Schr. Naturwiss. Ver. Schlesw.-Holst.	Bd. 58	S. 1– 30	Kiel, Dez. 1988

Glaziäre, periglaziäre und marine Reliefentwicklung im nördlichen Schleswig-Holstein

Von O. FRÄNZLE, Kiel

Mit einer Geomorphologischen Karte 1:100 000 im Anhang

Neben den Alpen stellt Norddeutschland eines der klassischen Gebiete der Eiszeitforschung dar, in dem wesentliche Erkenntnisse über das Geschehen am Rande kontinentaler Inlandeisschilde gewonnen werden konnten. In beiden Gebieten hat der unterschiedliche Formcharakter der Alt- und Jungmoränenkomplexe schon frühzeitig das Interesse auf sich gezogen und neben stratigraphischen Gliederungsversuchen genauere Analysen des Formungsstils veranlaßt. Dabei wurde die flächendeckende geomorphologische Detailaufnahme als Instrument der Informationsgewinnung – im Gegensatz zur Praxis geologischer Forschung – verhältnismäßig wenig eingesetzt; die extrapolierende Erfassung lokaler, als repräsentativ angesehener Sachverhalte stand bis vor wenigen Jahren entschieden im Vordergrund. Daher lag es nahe, im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms „Geomorphologische Detailkartierung in der Bundesrepublik Deutschland" etwa zwanzig Blätter in den Maßstäben 1:25.000 und 1:100.0000 in Alt- und Jungmoränengebieten aufzunehmen, um die unterschiedlichen Formungsmechanismen in ausgewählten Beispielen zu erfassen.

Bei der Vielzahl der wirksamen Prozesse und der sie steuernden Randbedingungen ist es in diesem Zusammenhang für die geomorphologische Forschung wichtiger, möglichst viele Faktoren zu kennen und berücksichtigen zu können, als einige wenige mit größtmöglicher Schärfe zu erfassen. Denn immer handelt es sich nicht um Einzelfaktoren im engeren Sinne, sondern um Faktorengruppierungen von interferierender Wirkungsweise, um Feldwirkungen, wie man in Übernahme und Fortführung eines Fundamentalbegriffes der modernen Physik sagen könnte. Dies soll im folgenden im wesentlichen am Beispiel des GMK 100 Blattes C1518 Husum in Form einer klimageschichtlich gegliederten Übersicht über die verschiedenen Formungsphasen der mittel- und jungquartären Ablagerungen der mittelschleswigschen Geest- und Marschgebiete erfolgen.

1. Die mittelquartäre Reliefentwicklung

1.1 Die elstereiszeitliche Geomorphogenese

Frühe, eindeutig der Elstervereisung zuzuordnende Sedimente sind im Kartiergebiet nicht nachgewiesen worden, obwohl das weite Vordringen des Elsterinlandeises nach Süden bis an den Rand des Mittelgebirges eine Überprägung wahrscheinlich macht. Glazigene und fluvioglazigene elstereiszeitliche Sedimente sind während der folgenden Eiszeiten weitgehend überformt oder verfrachtet worden

(WOLDSTEDT & DUPHORN 1974). Sie scheinen oberflächlich nicht anzustehen. Außerhalb des Kartenbereiches wurden elsterzeitliche Moränenablagerungen in den tiefen Rinnen erbohrt, die Anhaltspunkte für die Eisvorstöße in Schleswig-Holstein erbrachten. Die nächstgelegenen Vorkommen zeigen ein Geschiebespektrum, das durch geringe Gehalte an paläozoischen Kalken und Kreide charakterisiert ist (STEPHAN et al. 1983). Die von HECK (1944, 1951) erwähnten mächtigen Sande von Bohmstedt, Almdorf und Wobbenbüll sowie die erbohrte Grundmoräne bei Bredstedt, die elsterzeitlichen Ursprungs sein sollen, sind nach GRIPP (1964) saalezeitliche Bildungen, da sich die den älteren Geschiebezählungen als Vergleich dienenden Ablagerungen von Schulau (Elbe) als saalezeitliche Moränen erwiesen. Die später stark gestauchten Ablagerungen von Bredstedt und die damit zusammenhängende wechselnde Lagerung von holsteinzeitlichen Meeresablagerungen über und unter der Grundmoräne deuten ebenfalls eher auf einen saalezeitlichen Ursprung. Als elstereiszeitliche Bildung werden die in glazial gestauchter Lage sich befindenden Bändertone bei Sönnebüll von DIETZ (1953) angesprochen. Falls die Zeitangabe zutreffen sollte, ergäben sich interessante Hinweise auf die paläogeographische Situation in der späteren Elstereiszeit; denn ihre Ablagerung müßte in einer möglicherweise noch von Gletschereis und Moränen abgeschirmten Bucht vonstatten gegangen sein.

1.2 Holsteinzeitliche Reliefbildung

Marine, brackige und limnische Holsteinsedimente konnte HECK (1944) nördlich von Bredstedt nachweisen, die bis +30 m NN oberflächlich anstehen (Geol. Karte Blatt Bredstedt). Durch Bohrungen wurde eine Küstenlinie rekonstruiert, die in groben Zügen ungefähr der heutigen Küstenlinie folgte. Südlich von Bredstedt biegt sie jedoch nach Südosten ab und verläuft nördlich von Husum in ostsüdöstlicher Richtung über Viöl gegen den Kartenrand (GRAHLE 1936). Die die Maximalausdehnung des Holsteinmeeres wiedergebende Rekonstruktion zeigt südlich des Kartenblattes einen Küstenverlauf, der durch elsterzeitliche Zungenbecken und Schmelzwasserrinnen geprägt sein soll (WOLDSTEDT & DUPHORN 1974).

Im Bereich des Kartenblattes treten verschiedene marine Fazies auf. Eine tonige Fazies wurde im äußersten Westen des Untersuchungsgebietes abgelagert, während zur vermuteten Küstenlinie hin zunehmend sandigere Sedimente (Husumer Sand) zur Ablagerung gelangten, die GRIPP (1964) als Außenwattsedimente ansprach. Die nördlich von Bredstedt nachgewiesenen Tone deutet HECK (1944) als Ablagerungen eines zunächst unter schwachem Zustrom von Meereswasser stehenden Haffsees mit einer brackig-marinen Diatomeenflora, der nach einer Unterbrechung des Salzwasserzustroms zunehmend aussüßte. Die Ausdehnung dieses Sees gibt er mit 20 qkm an. Seine Ostgrenze verlief bei Drelsdorf (DIETZ 1953).

Terrestrische Vorkommen aus dieser Zeit sind im Untersuchungsgebiet nicht bekannt geworden. Die sedimentologischen, faunistischen und floristischen Bearbeitungen von Holsteinablagerungen in Schleswig-Holstein (GRAHLE 1936, HECK 1944, DÜCKER 1969, STREMME 1980) lassen vermuten, daß die ca. 16 000 Jahre währende Warmzeit durch Kälterückschläge gekennzeichnet war. Einer äußerst raschen Transgression, die schon gegen Ende der Elstereiszeit wenigstens in den

tiefen Rinnen der Elbe den Eisrand erreichte und deren erste Faunengesellschaft in Westholstein durch arkto-boreale Arten geprägt war, folgt offenbar nach einer Stagnation zunächst eine kurzfristige Regression, in deren Verlauf in Wacken (Westholstein) äolische Sande („Sandlöß" nach DÜCKER 1969) abgelagert wurden, die von organogenen Ablagerungen überdeckt sind. DÜCKER gliedert nach den Befunden von Wacken die Holsteinzeit in zwei Warmzeiten (Muldsberg- und Wacken-Warmzeit) und eine dazwischenliegende Kaltzeit (Mehlbek-Kaltzeit) und begründet dies vor allem mit der in Wacken nachweisbaren Regression, die in der Ausbildung von Flugsanden und deren periglaziärer Überprägung endet. Über die Dauer dieses mehrfach nachgewiesenen Kälterückschlages herrscht noch keine Klarheit. In Wacken sind keine verwertbaren Pollen in den Sanden eingelagert. WOLDSTEDT & DUPHORN (1974) veranschlagen ca. 200 bis 300 Jahre und widersprechen der Auffassung DÜCKERs, zumal kein Eisvorstoß nachweisbar sei.

Der Versuch einer Rekonstruktion der paläogeographischen Verhältnisse im Kartenbereich muß wegen der geringen Quellen mit äußerster Vorsicht erfolgen. Die rasche Transgression spricht für ein relativ niedriggelegenes Land, dessen Oberfläche allerdings schon durch glaziäre Ablagerungen gestaltet wurde, wie der buchtenreiche Verlauf der Küste zeigt. Ob und wie lange diese Oberfläche der nivellierenden Wirkung eines Periglazialklimas nach dem Rückzug des Elstereises ausgesetzt war, bleibt offen.

1.3 Die Bildung der Altmoränen

1.3.1. Die saaleeiszeitliche Geomorphogenese

Im Untersuchungsgebiet wird die Analyse der saaleeiszeitlichen Ablagerungen und ihrer Oberflächenformen durch einige Umstände sehr erschwert. Schon frühzeitig wurde erkannt, daß das Fehlen ausgeprägter Höhenzüge im Bereich der schleswigschen Geest die Festlegung saalezeitlicher Gletscherrandlagen unmöglich macht, so daß ihre Verläufe, soweit sie im Kartiergebiet vermutet werden, bruchstückhaft oder hypothetisch waren (PICARD 1962, LIEDTKE 1981 a, EHLERS & STEPHAN 1983). Hinzu kommt, daß in den relativ niedrig gelegenen Gebieten der Hohen Geest wegen des hohen Grundwasserstandes nur ausnahmsweise Kiesabbau betrieben wird, durch den tiefergehende Einblicke in den Untergrund gestattet würden. Schließlich sei auf die weiter unten zu behandelnde Umformung des saale- bzw. eemzeitlichen Reliefs unter den weichselperiglaziären Bedingungen verwiesen, durch die zumindest das Mikrorelief vollständig verebnet wurde.

Tieferliegende Gebiete wurden durch die weichselzeitlichen Sander erodiert oder überlagert, während der Westen des Kartenblattes durch die postsaalezeitlichen Meerestransgressionen überformt wurde, so daß auch diese Gebiete in diesem Zusammenhang nicht zu betrachten sind.

(vgl. Abb. 1)

Saalefrühglaziale Ablagerungen sind aus dem Untersuchungsgebiet noch nicht bekannt. Jüngst erbohrte limnische Sedimente bei Leck führen ein Pollenspektrum, das auf ein recht warmes Interstadial zu weisen scheint. Die hangenden Moränen konnten dem älteren saalezeitlichen Gletschervorstoß zugeordnet werden, so daß dieses „Leck-Interstadial" die Konnektierung der aus den Niederlanden und

INSTITUT FÜR ... HÖNTE

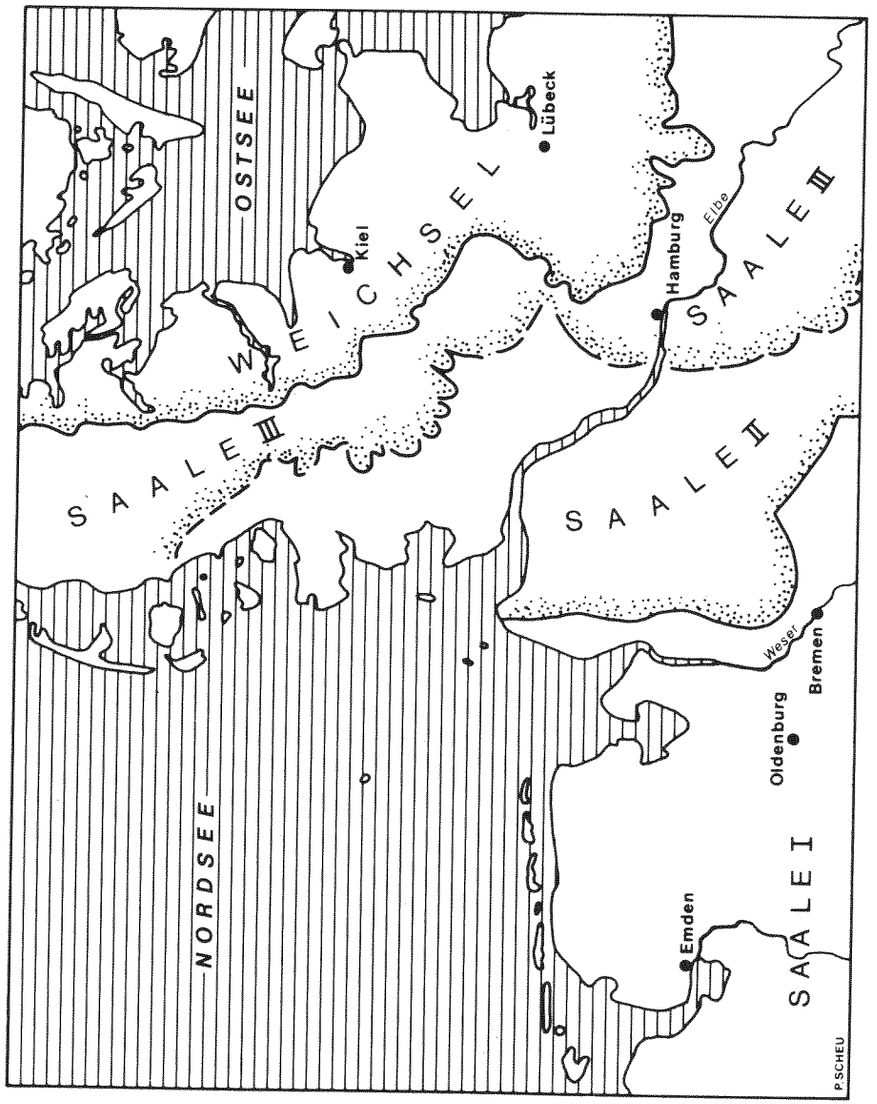

Abb. 1: Die pleistozäne Vergletscherung Norddeutschlands Nach LIEDTKE 1981, EHLERS & STEPHAN 1982)

Dänemark bekanntgewordenen saalefrühglazialen Interstadiale gestatten würde (EHLERS et al. 1984). Die ältesten im Gebiet faßbaren Moränen und Sander sind dem Drenthe-Stadium zuzuordnen. Die zuletzt von MEYER (1981) bearbeitete rote

Gesteinsscholle von Schobüll, die sich durch eine ostbaltische Geschiebegemeinschaft sowie eine unterpermische Gesteinsscholle von allen übrigen Ablagerungen der Gegend unterscheidet, kann möglicherweise mit dem von STEPHAN et al. (1983) erwähnten späten Drenthe-I-zeitlichen Burg-Vorstoß korreliert werden, dessen Ablagerungen aus Schleswig-Holstein (Rotes Kliff, Dithmarschen, Hamburg-Langenhorn) und Nordniedersachsen bekannt wurden (EHLERS et al. 1984).

PICARD (1960, 1962) weist auf einige westlich gelegene, nordwestlich bis nordnordwestlich gerichtete Stauchungserscheinungen hin, die von ihm wegen überlagernder mächtiger Verwitterungshorizonte ebenfalls einem ältersaalezeitlichen Stadial zugeordnet werden. Falls diese zeitliche Zuordnung richtig sein sollte, würden die Stauchungsrichtungen eine vom lokalen Relief (möglicherweise Elstermoränen) gesteuerte Abweichung der von EHLERS & STEPHAN (1983) angegebenen spätdrenthezeitlichen Eisbewegung darstellen, die nach Westen gerichtet war.

Bodenbildungen und tiefgründige Verwitterungs- und Bleicherscheinungen, die einem das Saale-I-(Drenthe-) und Saale II-Stadium trennenden Interstadial zugeordnet werden können, sind mehrfach im Gebiet nachgewiesen worden und als Leithorizont des Treene-Interglazials gedeutet worden (PICARD 1959, STREMME 1960). Ihre stratigraphische Aussagekraft wurde jedoch vielfach in Zweifel gezogen, da eine eindeutige Datierung mit Hilfe ausschließlich pedologischer Methoden noch nicht möglich war und verwertbare Pollendiagramme nicht veröffentlicht wurden (GRIPP 1964, FRENZEL 1968, WOLDSTEDT & DUPHORN 1974). Dennoch scheint es heute unbestritten zu sein, daß das Ende des Drenthe-Stadials durch eine umfangreiche Deglaziation geprägt wurde, auf die eine interstadiale Wärmeschwankung folgte, über deren Dauer und Intensität allerdings bis heute keine Klarheit zu schaffen war. Die Bedingungen, unter denen die bis zu 10 m tief verwitterten Bleichhorizonte entstehen konnten, beschreiben FELIX-HENNINGSEN & URBAN (1982) und FELIX-HENNINGSEN (1983) am Beispiel des Roten Kliffs auf Sylt. Die tiefgründige Verwitterung deutet auf ein sehr humides Klima, dessen Durchschnittstemperatur so hoch war, daß zumindest innerhalb des Bleichhorizontes kein Permafrost existieren konnte. Die organische Substanz, die für die die Bleichung hervorrufenden reduzierenden Bedingungen notwendig war, stammte von einer vergleichsweise dichten Vegetation, die durch wenige in die Tiefe verschleppten Pollen als Ericaceen-Heide bestimmt werden konnte. Die von PICARD (1961a) erwähnten Untersuchungen an pflanzlichen Makroresten und Pollen aus Vorkommen bei Husum, die eine wärmeliebende Gehölzflora belegen sollen, können nach FRENZEL (1968) auch aus der Endphase des Eem-Interglazials stammen.

Im anschließenden Saale II-Stadial ist das Eis erneut bis in das Kartengebiet vorgedrungen. Trotz des Fehlens neuerer Geschiebeanalysen soll die oberflächennahe, äußerst kalkreiche Moräne der Bredstedter und nördlichen Husumer Geest, die WEHNERT (1914) bei seiner Untersuchung abbauwürdiger Mergelvorkommen kartierte, diesem Stadial zugeordnet werden, zumal auch SJØRRING (1983) in Westjütland eine ebenfalls kreidereiche, einer Bodenbildung auflagernde Moräne nachwies. Da im Bereich der Westschleswigschen Scholle die Kreideablagerungen unter mehrere 100 m mächtigen Tertiärschichten lagern, kann ausgeschlossen werden, daß es sich hierbei um aus Lokalgeschieben aufgebaute Moränen handeln könnte.

Markante Endmoränen oder sonstige Randlagen sind auch für dieses Stadial nicht nachweisbar. Zwar möchte PICARD (1962) in dem Höhenrücken von Bredstedt eine Randlage sehen, die er in das Warthe-Stadial datiert. Wegen des Vorkommens kreidereicher Mergel scheint es sich aber eher um einen Höhenrükken zu handeln, der bereits während des Drenthe-Vorstoßes tiefgründig glazialtektonisch gestaucht wurde (DIETZ 1953), der aber während des Saale II-Vorstoßes von Sanden und vor allem von Grundmoräne überlagert wurde. Die dazugehörige Randlage müßte demnach weiter im Westen vermutet werden. Ob die von PICARD (1962) erwähnte Bodenbildung von Mildstedt einem das Saale II- und Saale III-Stadial trennenden Interstadial zuzuordnen ist, kann wegen des Fehlens stratigraphischer Hinweise nicht geklärt werden.

Nach Osten hin schließen sich Moränen mit deutlich geringeren Kalkgehalten (MEHNERT 1914) und ungestörte Sanderablagerungen an, die als jüngste saalezeitliche Ablagerungen an die Oberfläche treten. Auffällig ist das gleichsinnige E-W- bzw. weiter im Norden das NW-SE-gerichtete Streichen der Höhenrücken. Trotz der weichselzeitlichen periglaziären Umgestaltung läßt sich hier die Grenzzone zwischen dem mittleren und jüngeren saalzezeitlichen Eisvorstoß näherungsweise als mehr oder weniger geschwungene Verbindungslinie folgender Orte von Süden nach Norden bestimmen: Hollbüllhuus-Immenstedt-Arlewatt-Drelsdorf-Sönnebüll-Dörpum. Auch die östlich gelegenen, aus der weichselzeitlichen Sanderfläche herausragenden Altmoränen von Wallsbüll und Großenwiehe sind dem jüngeren Vorstoß zuzuordnen. Ob sich aus der heutigen Topographie jedoch Zungenbecken und Randlagen rekonstruieren lassen, wie dies DÜCKER (1958) und GRIPP (1964) versuchen, scheint wegen der geringen Prägekraft des warthezeitlichen Eises und wegen der periglaziären Umgestaltung fraglich. Gegen Ende des letzten saalezeitlichen Stadials wurde das Gebiet eisfrei und zunächst von Tundra, später von einer subarktischen Steppe bedeckt (WOLSTEDT & DUPHORN 1974). Möglicherweise wurden in diesem Zeitabschnitt periglaziäre Formungsprozesse wirksam.

Ein besonderes Problem stellen die tief in den Untergrund eingeschnittenen Rinnen (Tiefrinnen nach LIEDTKE 1981 b) dar, von denen einige auch im Kartengebiet nachgewiesen wurden. Geomorphologisch treten sie heute nicht mehr in Erscheinung, wenn auch das heutige Treenetal westlich von Wohlde und das breite Muldental der Mühlenau im Untergrund nachgewiesenen Rinnen folgen. In der Rinne südlich von Husum erreichen pleistozäne und holozäne Sedimente mit 221 m ihre größte Mächtigkeit innerhalb des Blattbereichs.

Die Entstehung und Datierung der im Bereich der nordischen Vereisungen auftretenden Rinnen ist bis heute noch nicht vollständig geklärt (LIEDTKE 1981 a). Wie oben angedeutet, kann die Anlage der Rinnen tektonisch oder salztektonisch beeinflußt worden sein, die charakteristische Eintiefung ist allerdings während einer der letzten Vereisungen geschehen. Als weitere Entstehungsursachen führen KUSTER & MEYER (1979) fluviale, glaziale und glazifluviale Erosion an. Für die für Niedersachsen typischen schmalen, tiefen und langen Rinnen, deren Verfüllung durch elsterzeitliche Moränen, Sande und Beckentone sowie holsteinzeitliche marine Tone zu Beginn der Saaleeiszeit bereits abgeschlossen war, nehmen sie allerdings subglaziale Schmelzwassererosion als ausschließliche Entstehungsursache an, ohne auf die außergewöhnlichen, nur während der Elstereiszeit auftretenden Bildungsmechanismen weiter einzugehen. Nach LIEDTKE (1981 a) kommt es

durch Wechselwirkungen zwischen Permafrost und vorrückendem Eis zur extremen Tiefenexaration. Danach beginnt der Permafrost unter dem vorrückenden Eis in Abhängigkeit von der Eismächtigkeit zu tauen, wobei es durch zunehmende Reibungswärme zu verstärkter Schmelzwassserbildung kommen kann, die die eintiefende Wirkung der Exaration verstärken würde. Nach dieser Auffassung verlaufen die Rinnen senkrecht zum Eisrand, und dies würde für die im Kartenblatt nachgewiesenen ost-westlich verlaufenden Rinnen bedeuten, daß der korrespondierende Eisrand im Westen lag. Anhaltspunkte für eine Datierung der sich im Kartenblatt befindlichen Rinnen ergeben sich aus der Lage weit westlich der Randlage des Weichselmaximalvorstoßes sowie aus der Tatsache, daß über das südlich von Schwabstedt gelegene Rinnensystem das Eemmeer in das Kartengebiet transgredierte. Daraus folgt, daß zumindest diese Rinnen präweichselzeitlichen Ursprungs sind und als ausgeprägte Tiefenlinien noch während des Eem vorhanden waren. Im Bereich der die östlich von Oland die eemzeitliche Nordfriesische Rinne querende Tiefenrinne konnte DITTMER (1941) keine abweichenden Tiefenverhältnisse nachweisen, so daß angenommen werden kann, daß sie bereits im Eem verfüllt war. Geht man von ähnlichen Entstehungsbedingungen der niedersächsischen und westschleswigschen Rinnen aus, so sind die letztgenannten in einer Zeit entstanden, als der Eisrand in westsüdwestlicher Richtung in maximal 100 km Entfernung von den Rinnenmündungen zu suchen war. Dies trifft sowohl für die Elster- als auch für die frühe Saaleeiszeit zu.

Der Westen des Kartenblattes wurde von einer nordnordwestlich verlaufenden, durch Moränen begrenzten Rinne geprägt. Im Osten schließen sich als Höhenzüge die Moränengebiete der heutigen Bredstedter, Husumer und Ostenfelder Geest an, deren Oberfläche ein für Grundmoränenlandschaften typisches, durch Toteisdynamik kleinräumig stark gegliedertes Relief aufwies und von zahlreichen Tiefenlinien durchzogen wurde. Ausgeprägte Stauchendmoränen, wie sie für die Randlagen der Weichselvereisung z.T. typisch sind, scheinen außerhalb des Stollberggebietes nicht ausgeprägt zu sein. Der heute flach nach Westen einfallende Nordteil des Blattes war schon gegen Ende der Saalekaltzeit ein gegen den Südteil abgesetztes Talgebiet, wie das relativ weite Vordringen des Eemmeeres nach Osten zeigt (DITTMER 1954). Daß es sich bei diesem ausgedehnten Niederungsgebiet um Schmelzwasserrinnen handelte, kann angenommen, wegen der starken weichselzeitlichen Überprägung aber nicht belegt werden. Der Südosten des Blattes mit den im Vergleich zu den übrigen Altmoränengebieten extremen Reliefunterschieden zwischen dem Treenetal und der Ostenfelder Geest ist ebenfalls bereits in der Saalezeit – wohl als Zungenbecken – angelegt worden (vgl. GRIPP 1964, PICARD 1962).

In das ausgeprägte Tal der Treene transgredierte das Eemmeer weit nach Nordosten, so daß auch hier ein saalezeitlicher Vorläufer angenommen werden muß. Der Verlauf von saalezeitlichen Rinnen ist durch den Nachweis interglazialer Meeresablagerungen möglich. Da im Liegenden der marinen Eemschichten vielfach saalezeitliche Sanderablagerungen erbohrt wurden, sieht DITTMER (1941, 1951) in ihnen Schmelzwasserabflüsse der Saalegletscher. Aufgrund der unterschiedlichen Tiefenlage der saalezeitlichen Schichtobergrenzen gelangt er zu der Auffassung, daß eine flachere nach Norden gerichtete Rinne älter ist als die tiefere Treenerinne, die durch Einspielen auf eine im Westen gelegene Erosionsbasis die ältere Rinne unterschnitt (siehe auch DITTMER & GRIPP 1944).

1.3.2 Eemzeitliche Reliefformung

Die weite Verbreitung von meist marinen Eemsedimenten im Kartengebiet gestattet erstmals eine genauere Rekonstruktion der damaligen Küstenlinie. Die konstante Erwärmung nach dem Abschmelzen des Saaleeises und das Tieftauen des Permafrostes bewirkten eine für Interglaziale charakteristische Meerestransgression und eine Vegetationsentwicklung von einer Kiefern-Birkenzeit zu einer dem Klimaoptimum entsprechenen Eichenmischwaldzeit und einer nachfolgenden, zunehmend ungünstigeres Klima anzeigenden Kiefernzeit (WOLDSTEDT & DUPHORN 1974, AVERDIECK 1976). Das Klimaoptimum wird von MENKE (in STREMME et al. 1980) als ebenso sommerwarm bei größerer Ozeanität wie das holozäne Klimaoptimum charakterisiert.

Die Morphogenese der eemzeitlichen Landoberfläche war durch das Tieftauen des Permafrostes und Toteises bestimmt, das fast bis in die zum beginnenden Klimaoptimum gehörende EMW-Haselzeit andauerte (STREMME 1980). Die entstehenden Hohlformen wurden unter dem Einfluß des Klimas zunächst mit Kalkmudden, später durch limnisch-telmatische Ablagerungen verfüllt. Soweit heute noch rekonstruierbar, betrug der Flächenanteil in einem Untersuchungsgebiet in Westholstein wenigstens 10 % der Landoberfläche (STREMME 1980, MENKE 1982).

FELIX-HENNINGSEN (in STREMME et al. 1982) konnte auf Grundmoränen eine der Klimaentwicklung entsprechende polygenetische Bodenentwicklung feststellen, die über einem während des Klimaoptimums entwickelten Lessivé unter zunehmender Humidität und abnehmender Temperatur zu einem Pseudogley-Podsol führte. Auf sandigeren Substraten verlief die Bodenentwicklung über ein Braunerdestadium zum Lessivé oder Podsol, der sich häufig durch einen ausgeprägt rostroten B_s-Horizont auszeichnet (STREMME 1981). Die Tiefe der Entkalkung ehemals kalkreicher Saale II-Moränen beträgt bis zu 4 m (STREMME 1980, 1981).

In die tiefen Schmelzwasserrinnen transgredierte von Westen her das Eemmeer, dessen Ablagerungen an der mittleren Eider bis -5 m NN erbohrt wurden (GRIPP 1964). Da bis heute keine Küstenablagerungen bzw. Ufermarken nachgewiesen werden konnten, muß der Küstenverlauf mit Hilfe der regional unterschiedlich ausgeprägten Sedimente rekonstruiert werden. DITTMER (1941) beschreibt eine von Norden nach Süden bis zum heutigen Husum sich erstreckende buchtenreiche Rinne (Nordfriesische Rinne), deren Eembasis von Süden nach Norden von -12 m auf über -30 m abfällt. Im Liegenden wird die Transgression durch sandige, *Venerupis (=Tapes) senescens* als Leitfossil führende Schichten eingeleitet, die nach oben hin durch Turritellentone abgelöst werden. DITTMER (1941) faßt die bis zu 8,5 m mächtigen Ablagerungen als verschiedene Fazies eines Untereemmeeres zusammen, bei dem der Turritellenton als Stillwassersediment in Wassertiefen über 10 m zur Ablagerung gelangte. Die Entwicklung der Transgression hat an der Grenze Unter/Obereem ihren Höhepunkt erreicht. Danach setzte unter weiter fortschreitender Erwärmung und nur geringem Anstieg eine starke Auffüllung der Nordfriesischen Rinne ein, die zur Überlagerung der Untereem-Schichten durch aus Unterwassersedimenten, Watt- und Verlandungsschichten sowie Brackwassersedimenten sich zusammensetzenden sog. Olander-Schichten führte (DITTMER 1941, GRIPP 1964). Eine westlich von Leck erbohrte Austernbank, deren Artenspektrum auf optimale Lebensbedingungen und höhere Temperaturen hinweisen, ist eine der jüngsten marinen Eemablagerungen. Bei nahezu gleichbleibendem Wasserstand setzte sich hier die Verfüllung soweit fort, daß zunehmend Brackwassersedimente abgelagert wurden, ohne daß eine Regression feststellbar wäre (DITTMER 1954). Die Gesamtmächtigkeit der Olander-Schichten beträgt 14 m. Die Verfüllung der in der Saalezeit angelegten, während der frühen Transgression möglicherweise weiter eingetieften Rinne mit bis zu 22 m mächtigen marinen Sedimenten stellt einen der bedeutendsten das Kartenblatt betreffenden morphogenetischen Prozesse dar.

Ausläufer einer zweiten sich fördenartig in das Land schneidenden Eembucht erreichten von Südwesten her das Kartengebiet (Nordmann-Rinne nach DITTMER 1951). Sie füllte die Eider-Treene-Rinne vollständig aus, allerdings konnte ihr Nordufer noch nicht bestimmt werden. Unterschiede in der Faunenzusammensetzung der offensichtlich in tieferem Wasser abgelagerten Sedimente machten eine Korrelierung mit den Ablagerungen der Nordfriesischen Rinne noch nicht möglich (DITTMER 1951, WOLDSTEDT & DUPHORN 1974).

2. Weichseleiszeitliche Reliefbildung

2.1 Das Weichselfrühglazial im Altmoränengebiet

In den warthestadialen Moränen- und Sandergebieten Norddeutschlands spielte die Toteisdynamik bis in die frühe Eichen-Mischwaldzeit eine ähnlich große Rolle wie im Weichselpleniglazial (STEPHAN 1974, MENKE 1976, FRÄNZLE 1981). Während der eemzeitlichen Bewaldung erfolgte nur eine organogene Verlandung, ansonsten blieben die Hohlformen weitgehend erhalten.

Die mit einer allgemeinen Bodenversauerung einhergehenden Auflichtung der Vegetation im ausklingendem Eem, größere Frosthäufigkeit und möglicherweise eine Zunahme der Feuchtigkeit durch stärkere Niederschläge, herabgesetzte Verdunstung und herabgesetzte Interzeption in den Ericales-Heiden bewirkten gegenüber dem vorhergegangenen Interglazial eine grundlegende Veränderung des Wasserhaushalts. Unter zunehmenden Einfluß des subarktischen Klimas nahm die Infiltrationskapazität des Bodens zumindest während der kälteren Jahreszeiten ab, so daß es – verstärkt auch durch Schneeschmelzen – saisonal zu oberflächlichem Abfluß und starker Abspülung kam, die zur Einebnung eemzeitlicher Hohlformen (MENKE 1976, 1982, LIEDTKE 1981 a, FRÄNZLE 1985) führte. Überschüttete Hohlformen traten infolge der Setzung der Torfe in der Folgezeit wieder in Erscheinung und wurden dann erneut in die periglaziäre Verfüllung einbezogen (ANDERSEN 1961, DÜCKER & HUMMEL 1967, LADE 1980). Die Untersuchungen LADEs & HAGEDORNs (1982) deuten darauf hin, daß dies zu Beginn eines Stadials in beträchtlichem Umfange in Form der Rinnenspülung geschah; die Befunde von GOVERS (1985) zeigen, daß dafür Schergeschwindigkeiten von 3–4 cm/s ausreichen.

Im weiteren Verlauf der Kaltphase gewann dann die Solifluktion an Bedeutung. Ob Permafrost schon im Weichselfrühglazial zur Ausbildung gelangte, wie dies von LIEDTKE (1981) postuliert wird, muß wegen des Fehlens eindeutiger Formen in den

Ablagerungen bezweifelt werden. Verbrodelte Fließerden treten im Aufschluß Keller (Blatt Schenefeld) erst oberhalb des Keller- (= Oerel-) Interstadials im unteren Pleniglazial auf.

Diesem Negativbefund stehen Angaben aus Hessen und Südniedersachsen gegenüber, die nicht durch regionale Klimaunterschiede – abgeleitet etwa aus der vorsichtig quantifizierenden Interpretation paläobotanischer Befunde (FRÄNZLE 1981, FRENZEL 1980) – begründet werden können. ROHDENBURG (1966) beschreibt eine ganze Serie von Permafrostperioden aus älteren Abschnitten der Würmeiszeit, SEMMEL (1968) mehrere Phasen mit Dauergefrornis im Würmlöß des Taunusvorlandes, deren älteste noch vor den „Mosbacher Humuszonen" liegt, die nach der seinerzeitigen stratigraphischen Auffassung das Altwürm repräsentieren. Heute erscheint ihre Parallelisierung mit dem Frühglazial i.S. der hier gegebenen Definition jedoch keineswegs zwingend; es ist vielmehr möglich, daß die ältesten von den genannten Autoren beschriebenen Froststrukturen erst an den Beginn der pleniglazialen Klimaverschlechterung zu stellen sind.

2.2 Die weichselpleniglaziale Prägung der Altmoränen

Im Zuge der weiteren Temperaturabnahme konnte sich Permafrost entwickeln, durch den in zunehmendem Maße die Oberflächengestaltung beeinflußt wurde. Nachdem bereits im Weichselfrühglazial die eemzeitlichen Hohlformen weitgehend verfüllt waren, wurden nun die Täler und Vollformen einer so weitgehenden periglaziären Umformung unterzogen, daß sich am Ende der Kaltzeit das saalezeitliche glaziale Relief der Moränengebiete in das ausgeglichenere Altmoränenrelief gewandelt hatte. Seine Hauptcharakteristika sind die im Vergleich zu den weichselzeitlichen Endmoränengebieten sehr geringen Hangneigungen, die in der Regel unter 5° liegen. Sie sind das Resultat der Denudation der Moränen und der korrelaten Sedimentation durch langandauernde Abluation und Solifluktion. Ebenfalls unter dem Einfluß von Abspülung und Bodenfließen entwickelten sich die Muldentalsysteme der hohen Geestflächen, bei denen die Akkumulation überwog, wie der stufenlose Übergang zu den heute unterschiedlich stark vermoorten Talböden zeigt. Erst in tiefergelegenen, heute von mächtigen Holozänschichten überlagerten Gebieten ist mit stärkerer periglaziärer fluvialer Erosion zu rechnen. Der vorherrschenden Akkumulation ist es zuzuschreiben, daß die Ost-West-orientierten Leitlinien des präweichselzeitlichen Reliefs im westlichen Schleswig-Holstein weiterhin als Vorfluter der von den Hängen kommenden Dellen dienten. Lediglich im Bereich größerer Reliefunterschiede (z.B. zwischen dem Osthang der Ostenfelder Geest und dem Treenetal im Bereich des Blattes Husum) konnte sich ein für Altmoränen typisches, vom präweichselzeitlichen Relief unabhängiges radiales Entwässerungsystem entwickeln.

Die im Gelände sanft geschwungenen Mulden- und Dellenhänge, die die Hohe Geest prägen, lassen keine signifikanten, auf periglaziäre Prozesse zurückzuführenden Asymmetrieerscheinungen erkennen. Dies mag vor allem daran liegen, daß die Gebiete der Hohen Geest im Mittel- und Hochglazial eine der Hauptwasserscheiden waren, in denen sich Gerinne nicht oder nur mit sehr kleinen Einzugsgebieten entwickeln konnten, deren Wassermenge auch unter Permafrostbedingungen zu gering war, als daß die zur Ausbildung von Sekundärasymmetrien notwendige Seitenerosion stattfand (FRÄNZLE 1969). Strahlungsunterschiede, die die auf expositonsbedingter unterschiedlich starker Solifluktion beruhende primäre Asymmetrie hätten hervorrufen können, spielten in dem eingeebneten Relief eine allenfalls untergeordnete Rolle. Sie könnten zu Beginn der periglaziären Formung wirksam gewesen sein, sind aber durch die nivellierende Abspülung und Solifluktion so bedeutungsschwach geworden, daß sie hier vernachlässigt werden können.

Über das Ausmaß der hauptsächlich durch Abspülung geformten Altmorärengebiete liegen unterschiedliche Angaben vor. HAGEDORN (1964, 1965) nimmt für das Uelzener Becken einen flächenhaften Abtrag von bis zu 20 m an. Ebenso groß sind die Beträge, die von GALBAS, KLECKER & LIEDTKE (1980) für die Dammer Berge ermittelt wurden, während GARLEFF & LEONTARIS (1971) für den Wilseder Berg mit einem Abtrag von 5–10 m rechnen. Dieser Wert nähert sich dem von SCHRÖDER (1978), der aus der Anreicherung von Steinen im Geschiebedecksand des Hümmlings einen Abtrag von 1,5–2,4 m errechnete. Da das saalezeitliche Relief des Kartenblattes nicht rekonstruiert werden konnte und die von SCHRÖDER (1978) angewandte Methode wegen der zeitlichen Aufeinanderfolge von Abspülung und Geschiebedecksandgenese nicht anzuwenden ist, kann die flächenhafte Tieferlegung hier nicht quantifiziert werden. Daß sie aber auch hier sehr wesentlich auf Abspülung zurückzuführen ist, wird aus Befunden einiger Aufschlüsse deutlich.

DÜCKER (1967) beschreibt mehrere Profile von Schwesing und den Kiesgruben von Ahrenshöft (Blatt Husum), die sich durch eine auffällige Zweiteilung auszeichnen. Über sicher saale- bzw. eemzeitlichen Horizonten lagern zunächst feinkörnige, geschichtete Sande und Schluffe mit unterschiedlich hohen humosen Beimengungen. Geringmächtige Bleichhorizonte werden von DÜCKER als Hinweise interstadialer Bodenbildungen gewertet und den bekannten Interstadialen zugeordnet. Da er jedoch die Möglichkeit der auch in Stadialen auftretenden Naßbleichung unter Tundrengleyen außer acht läßt, bleibt die Korrelierung und die darauf beruhende Stratigraphie fraglich. Die erwähnten Schichten sind jedoch vor allem wegen des Fehlens von Hinweisen auf Dauerforsterscheinungen eindeutig dem Weichselfrühglazial zuzuordnen. Erst im Hangenden werden zunächst spärliche, nach oben hin deutlicher hervortretende Kryoturbationen und Eiskeilpseudomorphosen beobachtet. Die Ablagerungen werden grobkörniger, ungeschichtet, und es treten vereinzelt Windkanter auf.

Die in der Geomorphologie umstrittene – aber auch aufgrund des nicht hinreichend in Rechnung gestellten Einflusses des Präreliefs zu allgemein gefaßte – Frage, ob im Periglazialbereich flächenhafte oder linienhafte Abtragung dominiere (vgl. beispielsweise BÜDEL 1977 und PRIESNITZ 1981), ist für die Altmoränengebiete Norddeutschlands eindeutig zu beantworten. Hier dominiert im Bereich der saaleeiszeitlichen Stauchmoränenkomplexe die periglaziäre Abspülung; ausgeprägte Talbildung ist an die Wirksamkeit größerer glazifluvialer Schmelzwasserströme oder entsprechender periglaziärer Flußsysteme gebunden. Ersteres charakterisiert die Situation im westlichen Schleswig-Holstein, wobei es insbesondere im Bereich des Blattes Husum zur Ausbildung der unten beschriebenen Saum- und Rinnensander kam; letzteres verleiht den Altmoränen des westlichen Norddeutschlands ihre Grobgliederung. Damit ist einschlußweise gesagt, daß die Abtragung der saaleeiszeitlichen Grundmoränen und Sander in Abhängigkeit vom Primärrelief

noch wesentlich geringer war. LIEDTKEs (1981 a) Angabe, daß Sanderflächen der Abspülung und Solifluktion zum Opfer gefallen seien, trifft zumindest für Schleswig-Holstein mit Sicherheit nicht zu.

2.3 Das Weichel-Pleniglazial

Mit dem Kälterwerden des Klimas im Pleniglazial, das mit dem Schalkholz-Kryomer (WPI) beginnt, änderten sich die Formungsbedingungen. Zunächst einmal trat die Solifluktion stärker in Erscheinung, nach dem Denekamp-Interstadial aber gewannen unter extrem trocken-kaltem Klima wieder Abspülung und äolische Formung weitflächig und entscheidend an Bedeutung. Charakteristische Ablagerungen und Sedimentstrukturen dieser Zeit sind Geschiebedecksand, Eiskeil-Pseudomorphosen sowie primär feingeschichtete und sekundär kryoturbat verwürgte Abspülsedimente in den Tiefenlinien der die Altmoränen gliedernden Dellensysteme.

Geschiebedecksand

In unterschiedlicher Mächtigkeit ist der Geschiebedecksand als Deckschicht auf den Altmoränen weit verbreitet. Das Auftreten von Windkantern und Deflationspflastern sowie unterschiedlich mächtigen, meist steinfreien Sanden weist ihn als vornehmlich äolischen Ursprungs aus. Je nach Intensität der äolischen Überprägung können verschiedene Subtypen unterschieden werden, die sich in Körnungsart und Gefüge meist deutlich von den liegenden saaleeiszeitlichen Sedimenten trennen lassen. In den Akkumulationsgebieten fehlen Windkanter und Deflationspflaster weitgehend; statt dessen sind auf den Schleswiger Altmoränen bis zu 1,7 m mächtige Sande weit verbreitet, die mehr oder weniger stark mit dem Liegenden kryoturbat vermischt sind. Dadurch gelangten auch gröbere Korngrößen sowie Steine bis nahe an die Oberfläche, wo sie durch Bioturbation und neuzeitliche Beackerung mehr oder weniger gleichmäßig in den oberen Bodenhorizonten verteilt wurden. In stärker reliefierten Gebieten wie z.B. am Klintumer Berg (Blatt Husum) ist auch an hangabwärtigen Transport als solifluidal sich bewegender Wanderschutt zu denken. Windbearbeitete Mittelkiese im Decksand können außerdem auch äolisch fortbewegt worden sein. In Deflationsgebieten treten Steinsohlen auf, die ebenfalls kryoturbat umgelagert wurden (vgl. hierzu MEYER 1986).

Anhaltspunkte für die Datierung des Geschiebedecksandes sind selten und ergeben lediglich relative Angaben. So finden sich Überlagerungen von Eiskeilpseudomorphosen durch kiesreichen Decksand. Da Eiskeile sich in der kältesten Phase des Hochglazials bildeten, liegt es nahe, die Bildung des Decksandes ebenfalls in diesen Zeitabschnitt zu stellen. Die Tiefe der verwürgten Schichten entspräche dann der maximalen weichselhochglazialen Auftauschicht, die sich durch äolische Akkumulation bzw. Deflation ständig änderte.

Eiskeilspaltennetze

Weichseleiszeitliche Eiskeil-Pseudomorphosen wurden in saaleeiszeitlichen Moränen zuerst von PICARD (1956, 1965) und SVENSSON (1963, 1976) aus Schleswig-Holstein und Westjütland sowie von EHLERS (1978) aus dem SW Hamburgs beschrieben. Weit verbreitet sind sie im Bereich des Blattes Husum (FRÄNZLE

1985). Ihr Nachweis gelang in Aufschlüssen bzw. flächenhaft mit Hilfe von Luftbildern, wobei die Benutzung eines neuen empfindlicheren Films seitens des Landesvermessungsamtes sehr zustatten kam. Die – wie das Beispiel on Oster-Ohrstedt zeigt – z.T. sehr ausgedehnten Netze bedecken unabhängig von Substrat und Hangneigung sowohl Moränenkuppen als auch periglaziär umgestaltete Altmoränen und Sander. Auf weichselzeitlichen Sandern konnten keine Spaltennetze nachgewiesen werden. Der Durchmesser der sich durch Hellfärbung von der Umgebung abhebenden Polygone beträgt bis zu 20 m. In Aufschlüssen zeigt sich, daß die Keile heute als 0,5 m bis 2 m breite und 2 m tiefe sandgefüllte Spalten in den Untergrund eindringen.

Profilschnitte einiger Spalten weisen Merkmale auf, die auch an die Möglichkeit von Sandkeilen denken läßt. Vor allem die Füllung einiger Spalten mit reinem Flugsand, der sich sowohl farblich als auch hinsichtlich seiner Körnung deutlich vom umgebenden Substrat unterscheidet, läßt auf ein gleichzeitiges Aufreißen und Verfüllen der Spalten schließen. Darauf deutet auch das senkrechte Gefüge der Verfüllung, das nach WEISE (1983) ein Unterscheidungsmerkmal der beiden Kontraktionserscheinungen sein soll. Darüber hinaus zeigt sich die nach JAHN (1975, zit.n. KARTE 1979) für Sandkeile typische Aufsplitterung in mehrere sandgefüllte Teilrisse am unteren Ende.

Die oberflächennahe Lage der Spaltennetze belegt, daß sie in einer relativ späten Phase der periglaziären Formung entstanden sein müssen, in der die Abspülung entschieden zurücktrat. Ihre geomorphologische Bedeutung ist relativ gering, da die sie formenden Prozesse keine Reliefumbildung hervorriefen. Wichtig sind sie jedoch als sichere Leitformen für kontinuierlichen Dauerfrost. HARRIS' (1981) mit Hilfe von Gefrier- und Auftauindizes (Gefrierindex = Summe der Tagesdurchschnittstemperaturen unter 0°C; Auftauindex = Summe der Tagesdurchschnittstemperaturen über 0°C) erfolgte Analyse zeigt, daß für die Entstehung von Eisspaltennetzen ein Auftauindex von 100°C notwendig ist. KARTE (1981) erwähnt einige weitere wichtige Faktoren, die für Entstehung und Weiterbildung der Netze von Bedeutung sind. Sie sind demnach typisch für kalthumide Klimate, deren Jahresmitteltemperatur unter –4°C und deren mittlere Temperatur des kältesten Monats unter –20°C liegen. Die initiierenden Kontraktionsrisse entstehen bei plötzlichen Temperaturabfällen um 20°C oder einem Sturz auf unter –20°C bei geringer Schnee- und Vegetationsbedeckung. Die Füllung der Spalten mit Segregationseis oder gefrierendem Schmelzwasser setzt eine ausreichende Luft- und Bodenfeuchtigkeit voraus, die für die Entstehung von Sandkeilen allerdings nicht gegeben zu sein braucht.

Geht man von gleichmäßig tiefen Jahresmitteltemperaturen während des oberen Pleniglazials aus, so bieten die oben mitgeteilten Werte die Möglichkeit, mit Hilfe einer von LACHENBRUCH (1968) genannten Näherungsformel die Mindestmächtigkeit des hochglazialen Permafrostes abzuschätzen.
Die Gleichung

$$\text{Permafrostmächtigkeit} \triangleq -\,(\text{Jahresmitteltemperatur}) \times (30\text{–}60)\ \text{m}$$

ist aus zahlreichen Befunden in heutigen Permafrostgebieten als Regression abgeleitet und spiegelt im zweiten Term die unterschiedlichen geothermischen Tiefenstufen des Dauerfrostbodens bzw. der unterlagernden Gesteine wider. Auf

Schleswig-Holstein angewandt, ergeben sich Mindestmächtigkeiten des Permafrostes für die Zeit des letzteiszeitlichen Temperaturminimums von etwa 200 m.

Abspülsedimente

Im schleswig-holsteinischen Altmoränengebiet sind einmal die charakteristischen Glacisformen mit ihren sehr geringen Hangneigungen ein Hinweis darauf, daß die pleniglaziale Solifluktion nur noch geringe Abtragungsleistungen vollbracht haben dürfte. Zum anderen belegen kryoturbat gestörte, feingeschichtete Ablagerungen von einigen Dezimetern Mächtigkeit in den Tiefenlinien der Altmoränenkomplexe, daß auch während des Hochglazials eine relieffolgende Formung durch Abspülung wirksam war.

Geschlossene Hohlformen

In den norddeutschen Altmoränengebieten sind zahlreiche geschlossene Hohlformen beobachtet worden. GARLEFF (1968) zählte in Niedersachsen etwa 10.000 solcher Hohlformen, von denen die meisten allerdings äolischen Ursprungs sind. Demgegenüber fällt das weitgehende Fehlen von Hohlformen im Bereich des Blattes Husum auf. Wohl sind in älteren Kartenwerken (Du PLAT 1804, älteste Ausgabe der TK 25) einige größere, auch im Kartenmaßstab der GMK 100 darstellbare wassergefüllte Senken kartiert worden; sie sind heute in den intensiv agrarisch genutzten Ländereien jedoch nicht mehr auffindbar oder erwiesen sich als Stauungen.

Wegen ihrer Bedeutung für die Ermittlung des kaltzeitlichen Klimas müssen die kleinen Hohlformen erwähnt werden, die PICARD (1961b) auf den flachen Hängen beiderseits der Mühlenau bei Husum nachwies. Die insgesamt fünf Hohlformen sind kreisrund bis oval und haben Durchmesser von 40 bis 100 m. Soweit Bohrungen niedergebracht wurden, sind sie mit Torf und Sanden verfüllt. Eine palynologische Untersuchung einer dieser torfgefüllten Hohlformen ergab zumindest boreale Torfe, so daß ausgeschlossen werden kann, daß es sich hierbei um Mergel- oder Wasserkuhlen handelt. Eine der Hohlformen war von einem flachen sandigen Wulst umrahmt, unter dem die sonst in der Umgebung nachgewiesene Steinsohle fehlte. Aufgrund dieser Befunde sieht PICARD in ihnen Reste von Pingos.

Die Untersuchungen von EHLERS (1978) und LADE (1980) zeigen dagegen, daß die Verfüllung von Hohlformen mit älterholozänen Torfen kein eindeutiger Beleg für eine kaltzeitliche Entstehung ist, da vielfach – vor allem auf flach geneigten Hängen bzw. auf Ebenen – eemzeitliche Hohlformen nach der Sackung der Torfe als vernäßte und vermoorte Senken wieder in Erscheinung treten. LADE (1980) konnte durch seine Untersuchungen auf der Bremervörde-Wesermünder Geest belegen, daß der Anteil präwürmzeitlicher Hohlformen sehr viel größer ist, als dies GARLEFF annahm. Um die Frage der Genese, vor allem aber der Datierung der Hohlformen eindeutig klären zu können, sind demnach Bohrungen erforderlich, die bis in eindeutig nachweisbare glaziale oder glazifluviale Schichten abgeteuft werden müßten. Auch der von PICARD erwähnte randliche Wulst scheint wegen seiner Flachheit kein eindeutiger Hinweis auf einen ehemaligen Pingo zu sein, wenngleich durch Verspülung oder Bodenfließen eine weitgehende Einebnung des Randwulstes eines kollabierten Pingos erfolgt sein könnte. Auch hinsichtlich der Lage der Hohlformen ergeben sich einige Probleme. Wegen des Fehlens limnischer Sedimente, die als Hinweis auf eine als Voraussetzung für die Entstehung von Pingos vom Mackenzie-Typ angesehene wassergefüllte Senke zu werten wären (WASHBURN 1979), müßten es sich um 'open-system'-Pingos handeln, deren Entstehung auf das Frieren von unter hohem hydrostatischem Druck stehendem Quellwasser zurückzuführen ist (MÜLLER 1959). Dieser hohe Druck resultiert in der Typregion Ostgrönlands auf den großen Reliefunterschieden zwischen Stauning Alper (bis 2900 m NN) und den nur wenig über der Meereshöhe liegenden Pingos. Das aus den Bergen z.T. unterirdisch abfließende Wasser steigt in den Tieflagen auf und gerät unter Permafrosteinfluß, wo unterhalb des Permafrostniveaus quergestellte wasserundurchlässige Riegel den Grundwasserfluß unterbrechen (MÜLLER 1959, CRUICKSHANK & COLHOUN 1965). Beide Voraussetzungen sind für die von PICARD kartierten Hohlformen nicht gegeben, so daß auch aus diesem Grund die Deutung der Hohlformen als Pingos zumindest fraglich erscheint, wie dies auch von KARTE (1981) geäußert wurde.

Jungglaziale Schmelzwasserdynamik

Im Gegensatz zu den weiten Bereichen des Saale I-Vorstoßes, der eine ausschließlich periglaziär-fluviale Überprägung erfuhr (LIEDTKE 1981), wurden die Altmoränen des Saale II- und III-Vorstoßes in Schleswig-Holstein in beträchtlichem Umfange durch die weichselglazialen Schmelzwässer geformt. Sie lösten im Zuge der Saum- und Rinnensanderbildung die Altmoränen in Geestinseln auf, deren Größe in Schleswig-Holstein im allgemeinen von N nach S zunimmt.

Eine weitgehende Umgestaltung erfuhren vor allem die nördlichen Bereiche des Blattes Husum, die schon während der Saaleeiszeit eine ausgesprochene Tieflage aufgewiesen haben. Wann die weichselpleniglaziale Haupteisrandlage entstand, kann für das deutsch-dänische Grenzgebiet nicht sicher bestimmt werden. Eindeutig ist jedoch, daß sich auch hier Staffeln des Brandenburger, Frankfurter und Pommerschen Stadiums auf engem Raum scharen (FRÄNZLE 1981, GRIPP 1964, HANSEN 1965, LIEDTKE 1981). Westlich der Randlagen wurden durch extramarginale Schmelzwässer Sander aufgeschüttet. Unterbrochen durch inselartig aufragende Altmoränen (dän. bakkeøerne = Hügelinseln), entstand so die im Osten etwas stärker, nach Westen hin zunehmend flacher einfallende Sanderfläche, die für die „Niedere Geest" typisch ist. Sie ist aus unterschiedlich mächtigen Sanden und Kiesen aufgebaut, wobei eine auf strömungsbedingter Saigerung beruhende Abnahme der Korngrößen zu beobachten ist (WEISS 1958). In unmittelbarer Nähe der Schmelzwasseraustritte wurden Kiese und Grobsande abgelagert, bereits in 10 km Entfernung des Randes Mittelsande und 30 km westlich der Austrittstellen Feinsande, während die noch kleineren Fraktionen als Schwebfracht noch weiter nach Westen gelangten. Die Oberfläche der im Bereich des GMK 100 Blattes Husum bis zu 14 m mächtigen Ablagerungen weist sowohl eine Bindung an die mit Tunneltälern verknüpften Sanderwurzeln wie eine vom präweichselzeitlichen Relief weitgehend unabhängige Abdachung von 0,15° im Osten auf 0,06° im Westen auf.

Zunehmende Aufschotterung und seitliches Unterschneiden der Altmoränen führten dazu, daß auch einige höhergelegene Rinnen im Bereich der Bredstedter Geest in das Sandernetz einbezogen und vor allem die Täler der Treene, Arlau und Ostenau zu bedeutenden Schlauchsandern wurden. Im Gegensatz dazu stellen die auf den wenigen geologischen Meßtischblätern (vgl. Blatt Bredstedt) ausgewiese-

nen „Talsande" keine glazifluvialen Bildungen, sondern die Decksedimente periglazialer Spülflächen dar, deren tiefstgelegene Teile vielfach von postglazialen Mooren bedeckt sind.

Spätglaziale und holozäne äolische Formung

Nach dem Trockenfallen unterlagen die Sanderflächen im Weichselspätglazial einer bis ins frühe Holozän andauernden äolischen Überprägung, die in geringerem Ausmaß auch die Altmoränen erfaßte. Im Gegensatz zu den weichselpleniglazialen und postsedimentär verwürgten Decksanden handelt es sich bei diesen äolischen Formen um räumlich eng begrenzte Erscheinungen, deren Bindung an spätglaziale Rinnen offensichtlich ist (JATHO 1969). Im Bereich des GMK 100 Blattes Husum ist daher eine Zunahme der äolischen Voll- und Hohlformen von Süden nach Norden zu beobachten, deren Ursachen zum einen in der Abnahme der Reliefenergie nach Norden hin, zum anderen in der weiten Verbreitung feinerkörniger Sande im Norden zu suchen sind.

Trotz starker neuzeitlicher Überprägung sind auch heute noch zahlreiche Dünen erkennbar, die teils als Einzelformen, teils als Dünenschwärme auftreten. Häufig handelt es sich um mehrere 100 m lange, bis zu 100 m breite und maximal 5 m hohe, nach Westen geöffnete Parabel- oder Bodendünen. Die relativ geringen Höhen und die unterschiedlich stark geböschten West- und Osthänge der Dünen lassen sie als „Altdünen" im Sinne von PYRITZ (1972) erscheinen, deren Entstehung an niedrige spätglaziale Zwergstrauchformationen und vegetationsarme Auswehungsgebiete gebunden ist. Außerhalb der durch kleinräumigen Wechsel gekennzeichneten Gebiete fallen einige isoliert liegende Flächen auf, deren Formung ausschließlich äolischer Tätigkeit zu verdanken ist. Im südlichen Bereich des GMK 100 Blattes Husum sind dies kleinere Areale, die in ihrer Lage deutliche Beziehungen zu Gerinnen (Mühlenau) oder zu tiefer gelegenen, heute durch Watt- und Marschsedimente überlagerten glazifluvialen Ablagerungen erkennen lassen. Die Sandakkumulationen auf dem Schobüller Berg oder die aus der Hattstedter Marsch herausragenden Dünenkämme sind durch Westwinde aufgeweht worden, deren Windgeschwindigkeiten durch zunehmende Reibungswiderstände nahe der Geesthänge herabgesetzt wurden. PRANGE (1963) erwähnt Parabeldünen in der Hattstedter Marsch, die der weichselzeitlichen Oberfläche auflagern und deren Mittelkämme vereinzelt aus der Marsch herausragen. Da ihr Korngrößenspektrum dem der weichselzeitlichen Sande entspricht und Hohlformen, die in Dünennähe erbohrt wurden, als Deflationsformen gedeutet wurden, scheinen hier jedoch Deflations- und Akkumulationsgebiete räumlich eng beeinander zu liegen. Nördlich der Ostenau häufen sich die äolischen Formen. Ähnlich wie die am Schobüller Berg gelegenen Dünen sind auch die am Nordwesthang der Bredstedter Geest kartierten Dünen durch Nordwestwinde aufgeweht worden. Die Dünenbildung wurde hier auch durch das Relief begünstigt, bei dem durch flache, quer zur Windrichtung gelegene Rinnen Leeffekte zur Ausbildung gelangten. Als Deflationsgebiete kommen nach DIETZ (1953) die westlich gelegenen, jetzt von Marschen überlagerten „Talsand"-Gebiete in Frage. Einer von DIETZ postulierten Zeitstellung der Dünenbildung in das 3. vorchristliche Jahrtausend kann nicht gefolgt werden, da es für diesen Zeitraum keine Hinweise auf die für Auswehung notwendige lückige Vegetationsdecke gibt. Auch hier handelt es sich um spätglaziale Erscheinungen, die auch in historischer Zeit trotz intensiver Heidenutzung relativ unberührt blieben,

wie die mächtigen Raseneisenerzkonkretionen unter dem Dünensand von Büttjebüllund zeigen. Zwischen den Altmoränen der Lecker Geest und der Bredstedter Geest befindet sich das größte Flugsand- und Dünengebiet des Kartenblattes. Seine Westgrenze wird durch die holozäne Marsch, die Ostgrenze durch die zum weichselzeitlichen Eisrand hin zunehmend grobkörniger werdenden, daher nicht auswehbaren Sanderablagerungen bestimmt. Nach Norden und Süden lagern die Sande den periglaziären Spülflächen auf. Lediglich im Bereich der holozänen Flußläufe sind die Sande erodiert oder von Flachmoor überlagert. Für die Entstehung dieses ausgedehnten Sandgebietes ist offensichtlich die Sanderschüttung des Flensburger Kegelsanders ausschlaggebend gewesen, durch die im Westen über weite Areale abgelagerte unverfestigte Fein- und Mittelsande zur Verfügung standen, die bei genügend starker Windgeschwindigkeit verfrachtet werden konnten. Hinzu kam, daß nach dem Trockenfallen der Sander die kleineren Nachfolgegerinne zunächst noch unter periglazialen Klimabedingungen (Permafrost, stark wechselnde Wasserführung, geringe Vegetationsdecke) durch Umlagerung ständig auswehbares feinkörniges Material bereit stellten.

Die nördlich der Soholmer Au und südlich der Altmoräne des Forstes Langenberg auftretenden Formen behandelte JATHO (1969) in einer detaillierten Studie. Die Oberfläche dieses Gebietes ist durch einen kleinräumigen Wechsel von hintereinander gestaffelten Dünen und zugehörigen Deflationswannen gekennzeichnet (siehe Abbildung 2); die Ablagerungen sind durch starke Körnungsunterschiede markiert.

Unmittelbar auf einer Steinsohle, die aus schwach äolisch überformten Geröllen besteht, lagert relativ feinkörniger, kryoturbat gestörter Sand. Ohne erkennbare, auf Unterbrechung der Auswehung deutende Bodenbildungen sind in den Profilen Schichtwechsel durch Vergröberung der Korngrößen und einsetzender deutlicher Schichtung festgestellt worden. Innerhalb dieser grobkörnigen Sande tritt stellenweise ein lückiger humoser Horizont auf, dessen fingerförmige Ausstülpungen ihn mit dem alleröd zeitlichen Usselohorizont parallelisieren lassen. Die durch die Bodenbildung angezeigte Unterbrechung der Sandakkumulation wurde durch eine erneute Überwehung abgelöst. Soweit keine holozäne Aus- bzw. Überwehung stattfand, sind die Sandablagerungen des Soholmer Au-Gebietes durch mächtige Podsole nach oben hin begrenzt.

Den verschiedenkörnigen Ablagerungen entsprechen jeweils verschiedene Oberflächenformen. Den liegenden, feineren Sanden sind die Flugsanddecken zuzuordnen, deren Akkumulation noch unter hochglazialen Klimabedingungen begann, wie die sie begleitenden periglaziären Formen belegen. Die unterhalb der alleröd zeitlichen Bodenbildung abgelagerten grobkörnigen Sande bilden die relativ großen aus Westen aufgewehten Parabeldünen, die ihrerseits wieder von kleineren postalleröd zeitlichen, durch südwestliche Winde aufgewehten Parabeldünen überlagert werden.

In historischer Zeit kam es zunächst durch die mit starkem Holzeinschlag verbundene römisch-kaiserzeitliche Verhüttung von Raseneisenerzen, dann in der Neuzeit durch die stark ausgeweitete, waldzerstörende Landwirtschaft zur erneuten und raumzeitlich stark wechselnden Flugsand- und Dünenbildung (FRÄNZLE 1988). Sie überformte das Periglaziärrelief insgesamt aber wohl wesentlich weniger als der in unseren Tagen weitflächig betriebene Kiesabbau.

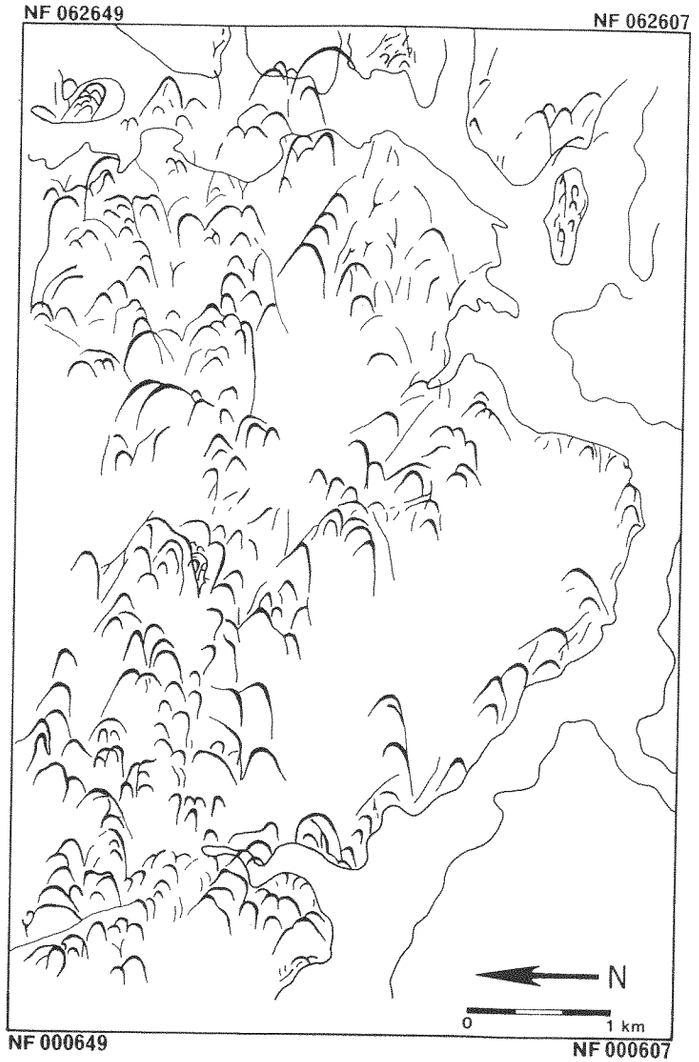

Abb. 2: Dünen nördlich der Soholmer Au.
Umgezeichnet nach JATHO (1969)

Parabeldünen

spätglaziale und frühholozäne Talungen
im Bereich der Soholmer Au

3. Die holozäne Geomorphogenese der Watten und Marschen

Im Bereich des heute von Marschen und Watten geprägten Westens des Kartenblattes ist die Morphogenese wesentlich von der holozänen Transgression und von ihr abhängigen Prozessen bestimmt worden. Zu Beginn des Holozäns wurden die Oberfläche einerseits durch die nach Westen abdachenden weichselzeitlichen Sander, andererseits durch die sie zerschneidenden, schmalen Rinnen der Vorläufer der heutigen Flüsse geprägt, deren Tiefenerosion bis in das Boreal andauerte (LANGE & MENKE 1967, SCHLÜTER 1978). Westlich des Kartenblattes ragten Reste saalezeitlicher Moränen aus der Sanderebene heraus. Dieses Relief bestimmte wesentlich die Auswirkungen der Transgression. Die Holozänbasis unterhalb der Watten- und Marschengebiete fällt entsprechend von der rezenten Marsch/Geestgrenze auf unter –15 m im Nordwesten und unter –25 m im Südwesten (HOFFMANN 1983: Fig. 52) ab. Die Festlandzeit dauerte bis in das Atlantikum an. Mächtige Podsole auf den Dünen sind als Indiz einer längerandauernden Formungsruhe zu werten (STREMME 1982). In Senken und Tälern bildeten sich Flachmoore, die durch von lokalen Gegebenheiten abhängige Grundwasserspiegel beeinflußt wurden. Da sie in keinem Zusammenhang zum Meeresspiegelniveau stehen, werden ihre Torfe als Basaltorfe bezeichnet (LANGE & MENKE 1967).

Im Atlantikum machten sich zunehmend marine Einflüsse bemerkbar. Die von MENKE (1976b) vorgestellte Kurve des relativen Meeresspiegelanstieges, die von Befunden aus Dithmarschen und Eiderstedt abgeleitet ist, zeigt den auch aus anderen Nordseeküstengebieten bekannt gewordenen steilen Anstieg, der mit dem Abschmelzen der weichselzeitlichen Eismassen zusammenhing. Das frühe Vordringen des Meeres hatte zweierlei Wirkungen. Die tiefen Rinnen wurden je nach Tiefenlage im frühen bzw. späten Atlantikum von der Transgression erfaßt (PRANGE 1967a), während sich in den übrigen Gebieten unter dem Einfluß des sich hebenden Meeresspiegels entweder die Abflußbedingungen verschlechterten oder es durch zunehmende Aufschotterung zur Verfüllung der Rinnen kam, so daß sich Niedermoore bildeten, deren Torfe als Basistorfe den Beginn der Transgression markieren (LANGE & MENKE 1967). Lediglich der Westteil des Kartenblattes wurde noch von dem raschen Anstieg des Meeresspiegels erfaßt; hier wurden die liegenden frühholozänen Bodenbildungen und die sie überlagernden Basistorfe nahezu vollständig erodiert. Im Untergrund östlich von Pellworm setzt über ungestört erhaltenen Bodenbildungen und Torfen die Sedimentation mariner Schichten bei –10m NN ein, die gegen Ende des starken Anstieges abgelagert wurden (HIGELKE et al. 1979).

Soweit das regionale Küstenholozän berührende Untersuchungen vorliegen, stößt man auf Korrelierungsschwierigkeiten der verschiedenen Ablagerungen. PRANGE (1963, 1967b, 1967a) und HIGELKE et al. (1979) betonen beispielsweise die vielfältigen vertikalen und horizontalen Faziesänderungen, die nur selten durch weiträumig verfolgbare Leithorizonte unterbrochen werden. Hinzu kommt, daß die Gebiete, aus denen Detailuntersuchungen bekannt wurden, unter jeweils unterschiedlichen Voraussetzungen vom Transgressionsgeschehen erfaßt wurden. Innerhalb des Kartenbereiches bestimmten folgende Faktoren das sich verändernde Niveau des Meeresspiegels (STREIF in: REINECK 1982, MENKE 1969, 1976b):

- Glazialeustatische Meeresspiegelschwankungen, die aus globalen oder lokalen Gletscherhaushalten resultieren

- Isostatische Ausgleichsbewegungen als Folge der Entlastung durch das Abschmelzen des Eises
- Epirogenetische Bewegungen als Folge der Absenkungstendenz der Nordsee-Geosynklinale
- Setzung und Sackung der Sedimente. Durch die primären Faktoren Wassergehalt, Korngrößenverteilung und Lagerungsdichte zeigen die Sedimente eine unterschiedlich starke Tendenz zur Kompaktion
- Natürliche und künstliche Veränderungen der Küstengestalt

Von den genannten Vorgängen müssen die Faktoren 1 bis 3 als steuernde geophysikalische Prozesse überlokal wirksam werden. Der grundsätzlich ähnliche Verlauf der Transgressionskurven belegt dies eindrucksvoll. Die epirogenetischen Bewegungen sind im Zusammenhang mit holozänen Transgressionen allerdings zu vernachlässigen. MENKE (1976b) nimmt für das holsteinische Nordseeküstengebiet einen durchschnittlichen Senkungsbetrag von 1cm/100a an, durch den der tatsächliche Anstieg von ca. 15m/7000a nicht annähernd erklärt werden kann. Erst mit dem Abflachen der Transgressionskurve im Atlantikum beginnen die Schwierigkeiten der ursächlichen Zuweisung.

3.1 Gliederung und Aufbau des Küstenholozäns im Kartenbereich

Für die Gliederung der Holozänsedimente ist die Trennung von lokalen und überregionalen Faziesveränderungen unerläßlich. Da die Fazies jeweils von verschiedenen Faktoren bestimmt wird, brauchen ähnliche, räumliche voneinander getrennte Fazieszonen nicht gleichaltrig zu sein (PRANGE 1963). Eine auch auf Nordfriesland übertragbare Grobgliederung der holozänen Sedimente in drei räumlich aufeinanderfolgende Einheiten gibt STREIF (in: REINECK 1982). Er unterscheidet einen seewärtigen „klastischen Komplex", dem eine als „Verzahnungskomplex" bezeichnete Übergangszone mit wechselgelagerten klastischen Sedimenten und Torflagen folgt und einen landwärtigen „Torfkomplex". Für die zeitliche Gliederung sind die palynologisch datierbaren Torfschichten des „Verzahnungskomplexes" wichtig, da sie Transgressions- und Regressionsphasen voneinander trennen. Innerhalb der verschiedenen Torfschichten konnte MENKE (1969) durch vegetationskundliche und ökologische Zuordnung bestimmte Abfolgen herausarbeiten, die sich nach ihrer Entwicklungstendenz in zwei Gruppen zusammenfassen lassen. Die „allogenen Serien" zeichnen sich durch zunehmende Vernässung, Eutrophierung und Verbrackung aus. Sie werden durch äußere, mit einem steigenden Meeresspiegel in Zusammenhang stehenden Einflüsse gesteuert. Der Beginn einer „allogenen Serie" kennzeichnet demnach den Beginn einer Transgression, die sich erst zu einem späten Zeitpunkt auch in einem minerogen-organogenen Fazieswechsel niederschlägt.

Die „autogenen Serien" sind vor allem durch abnehmende Vernässung, Aussüßung und häufig durch Oligo- bzw. Dystrophierung gekennzeichnet. Ihre Entwicklung endet in der Hochmoorbildung oder in Torfzersetzungshorizonten. Beides sind Indizien für nachlassende Meereseinflüsse. MENKE (1976b) führte einige weitere Indikatoren an. Transgressive Phasen sind durch eine Vergrößerung der Gezeitenrinnen im Hinterland, Ausdehnung der Sedimentation von Tondecken und Tonablagerungen in Torfen gekennzeichnet, während regressive Phasen durch eine entsprechende Verkleinerung der Gezeitenrinnen im Hinterland, Zurücktreten der Tonsedimentation und Austrocknung bzw. Bodenbildung charakterisiert sind.

Im Bereich der Marschen der Soholmer/Lecker Au und Arlau konnte PRANGE (1963, 1967a, 1967b) die in Rinnen bis über 10m mächtigen Holozänablagerungen untergliedern. Über einem Basistorf entstand seit dem Atlantikum zunächst in den Rinnen, später auch auf die Rinnenränder übergreifenden als Folge des steigenden Meeresspiegels ein toniger Schilftorf (Darg), dem in tieferen Bereichen Kleilagen folgen. Außerhalb der Rinnen bildeten sich als Folge des steigenden Grundwassers ausgedehnte Flachmoore, die sich im späten Subboreal unter nachlassender mariner Beeinflussung weiter nach Westen ausdehnten. Eine zweite Transgression im frühen Subatlantikum wurde durch eine erneute Bildung von Darg eingeleitet. Ihm folgt Klei, der als „Alter Klei" in weiten Teilen der Marsch die Niedermoortorfe überlagert. Im Geestrandbereich transgredierten die Flachmoore weiter landeinwärts. Diese Faziesfolge fand ihren Abschluß in einer Bodenbildung (Dwog), die als Hinweis auf eine längerandauernde Festlandszeit zu werten ist. Ohne daß es zur Ablagerung von marinen Sedimenten kam, wurden die Randmoore in den ersten nachchristlichen Jahrhunderten überflutet, so daß sie abstarben. MENKE (1969) datiert den Beginn einer möglicherweise mit diesen Überflutungen in Zusammenhang stehenden „allogenen Serie" in das 3. Jahrhundert n. Chr. Der Dwog und die Randmoore wurden im Zuge der auch historisch überlieferten spätmittelalterlichen Fluten erneut von einer Kleidecke, dem „Jungen Klei", überlagert, dessen Verbreitung bis an den Geestrand die weiteste Ausdehnung einer marinen Transgression im Holozän markiert. Trotz weitgehender Übereinstimmung in der Entstehung und Gliederung dieser durch die spornartig nach Westen hervorragende Bredstedter Geest getrennten Marschgebiete gibt es doch einige Unterschiede in ihrer Entwicklung. Im Bereich der nördlichen Marschen reichen die grobkörnigeren Schlicksandwattablagerungen weiter landeinwärts, da die ihnen vorgelagerten ehemaligen Vorländer weniger hoch aufgeschlickt waren als dies im Bereich der östlich der sedimentliefernden Geestinseln liegenden Marschen der Arlaubucht der Fall war (PRANGE 1967a). Eine Folge waren die unterschiedlich starken Überflutungen der absterbenden Randmoore beider Gebiete, die im Norden sehr viel stärker waren, so daß sich hier viel mehr Salz in den Torfen anreichern konnte, sie demnach für den mittelalterlichen Salztorfabbau attraktiver waren (PRANGE 1982).

Als nördliche Verlängerung der „Lundener Nehrung" ragt der nord-süd orientierte, äolisch überprägte Witzworter Strandwall in das Kartenblatt hinein. Dieser der norder-dithmarscher Geest vorgelagerte schmale Sandrücken verdankt seine Entstehung der steil nach Westen einfallende pleistozänen Oberfläche (BANTELMANN 1967). Ob er als Nehrung, d.h. an das Festland angebunden, oder, wie HUMMEL & CORDES (1969) annehmen, als küstenparalleles Sandriff entstand, sei dahingestellt. Bis zur Zeitenwende wurde durch den Witzworter Strandwall die östlich von ihm gelegene Oldensworther Bucht abgeschirmt, die vor allem während der Sedimentation des „Alten Kleis" verlandete bzw. während regressiver Phasen vermoorte (BANTELMANN 1967).

Aufgrund der im „Verzahnungskomplex" festgestellten Sedimente läßt sich die holozäne Entwicklung im Küstenbereich Nordfriesland in drei Transgressionsphasen untergliedern. Demgegenüber gelangte MENKE (zit. in: BRAND et al. 1965)

durch Befunde eines Profils aus dem wilden Moor/Schwabstedt zu einer abweichenden Vorstellung. Auf die Verlandung eines Sees folgt zunächst eine Bodenbildung im frühen Atlantikum. Bis zur Hochmoorbildung im mittleren Subboreal stellt er insgesamt drei Wechsel von terrestrischen und feuchten Ablagerungen fest, die er mit regressiven bzw. transgressiven Abschnitten des mehr oder weniger nahen Meeres korreliert. Diese sehr detaillierte Darstellung des frühen Transgressionsgeschehens widerspricht nicht einer Grobgliederung in Calais-Transgression, der die erste Kleiablagerung im Bereich der geestrandnahen Marschen entspricht, und einer von ihr durch eine länger andauernde Niedermoorphase getrennten Dünkirchen-Transgression, während der der „Alte Klei" und „Junge Klei" sedimentiert wurden.

3.2 Anthropogene Beeinflussung der Marschen

Mit der Festlandzeit, die den Überflutungen der Randmoore im ersten nachchristlichen Jahrtausend folgte, begann die systematische Besiedlung der Marschen. Durch die mit der Urbarmachung und Bewirtschaftung zusammenhängenden Eingriffe wurde das vorher ausschließlich vom Meeresspiegel bestimmte Faktorengefüge so beeinflußt, daß eine Trennung zwischen natürlichen, quasinatürlichen und anthropogenen Formungsprozessen für den Bereich der Watten und Marschen Nordfrieslands kaum mehr möglich ist.

Die Besiedlung der Marschen Nordfrieslands begann im 8. Jh. n. Chr. Kulturreste aus dieser Zeit sind aus dem Kartengebiet nicht bekannt geworden. Erst im Zuge einer planmäßigen Landerschließung, die im 11. Jh. begann, wurden Flachsiedlungen auf Pellworm angelegt und die Marschen landwirtschaftlich genutzt. Als Siedlungsstandorte kamen geringfügige Erhöhungen in den flachen Ländereien in Frage. Sturmflutschichten oberhalb der Siedlungshorizonte deuten auf Überflutungen, die im 12. Jh. die Siedler zur Aufhöhung der Siedlungsplätze durch Torf- und Mistauftrag zu Warften veranlaßten. Die für Pellworm typische Streulage der Warften ist auf die Zerschneidung des Siedlungslandes durch Rinnen und Priele zurückzuführen. In küstenferneren, tiefer gelegenen Teilen der Marschen im Gebiet der heutigen Insel Nordstrand konnte bis in das hohe Mittelalter über dem Flachmoor ungestört ein Hochmoor aufwachsen. Erst im 12. Jh. wurde hier mit der Besiedlung begonnen, indem zunächst Flachsiedlungen angelegt wurden. Im 14. Jh. wurden die Hochmoorgebiete systematisch über neuangelegte Marschhufensiedlungen erschlossen. Erst nach den Überflutungen des 14. Jh. begann man hier mit dem Bau von Warften (MÜLLER-WILLE in: HIGELKE et al. 1982). Nördlich der hochaufgeschlickten Marschen des heutigen Pellworm erstreckten sich weite, durch Priele und Kulturmaßnahmen weitgehend unbeeinflußte Moore, die nach Salzwasserüberflutungen unmittelbar in Salzwiesen überführt wurden, deren Oberfläche durch anwachsende Sturmflutschichtungen weiter aufgelandet wurde. Sakkungen der übersandeten Torfschichten wurden durch die fortschreitende Sedimentation weitgehend ausgeglichen (BANTELMANN 1967).

Die Besiedlung der geestrandnahen Flachmoore und Marschen der Soholmer und Lecker Auf und Arlau begann im 10. Jh. (PRANGE 1963, 1967b). Die Eingriffe in die Landschaft hatten verschiedene Ursachen. Während die höher gelegenen Marschen im westlichen Kartenteil hauptsächlich agrarisch genutzt wurden, gewann man in den tiefgründig vermoorten, nicht oder nur wenig von der Kleisedimentation

betroffenen Gebieten Salztorf. Um den unter unterschiedlich mächtigen Torfen lagernden agrarisch wertvollen „Alten Klei" nutzen zu können, wurden die Marschen im Zuge der planmäßigen Erschließung verfehnt, d.h. trockengelegt, der Torf systematisch abgebaut, als Brenn- oder Salztorf verhandelt und das Land durch Grüppen und Sielzüge entwässert (DITTMER 1950, 1960). Durch die Trockenlegung kam es zur Herausbildung eines Sackungsreliefs, dessen Ursachen in der unterschiedlich starken, subtratabhängigen Setzung der Torfe und klastischen Sedimente zu suchen ist (PRANGE 1967a). Eine Folge der Urbarmachung war die Tieferlegung der Oberfläche auf ein Niveau, das unter dem des damaligen MThW lag. Nach Deichbrüchen, wie sie sich im späten Mittelalter häufiger ereigneten, konnte das Land also nicht mehr trockenfallen, so daß es innerhalb kürzester Zeit in Wattflächen umgewandelt wurde (BANTELMANN 1967).

Die planmäßige, mittelalterliche Kolonisation hatte zur Folge, daß die Oberfläche weiter Teile der Marschen durch diese Nutzung zum Teil beträchtlich erniedrigt wurde. Sie fand während einer erneut beginnenden Transgression statt, deren katastrophalen Folgen durch die anthropogenen Einflüsse erheblich verstärkt wurden (BANTELMANN 1967). Bis in das 14. Jh. hinein gelang es, dem steigenden Meeresspiegel durch Bedeichungen zu begegnen, durch die allerdings neue Tideverhältnisse geschaffen wurden. Durch die Bedeichungen ehemals ausgedehnter Vorläufer brandeten auflaufende Flutwellen nun mit erhöhter Wucht auf die schwachen Deiche (DITTMER 1960).

Durch die Landverluste der verheerenden Flut von 1362 („Manndränke") wurde das Gebiet zwischen den heutigen Inseln Pellworm und Nordstrand sowie der Hallig Nordstrandischmoor zu einer Insel. Meereseinbrüche, die möglicherweise über schiffbare Rinnen im Süden der Insel erfolgten, verliehen ihr die Form eines nach Süden geöffneten Hufeisens, die trotz Deichbrüchen durch Verlandungen und Wiederbedeichungen im 16. und 17. Jh. bis 1634 Bestand hatte (HIGELKE in: HIGELKE et al. 1982).

Die Verbreitung des „Jungen Kleis" über den mittelalterlichen Kulturschichten in den heutigen Festlandsmarschen deutet an, daß als Folge der Fluten das Meer seine Maximalausdehnung erreichte. Die Mächtigkeit dieser Kleidecke beträgt im Soholmer/Lecker Au-Gebiet ca. 1m, in der Arlau-Bucht von Westen nach Osten abnehmend im Durchschnitt 0,6m. Die Aufschlickung bewirkte, daß zumindest die geestrandnahen Vorländer etwa 100 Jahre nach der Katastrophe wieder besiedelt werden konnten; so verzeichnete das Zinsbuch des Schleswiger Bischofs 1462/63 erstmals wieder Pachteinnahmen aus Efkebüll nördlich von Langenhorn (PRANGE 1967a).

Sowohl in den durch Seedeiche geschützten Marschen als auch auf den Halligen wurden die Siedlungsplätze zu Warften aufgehöht. In geestrandnahen Marschen errichtete man neben Einzelwarften auch Dorfwarften. Außerdem dienten hier Deiche als Wohnstandorte. In der Hattstedter Marsch sind die Warften längs des als Verkehrsweg dienenden alten Arlaulaufes angelegt worden. Sie wurden in der Regel aus Klei, seltener aus Torf oder Mist aufgeschüttet (PRANGE 1963). Einer der Gründe für den aufwendigen Warftenbau waren die auch nach 1362 zahlreichen Deichbrüche. Die bis in das 18. Jh. üblichen Stackdeiche waren wegen ihrer senkrechten seewärtigen Front und ihrer geringen Höhe bei Sturmfluten bruchgefährdet. Außerdem diente vielfach Sand als Baustoff, der wegen rascher Durch-

feuchtung und geringem Bewuchs weniger widerstandsfähig war, als die aus Klei errichteten Deiche. Weitere Schwachstellen in der seewärtigen Deichlinie waren Nahtstellen zwischen zweiter Deichlinie, Bebauung und vor allem Schleusen sowie Grundbrüche, die durch sich setzende liegende Torfe oder wasserhaltige junge Kleiablagerungen entstanden (PRANGE 1971).

Alte Deichbrüche sind an den Wehlen erkennbar, von denen die größten heute im Gelände noch erkennbaren in die GMK übernommen wurden. Sie zeichnnen sich durch tiefe, meist runde, hinter den landwärtigen Innenböschungen der Deiche gelegenen Senken aus, die als Strudellöcher durch über die brechenden Deichkämme in das Hinterland stürzende Wassermassen entstanden sind. Hinter den Wehlen wurde das ausgestrudelte Material fächerförmig abgelagert. Die Kolke wurden je nach Dauer der Überflutung durch unterschiedlich mächtige marine Sedimente verfüllt, die meist sehr wasserhaltig, daher setzungsgefährdet waren, so daß die Bruchstellen nicht durch eine direkte Verbindung ausgebessert werden konnten. Vielmehr war eine Umgehung der Kolke notwendig, so daß als weiteres Merkmal der Wehlen eine im Bereich der Bruchstelle meist vorgelegte Deichlinie festzustellen ist (PRANGE 1971). Unter den zahlreichen Sturmfluten, die der von 1362 folgten, führte die Sturmflut vom 11.10.1634 zu einer erneuten Katastrophe, in deren Folge weite Teile Alt-Nordstrands überflutet wurden und zahlreiche Seedeiche der Festlandsmarschen brachen. Ihr Alter bzw. das der zugehörigen Köge ist durch Jahreszahlen auf der Karte vermerkt.

3.3 Halligen

Gemeinsames Kennzeichen der Halligen ist die bis in dieses Jahrhundert andauernde ständige Verringerung ihrer Flächen durch verstärkten Abbruch im Westen, der durch gleichzeitigen geringeren Anwachs im Osten nicht aufgewogen wurde. Regelmäßige Überflutungen führten zu einem Emporwachsen der Oberfläche durch die Sedimentation meist grobkörniger Sedimente, denen tonig-schluffiges Material zwischengelagert ist (Groden- oder Sturmflutschichtung).

Von den Halligen, die als Reste Alt-Nordstrands die Flut von 1634 überdauerten, seien Nordstrandischmoor und die Hamburger Hallig erwähnt. Das „Wüste Moor", das als letzter Rest des ehemaligen Hochmoores noch nicht kultiviert und durch die Flut von 1634 nicht überschwemmt wurde, kam in der Folgezeit durch mehrere Überflutungen zum Absterben. Nach dem Verschwinden der Hochmoorvegetation wurde die Oberfläche von Salzwiesen überdeckt. In der Folgezeit bis in die Gegenwart verkleinerte sich die Halligfläche ständig bei gleichzeitiger Aufhöhung durch Sturmflutschichten (BANTELMANN 1967).

Die heute durch einen Damm an das Festland angebundene Hamburger Hallig entstand als Teil des hochaufgeschlickten Vorlandes im Nordosten Alt-Nordstrands, das 1628 von der Hamburger Kaufmannsfamilie Amsingk bedeicht wurde. Während der Flut von 1634 wurde der Koog nicht überflutet, wohl aber des Schutzes durch die hintergelagerten alten Köge Alt-Nordstrands beraubt, so daß er in der Folgezeit ebenfalls überflutet und in eine Hallig umgewandelt wurde. Durch die Abrasion im Westen und Anlandung im Osten verlagerte sich die Halligfläche nach Osten, wobei die heutige Westküste bereits über die ehemalige Ostküste Alt-Nordstrands gewandert ist. Durch den Bau des Verbindungsdamms 1857 bzw. 1875 wurde die

Halligenentwicklung der Hamburger Hallig beendet. Durch umfangreiche Vorländer, die beiderseits dieses Dammes entstanden, ist sie heute fest an das Festland angebunden. Lediglich die Reste der Halligwarft und der Name zeugen noch von der Halligzeit (BANTELMANN 1967).

3.4 Wattenmorphogenese

Jenseits der an die Seedeiche angrenzenden Vorländer liegen die weiten Wattflächen, in denen bis heute weitgehend unbeeinflußt von menschlichen Eingriffen die Oberfläche zahlreichen Veränderungen ausgesetzt ist, deren Motor die Tiden sind. Die bei Ebbe über MTnW liegenden Flächen fallen regelmäßig trocken. Sie werden durch zahlreiche Rinnen unterteilt, die als Ebbströme das abfließende Wasser nach Westen führen. Auf den höchsten Platen beginnend, bildet sich ein instabiles, dendritisch verzweigtes Entwässerungssystem, dessen Hauptvorfluter die großen Wattrinnen bzw. „Ströme" sind, die im Verlauf einer Tide das Ebbwasser aufnehmen. Die dabei entstehenden Strömungsgeschwindigkeiten bewirken eine ständige Veränderung des Gerinnebettes, was bis heute zur Eintiefung der Rinnensohlen bzw. zu horizontalen Verlagerungen der Rinnenläufe führt. Nach den großen Landverlusten vor allem nach der Flut von 1634 haben sich auch für die Wattgebiete Rahmenbedingungen und Entwicklungstendenzen so weitgehend verändert, daß die Folgen bis heute noch nicht absehbar sind. Nach der Zerstörung Alt-Nordstrands dehnte sich das Watt über weite ehemals landfeste Gebiete aus. Damals schon vorhandene Rinnen („Falls Deep") konnten die während der Vergrößerung der Wattflächen in das Gebiet strömenden Tidewasser nicht mehr aufnehmen. Als Folge entstanden neue Rinnen, bereits vorhandene wurden vergrößert, veränderten ihren Lauf und wurden weiter eingetieft. Diese Entwicklung ist bis heute noch nicht abgeschlossen (HIGELKE & HOFFMANN 1980).

KÖSTER (1981) weist auf die zu erwartenden Entwicklungstendenzen hin. Er erwartet für die Rinnen im Einzugsgebiet der Nordhever eine weitere Zerschneidung einzelner Platen durch neu entstehende Rinnen, flächenhafte Abtragung von großen Wattgebieten sowie eine flächenhafte Sedimentation in geschützten ufernahen Wattgebieten. Eine detaillierte Darstellung der Entwicklungstendenzen einiger Platen im Bereich Nordstrands und Ost-Pellworms gibt HIGELKE (1981). Seine auf Vergleichen verschieden alter Luftbilder dieser Gebiete beruhenden Analysen zeigen, daß vor allem zwischen Habel und Gröde, auf dem Wattsockel im Osten Pellworms sowie im Randbereich der Priele ausgedehnte Gebiete liegen, deren Entwicklungstendenz weitgehend auf eine zunehmende Erosion gerichtet ist. Die Formung der Platen ist eng mit der der Rinnen verbunden. Verlagerungen gegen besiedelte Halligen, vor allem aber die Verlagerung einiger in die Norderhever mündenden Priele nach Süden führten zum flächenhaften Abtrag von hochgelegenen Wattgebieten. Hier besteht allerdings zumindest ein zeitlicher Zusammenhang mit dem Bau der Dämme nach Oland, Hamburger Hallig, Nordstrandischmoor und nach Nordstrand, durch die das östliche Einzugsgebiet der Norderhever unterteilt wurde und die Rinnenachse der Norderhever nach Osten schwenkte (HIGELKE et al. 1979).

Die auch für die verbliebenen Festlandsbereiche der Inseln gefährlich werdende Dynamik des Wattes, vor allem aber die zunehmende Erosion der Wattsockel der Inseln und Halligen und die Verlagerung der Prielrinnen in Festlandsnähe machten

verschiedene Schutzmaßnahmen notwendig, von denen die Verbindungsdämme bereits erwähnt wurden. Da diese Maßnahmen sich als unzureichend erwiesen, werden derzeit die in ihren Auswirkungen verschieden beurteilten, im „GENERALPLAN DEICHVERSTÄRKUNG, DEICHVERKÜRZUNG UND KÜSTENSCHUTZ" (1977) vorgesehenen Maßnahmen durchgeführt. Ziel der Vorhaben ist neben der Küstensicherung (Deichverstärkung, Verkürzung der Küstenlinie) vor allem die Verkleinerung der Einzugsgebiete der Wattströme. Ein Verbindungsdamm zwischen dem Festland und Pellworm soll die erst 1912 entstandene Verbindung zwischen der Norderhever und der Süderaue und das sich ständig gegen den Wattsockel von Pellworm nach Westen hin verbreiternde Rummelloch in ihrer Entwicklung bremsen. Durch die Vordeichung der Nordstrander Bucht wird das östliche Einzugsgebiet der Norderhever verringert. Dadurch wird die Wassermenge der nach Süden sich verlagernden Mündung der Holmer Fähre verringert. Außerdem wird die bei den jüngsten Sturmfluten durch Deichbrüche gefährdete Hattstedter Marsch durch die vorgeschobene Deichlinie geschützt.

4. Literatur

ANDERSEN, S.T. 1961: Vegetation and its environment in Denmark in the early Weichselian Glacial. – Danm. Geol. Unders., IIR., **75**: 1–175, København.

AVERDIECK, F.R. 1976: Der Entwicklungsgang im zeitlichen Ablauf und „Moorarchäologie". – In: GÖTTLICH, K. (Hrsg.): Moor- und Torfkunde: 40–90, Stuttgart.

BANTELMANN, A. 1967:Die Landschaftsentwicklung an der schleswig-holsteinischen Westküste, dargestellt am Beispiel Nordfrieslands. – Offa Bücher, 21, Neumünster.

BRAND, G., HAGEMANN, B.P., JELGERSMA, S. & SINDOWSKI, K.H., 1965: Die lithostratigraphische Untersteilung des marinen Holozäns an der Nordseeküste. – Geol. Jb., **82**: 365–384, Hannover.

BÜDEL, J. 1977: Klima-Geomorphologie. – 1–304, Stuttgart.

CRUICKSHANK, J.G. & COLHOUN, E.A. 1965: Observations on pingos and other landforms in Schuchertdal, NE Greenland. – Geografiska Annaler, **46 A**: 224–236, Stockholm.

DIETZ, C. 1953: Erläuterungen der geologischen Karte von Deutschland 1:25 000, Blatt Bredstedt und Ockholm. – Kiel.

DITTMER, E. 1941: Das nordfriesische Eem. Ein Beitrag zur Geschichte der junginterglazialen Nordsee. – Kieler Meeresforsch., **5**: 168–199, Kiel.

DITTMER, E. 1950: Die mittelalterliche Verfehnung in Nordfriesland. – Die Heimat, **57**: 77–79, Neumünster.

DITTMER, E. 1951: Das Eem des Treene-Tales. – Schr. Naturwiss. Ver., **25**: 31–99, Kiel.

DITTMER, E. 1954: Eine eemzeitliche Austernbank bei Leck und die Entwicklung des Ober-Eems. – Meyniana, **2**: 70–80, Kiel.

DITTMER, E. 1960: Neue Beobachtungen und kritische Bemerkungen zur Frage der „Küstensenkung". – Die Küste, **8**, Heide.

DITTMER, E. & GRIPP, K. 1944: Die Entwicklung Nordfrieslands. – Die Naturwissenschaften, **29**: 577–581, Berlin.

DÜCKER, A. 1954: Die Periglazial-Erscheinungen im holsteinischen Pleistozän. – Göttinger Geogr. Abh., **16**: 1–52, Göttingen.

DÜCKER, A. 1967: Interstadiale Bodenbildungen als stratigraphische Zeitmarken im Ablauf der Weichsel-Kaltzeit in Schleswig-Holstein. – Fundamenta, **B 2**: 30–74, Köln, Wien.

DÜCKER, A. 1969: Der Ablauf der Holsteinwarmzeit in Westholstein. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **20**: 46–57, Öhringen.

DÜCKER, A. & HUMMEL, H. 1967: Die fossilen Böden von Odderade/ Dithmarschen, ein Beitrag zur Stratigraphie der Weichsel-Kaltzeit. – Fundamenta, **B 2**: 80–100, Köln, Wien.

EHLERS, J. 1978: Die quartäre Morphogenese der Harburger Berge und ihrer Umgebung. – Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, **68**: 1–181, Hamburg.

EHLERS, J., MEYER, K.-D. & STEPHAN, H.J. 1984: Preweichselian glaciations of North-West Europe. – Quatern. Sci. Rev., **3(1)**: 1–40, Oxford, New York, Toronto, Sydney, Paris, Frankfurt.

EHLERS, J. & STEPHAN, H.J. 1983: Till fabric and ice-movement. – In: EHLERS, J. (ed.): Glacial Deposits in North-West Europe: 239–247, Rotterdamm.

FELIX-HENNINGSEN, P. 1983: Palaeosols and their stratigraphical interpretation. – In: EHLERS, J. (ed.): Glacial Deposits in North-West Europe: 289–295, Rotterdam.

FELIX-HENNINGSEN, P. & URBAN, B. 1982: Palaeoclimatic interpretation of a thick intra-Saalian palaeosol, the „bleached loam" on the Drenthe moraines of Northern Germany. – Catena, **9**: 1–8, Braunschweig.

FRÄNZLE, O. 1969: Zertalung und Hangbildung im Bereich der Süd-Ville- Erdkunde, **23**: 1–9, Bonn.

FRÄNZLE, O., 1981: Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1:25 000 der Bundesrepublik Deutschland, GMK 25 Blatt 8, 1826 Bordesholm, – 1–45, Berlin.

FRÄNZLE, O. 1985: Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1:100 000 der Bundesrepublik Deutschland GMK Blatt 7, C1518 Husum. – 1–64, Berlin.

FRENZEL, B. 1968: Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Eurasiens. – 1–326, Wiesbaden.

FRENZEL, B. 1980: Klima der letzten Eiszeit und der Nacheiszeit in Europa. Veröff. Joachim Jungius – Ges. Wiss. Hamburg **44**: 9–46.

GALBAS, P.H., KLECKER, P.M. & LIEDTKE, H. 1980: Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1:25 000 der Bundesrepublik Deutschland, GMK 25 Blatt 5, 3415 Damme. – 1–48, Berlin.

GARLEFF, K. 1968: Geomorphologische Untersuchungen an geschlossenen Hohlformen („Kaven") des Niedersächsischen Tieflandes. – Göttinger Geogr. Abh., **44**: 1–142, Göttingen.

GARLEFF, K. & LEONTARIS, S. 1971: Jungquartäre Taleintiefung und Flächenbildung am Wilseder Berg. – Eiszeitalter und Gegenwart, **22**: 148–155, Öhringen.

GOVERS, G. 1985: Selectivity and transport capacity of thin flows in relation to rill erosion. CATENA **12**: 35–49, Cremlingen-Destedt.

GRAHLE, H.D. 1936: Die Ablagerungen der Holstein-See, ihre Verbreitung, Fossilführung und Schichtenfolge in Schleswig-Holstein. – Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N.F. **172:** 1–110, Berlin.

GRIPP, K. 1958: Der Verlauf risszeitlicher Endmoränen in Schleswig. – Meyniana, **7**; 1–4, Kiel.

HAGEDORN, J. 1964: Geomorphologie des Uelzener Beckens. – Göttinger Geogr. Abh., **31**: 1–200, Göttingen.

HAGEDORN, J. 1965: Die Umgestaltung des glazigenen Reliefs der norddeutschen Altmoränengebiete am Beispiel des Uelzener Beckens. – Eiszeitalter und Gegenwart, **16**: 116–120, Öhringen.

HANSEN, S. 1965: The Quaternary of Denmark. –In: RANKAMA, K. (ed.): The Geological Systems: The Quaternary **1**: 1–90, New York.

HARRIS, S. 1981: Distribution of zonal permafrost landforms with freezing and thawing indices. – Erdkunde, **36**: 81–90, Bonn.

HECK, H.-L. 1944: Der altinterglaziale Haffsee bei Bredstedt in Nordfriesland. – Geol. d. Meere u. Binnengewässer, 7(1).

HECK, H.-L. 1951: Erläuterungen der geologischen Karte von Deutschland 1:25 000, Blätter Wobbenbüll, Hattstedt, Viöl und Jübek. – Kiel.

HIGELKE, B. 1981: Bestandsaufnahme des Wattreliefs. Morphodynamik und Tendenzen morphologischer Veränderung im Tidebecken der Norderhever und westlich der Insel Pellworm – Luftbildinterpretation. – In: MELF (Hrsg.): Gutachten zur geplanten Vordeichung der Nordstrander Bucht: 155–175, Kiel.

HIGELKE, B., HOFFMANN, D., KÜHN, H.-J. & MÜLLER-WILLE, M., 1979: Geowissenschaftlich-archäologische Untersuchungen zur Landschafts- und Siedlungsgeschichte in Nordfriesland. – Archäologisches Korrespondenzblatt, **9**: 223–239, Mainz.

HIGELKE, B. & HOFFMANN, D. 1980: Verteilung und Dynamik der jungen Wattsedimente um Pellworm (Nordfriesland). – Meyniana, **32**: 73–87, Kiel.

HIGELKE, B., HOFFMANN, D. & MÜLLER-WILLE, M. 1982: Das Norderhever-Projekt. – Offa, **39**: 245–270, Neumünster.

HOFFMANN, D. 1983: The geological development of the North-Frisian islands. – In: DIJKEMA, K.S. (ed.): Geomorphology of the Wadden Sea Area: 85–95, Rotterdam.

HUMMEL, P. & CORDES, E. 1969: Holozäne Sedimentation und Faziesdifferenzierung beim Aufbau der Lundener Nehrung (Norderdithmarschen). Meyniana, **19**: 103–112, Kiel.

JATHO, G. 1969: Flugsandbildungen im Bereich der Soholmer Au. – Dissertation Kiel: 1–98.

KARTE, J. 1979: Räumliche Abgrenzung und Differenzierung des Periglaziärs. – Bochumer Geogr. Arb., **35**: 1–211, Paderborn.

KARTE, J. 1981: Zur Rekonstruktion des weichselhochglazialen Dauerfrostbodens im westlichen Mitteleuropa. In: LIEDTKE, H. (Hrsg.): Beiträge zur Glazialmorphologie und zum periglaziären Formenschatz. – Bochumer Geogr. Abh., **40**: 59–72, Paderborn.

KÖSTER, R. 1981: Geologisches Gutachten zu den geplanten Küstenschutzmaßnahmen im südlichen nordfriesischen Wattenmeer. – In: MELF (Hrsg.): Gutachten zur geplanten Vordeichung der Nordstrander Bucht: 89–133, Kiel.

KUSTER, H. & MEYER, K.D. 1979: Glaziäre Rinnen im mittleren und nördlichen Niedersachsen. – Eiszeitalter und Gegenwart, **29**: 135–156, Hannover.

LACHENBRUCH, A.H. 1968: Permafrost. – In: FAIRBRIDGE, R.W. (ed.): The Encyclopedia of Geomorphology, 833–839, New York, Amsterdam, London.

LADE, U. 1980: Quartärmorphologische und -geologische Untersuchungen in der Bremervörde-Wesermünde Geest. – Würzburger Geogr. Arb., **50**: 1–175, Würzburg.

LADE, U. & HAGEDORN, H. 1982: Sedimente und Relief einer eiszeitlichen Hohlform bei Krempel (Elbe-Weser-Dreieck). – Eiszeitalter und Gegenwart, **32**: 93–108, Stuttgart.

LANGE, W. & MENKE, B. 1967: Beiträge zur frühpostglazialen erd- und vegetationsgeschichtlichen Entwicklung im Eidergebiet, insbesondere zur Flußgeschichte und zur Genese des sogenannten Basistorfes. – Meyniana, **17**: 29–45, Kiel.

LIEDTKE, H. 1981a: Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. – Forsch. Dt. Landeskunde, **204** (2. Aufl.): 1–307, Trier.

LIEDTKE, H., 1981b: Glaziale Rinnen und glaziale Tiefrinnen. – Bochumer Geogr. Arb., **40**: 7–21, Paderborn.

MENKE, B. 1969: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen und Radiocarbon-Datierungen zur holozänen Entwicklung der schleswig-holsteinischen Westküste. – Eiszeitalter und Gegenwart, **20**: 35–40, Öhringen.

MENKE, B. 1976a: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Landschaftsentwicklung im Jungpleistozän Westholsteins. – Eiszeitalter und Gegenwart, **27**: 53–68, Öhringen.

MENKE, B. 1976b: Befunde und Überlegungen zum nacheiszeitlichen Meeresspiegelanstieg. – Probl. Küstenforsch., **11**: 145–161, Hildesheim.

MENKE, B. 1982: Mittel- und Jungpleistozän in Westholstein am Beispiel des Blattes 1922 Schenefeld. – Die Heimat, **89**: 419–429, Neumünster.

MEYER, H.-H. 1981: Zur klimastratigraphischen und morphogenetischen Auswertbarkeit von Flugsanddecken im norddeutschen Altmoränengebiet – erläutert an Beispielen aus der Kellenburg-Endmoräne (Krs. Diepholz). – Bochumer Geogr. Arb., **40**: 21–31, Paderborn.

MEYER, H.-H. 1986: Steinsohlen – ihre Genese und Altersstellung nach neueren Forschungsergebnissen. – Eiszeitalter und Gegenwart **36**: 61–73, Hannover.

MEYER, K.-D. 1965: Das Quartärprofil am Steilufer der Elbe bei Lauenburg. – Eiszeitalter und Gegenwart, **16**: 47–60, Öhringen.

MEYER, K.-D. 1981: Die Gesteinsscholle von Schobüll bei Husum (Schleswig-Holstein) – Rotliegendes oder Old Red? – Meyniana, **33**: 1–9, Kiel.

MÜLLER, F. 1959: Beobachtungen über Pingos. – Medd. om Grønland, **153** (3): 1–127, København.

PICARD, K. 1956: Eiskeile bei Kellinghusen (Mittelholstein). – N. Jb. Geol. Pal. Mh.: 365–373, Stuttgart.

PICARD, K. 1959: Gliederung pleistozäner Ablagerungen mit fossilen Böden bei Husum/Nordsee. – N. Jb. Geol. Pal. Mh.: 259–272, Stuttgart.

PICARD, K. 1960: Zur Untergliederung der „Saalevereisung" im Westen Schleswig-Holsteins. – Z. Dt. Geol. Ges., **112**: 316–325, Hannover.

PICARD, K. 1961a: Zum Pleistozän Schleswig-Holsteins. N. Jb. Geol. Pal. Mh.: 189–199, Stuttgart.

PICARD, K. 1961b: Reste von Pingos bei Husum/Nordsee. – Schr. Naturw. Ver. Schleswig-Holstein, **32**: 72–77, Kiel.

PICARD, K. 1962: Gletscherrandlagen im Westen von Schleswig-Holstein. – N. Jb. Geol. Pal. Mh.: 273–281, Stuttgart.

PICARD, K. 1965: Frostspalten und Flugsandfüllung in Schleswig-Holstein. – Schr. Naturw. Ver. Schleswig-Holstein, **36**: 84–87, Kiel.

PRANGE, W. 1963: Das Holozän und seine Datierung in den Marschen des Arlau-Gebietes. – Meyniana, **13**: 47–77, Kiel.

PRANGE, W. 1967a: Geologie des Holozäns in den Marschen des nordfriesischen Festlandes. – Meyniana, **17**: 45–95, Kiel.

PRANGE, W. 1967b: Über die Beziehungen zwischen Schichtfolge und Meeresspiegelanstieg im Holozän der Nordseemarschen. – Geol. Rdsch., **56**: 709–726, Stuttgart.

PRANGE, W. 1971: Geologische Untersuchungen an Deichbrüchen des 15. bis 17. Jahrhunderts in Nordfriesland. – Nordfries. Jb., **7**: 25–55, Husum.

PRANGE, W. 1982: Eine Berechnung der mittelalterlichen Salzproduktion in Nordfriesland. – Die Heimat, **89**: 296–302, Neumünster.

PRIESNITZ, K. 1981: Fußflächen und Täler in der Arktis NW-Kanadas und Alaskas. Polarforschung **51**: 145–159, Münster.

PYRITZ, E., 1972: Binnendünen und Flugsandebenen im Niedersächsischen Flachland. – Göttinger Geogr. Arb., **61**: 1–153, Göttingen.

REINECK; H.E. 1978: Das Watt – Ablagerungs- und Lebensraum. – 1–185, Frankfurt.

ROHDENBURG, H. 1966: Eiskeilhorizonte in südniedersächsischen und hessischen Lößprofilen. Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., **5**: 137–170, Göttingen.

SCHLÜTER, G. 1978: Die nacheiszeitliche Flußentwicklung der unteren Sorge. – Schr. Naturw. Ver. Schleswig-Holstein, **48**: 21–34, Kiel.

SCHRÖDER; E. 1978: Geomorphologische Untersuchungen im Hümmling. – Göttinger Geogr. Arb., **70**: 1–120, Göttingen

SEMMEL, A. 1968: Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. Frankf. Geogr. Hefte, **45**: 1–133, Frankfurt a.M.

SEMMEL, A. 1980: Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland. – 3. Aufl.: 1–147, Wiesbaden.

SJØRING, S. 1983: The glacial history of Denmark. – In: EHLERS, J. (ed.): Glacial Deposits in North-West Europe: 163–179, Rotterdam.

STEPHAN, H.-J. 1974: Sedimentation auf Toteis in Schleswig-Holstein, diskutiert anhand einiger Beispiele. Meyniana **25**: 95–100, Kiel.

STEPHAN, H.-J., KABEL, C. & SCHLÜTER, G. 1983: Stratigraphical problems in the glacial deposits in Schleswig-Holstein. – In: EHLERS, J. (ed.): Glacial Deposits in North-West Europe: 305–320, Rotterdam.

STREMME, H.E. 1960: Bodenbildung auf Geschiebelehmen verschiedenen Alters in Schleswig-Holstein. – Z. Dt. Geol. Ges., **112**: 299–308, Hannover.

STREMME, H.E. 1981: Unterscheidung von Moränen durch Bodenbildungen. – Meded. Rijks Geol. Dienst, **34(8)**: 51–56, Haarlem.

STREMME, H.E. 1980: Quartär-Exkursionen in Schleswig-Holstein. – 1–32, Kiel.

STREMME, H.E., FELIX-HENNINGSEN, P., WEINHOLD, H. & CHRISTENSEN, S. 1982: Paläoböden in Schleswig-Holstein. – Geol. Jb. F.: 311–361, Hannover.

SVENSSON, H. 1963: Some observations in West-Jutland of a polygonal pattern in the ground. – Geogr. Tidskr., **62**: 122–124, København.

SVENSSON, H. 1976: Relic ice-wedge polygons revealed in aerial photographs from Kaltenkirchen, northern Germany. – Geogr. Tidskr., **75**: 8–12, København.

WASHBURN, A.L. 1979: Geocryology. – 1–401, London.

WEHNERT, H. 1914: Bericht über die Untersuchung von Mergelfunden in Schleswig-Holstein. – Arb. Landwirtschaftskammer f. d. Provinz Schleswig-Holstein: 1–63, Kiel.

WEISE, O.R. 1983: Das Periglazial. – 1–199, Stuttgart.

WEISS, E.N. 1958: Bau und Entstehung der Sander vor der Grenze der Würmvereisung in Schleswig-Holstein. – Meyniana, **7**: 5–61, Kiel.

WOLSTEDT, P. & DUPHORN, K. 1974: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart.

Anschrift des Verfassers:

Prof. Dr. O. FRÄNZLE,
Geographisches Institut der Universität Kiel,
Ludewig-Meyn-Str. 14,
D–2300 Kiel.