

# Der geologische Bau pleistozäner Inlandgletschersedimente Norddeutschlands

F. GRUBE und TH. VOLLMER



Grube, F. & Vollmer, Th.: Der geologische Bau pleistozäner Inlandgletschersedimente Norddeutschlands, *Bull. geol. Soc. Denmark*, vol. 34 pp. 13–25, Copenhagen, May, 30th, 1985.  
<https://doi.org/10.37570/bgsd-1985-34-02>

The geologic structure and genetic aspects of inland glacier sediments are described on examples from northern Germany. Different types of structures are demonstrated ranging from slight undulation to intense subglacial folding and shearing. Inland glacier sediments are called all deposits laid down and/or de-formed by inland glaciers. These sediments resting on glacially undeformed basement include lodgement till (at top) and below of it shear till, melt-out and deformation till. A fundamental tool of modern till stratigraphy is the knowledge of the geologic structure more than are petrography and geochemistry of moraines at present.

F. Grube, Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, Mercatorstraße 7, D-2300 Kiel, BRD. Th. Vollmer, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität Hamburg, Bundesstraße 55, D-2000 Hamburg 13, BRD. July 24th, 1984.

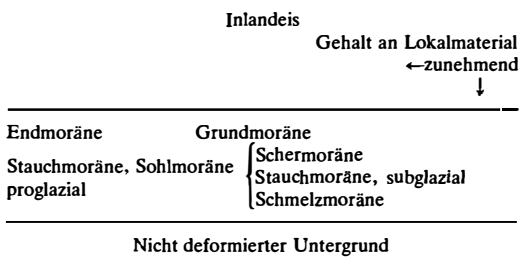
## Einleitung

Gletscher nehmen bei ihrer Bewegung Gesteinsmaterial auf, transportieren diesen Schutt unter gleichzeitiger Aufbereitung und bilden daraus *Grundmoränen*. Durch sub- bis proglaziale Deformation werden die Sedimente der Gletscherbasis zu *Sohlmoränen* (Scher-, Stauch- und Schmelzmoränen) umgeformt. Alle aus dem Inlandeis abgelagerten und durch Gletscherauflast und -schub deformierten Gesteine werden als Gletschersedimente oder Moränen (Material: Till) bezeichnet. In einem Idealprofil läßt sich folgende Sequenz beobachten (vereinfachtes Schema):

Inlandeis:  
 Mächtigkeit (Sohldruck)  
 Geschiebeführung  
 Temperatur  
 Fließgeschwindigkeit  
 Bewegungsart (plastisch fließend; starr gleitend)

Untergrund:  
 Relief, Gefälle (Größe und Richtung)  
 Bodenart(en), bodenmechanische Kennwerte  
 Wassergehalt, Porenwasserdruck  
 Temperatur (gefrorener/nicht gefrorener Zustand; bruchlose Faltung durch Regelation).

←Gletscherfließrichtung



Erhöhung des Sohldruckes z.B. wirkt gefrierpunktniedrigend, so daß ein Inlandgletscher genügender Mächtigkeit plastisch auf partiell nicht gefrorenem Untergrund fließen kann. Dabei kann sich die Deformation des Untergrundes auf Zerschering einer geringmächtigen Gesteinspartie beschränken (Schermoräne). Bei geringerer Eismächtigkeit kann der Gletscher festfrieren und teilweise als Toteis ortsfest werden oder durch weitere Eigenbewegung bzw. Andrängen proximaler Gletscherteile Stauchungen von großem Tiefgang verursachen. Diese können bei genügenden Kraftschluß durch tiefreichende Gefronnis Schuppenstrukturen sowie in geeigneten

Moränen entstehen unter dem Einfluß verschiedener teils dominanter, teils steuernder Faktoren, die miteinander wechselwirken können:

	Grundmoränen (Fernmoränen) (Geschiebemergel, Grundtill)	Sohlmoränen (Sohltill)		
		Schermoränen (Schertill)	Stauchmoränen (Stauchtill)	Schmelzmoränen (Schmelztill)
Petrographie	sandig-tonige Matrix mit "unverdauten" Steinen, Blöcken, Schollen, Sortierung meist gering, skandinavisches Material vorwiegend	Geschiebemergel, Lokalmaterial wie z.B. älterer Till, Glazifluvium, Präpleistozän	Lokalmaterial wie z.B. Glazifluvium, Interglazialtone; wechselnde Anteile synchroner und älterer Geschiebemergel	geschiebemergelähnlich, gröber und sandiger als syngentische Grundmoräne
Relative Faziesbeständigkeit a) radial b) tangential c) vertikal	meist hoch, $a > b \geq c$	gering, $a, b > c$	gering, $a < b \geq c$	ähnlich Grundmoränen
Quotient Fern-/Lokalmaterial	meist $\gg 1$	wechselnd, oft $\geq 1$	wechselnd, bevorzugt $< 1$	wechselnd, oft $> 1$
Transportweite von 50 % des Materials	$> 100$ km	Millimeter- bis ? Dekameterbereich	Dezimeter- bis Kilometerbereich	Kilometerbereich und größer
Mächtigkeit	Meterbereich bis $> 80$ m	Dezimeter- bis Meterbereich	(Meter-) Dekameterbereich, bis $> 100$ m	Dezimeter (-Meter) bereich
durchschnittlicher Quotient Fläche/Mächtigkeit	sehr hoch	wechselnd, meist hoch	meist niedrig	meist hoch
bestimmende Gefügeelemente	Schubklüfte, subhorizontale Scherflächen	subhorizontale Scherflächen	steile(-flache) Scherflächen, Schuppen, Falten, irreguläre Formen	z.T. wie Grundmoräne, weniger ausgeprägt
Form; Sedimentation	deckenartig, flächenhaft	schichtförmig; flächenhaft	oft gestreckt; bevorzugt linear	schichtförmig, gangförmig, flächenhaft
glaziale Fazies	inglazial; an der Gletscherbasis	subglazial; Basis Grundmoräne bis tiefste Sohlmoräne	subglazial; proximal bis frontnah (=proglazial)	subglazial; Basis Grundmoräne bis tiefste Sohlmoräne

Tab. 1. Übersicht der Merkmale von Inlandgletschersedimenten (vereinfachtes Schema).

Table 1. Some important properties of tills.

Bodenarten bevorzugt Faltenkomplexe erzeugen.

Ein Einfluß des Untergrundes zeigt sich z.B. daran, daß Grundmoränen in präexistenten glazifluvialen oder vom Gletscher selbst exarieren Senken (Glazielle, Gripp 1975) gewöhnlich mächtiger entwickelt sind als auf Erhebungen des

Untergrundes. Die Flanken subglazialer Hohlformen können ferner Anlaß zu Eisstau und tiefgründiger Stauchung geben (Wilke 1982). In diesem Sinne kann auch, äquivalent einer distalen Rinnenflanke, bewegungslos gewordenen Eis (Toteis) als Widerlager bei der Bildung von Stauchkomplexen wirken. Durch weitere Wech-

selwirkungen zwischen Gletscher und Untergrund entstehen die Vollformen der Grundmoränenlandschaft:

»Felsdrumlins« (Kern aus älterem Material),  
Drumlins (überwiegend syngenetischer Geschiebemergel),  
Rogenmoränen (wie Drumlins, quer zur Eisfließrichtung orientiert).

### Petrographie der Moränen

Die Petrographie wird zugunsten des geologischen Baues der Moränen hier nur kurz abgehandelt (s. auch Tab. 1). Der Geschiebemergel einer Grundmoräne ist ein relativ homogenes, feinkornreiches Lockergestein, das vorwiegend aus skandinavischem Material besteht und über größere Distanzen ähnliche Zusammensetzung bzw. allmähliche, fließende Faziesübergänge aufweist. Sohlmoränen dagegen sind allenfalls in kleineren Teilbereichen (Schollen, Schuppen)

gleichartig, im allgemeinen aber heterogen zusammengesetzt. Sie können aus den verschiedensten Gesteinen wie glazifluvialen Sedimenten, interglazialen Meerestonen, Tertiärton, Schreibkreide, Geschiebemergel älterer Vergletscherungen u.a. bestehen; oft überwiegen Lokalgesteine. Fazieswechsel innerhalb einer Sohlmoräne sind kleinräumig und meist sprunghaft.

### Geologischer Bau von Moränen

Die einzelnen Morärentypen lassen z.T. gemeinsame Baumerkmale erkennen, die in unterschiedlichem Maß entwickelt sind: Regelung von Einzelkörnern bis zu Schollen und sonstige *Anisotropien* wie Plättung und B-axiale Gefüge. Die räumliche Orientierung der Gefügeelemente ist von der Bewegungsrichtung des Inlandeises und dem Zusammenwirken von glazialer Dynamik und Einflüssen des Untergrundes abhängig. Die Unterschiede im Bau der Moränen ergeben sich aus jeweils vorherrschendem oder ausschließli-



Foto 1. Mohrsche Klüftung in einer Moräne, Brandungszone am Emmerlev-Kliff, phot. Dipl. Geol. BOLL.

Photo 1. Moraine showing Mohr shears, surf zone at Emmerlev-Kliff, phot. Dipl. Geol. BOLL.

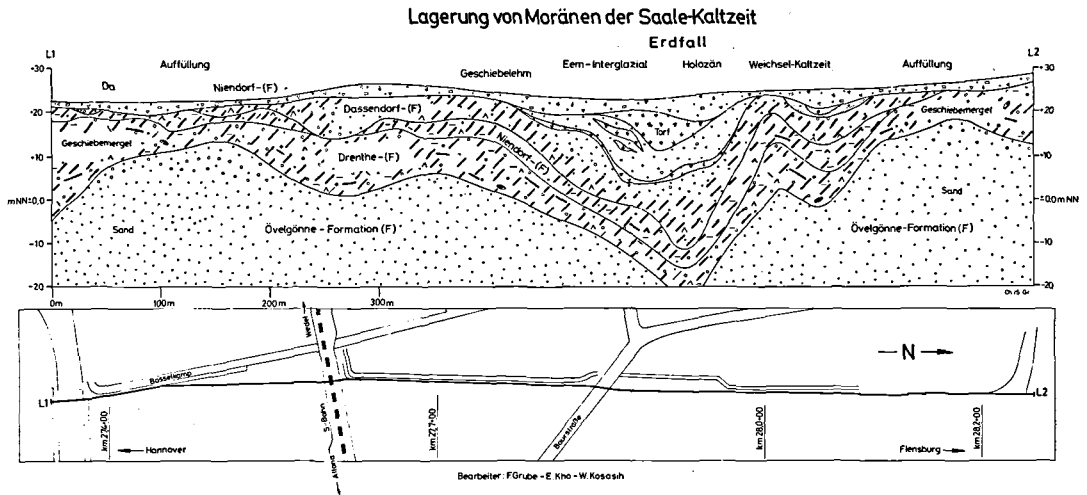


Abb. 1. Flachwellige Lagerung dreier Grundmoränen der Saale-Kaltzeit und sekundäre Lagerungsstörungen in einer Karstregion; Straßeneinschnitt in Hamburg-Bahrenfeld.

Fig. 1. Slight undulation of three saalian base moraines and secondary dislocation in karst region; road-cut in Hamburg-Bahrenfeld.

chem Vorkommen bestimmter Baumerkmale. In manchen Moränen sind außer syngenetischen Gefügeelementen auch ältere, tektonische oder sedimentäre Gefüge erhalten.

## Grundmoränen

Die einzelnen durch ihre petrographische Zusammensetzung und geotechnische Eigenschaften unterschiedenen Grundmoränen zeigen Gemeinsamkeiten des Baues: Flachwellige Lagerung, Mohrsche Klüftflächen und andere, im unverwitterten Till nicht immer deutlich sichtbare Klüfte sowie gelegentlich subhorizontale Scherflächen. Die schon von Richter (1929: 43–44; 1930: 82–83) erkannte Zerklüftung ist wahrscheinlich ein primäres Charakteristikum der Grundmoränen, das durch Gletscherschub entsteht und nach Richter die letzte Bewegungsphase des Eises dokumentiert. Zur Klärung dieses Sachverhaltes bedarf es weiterer Untersuchungen (Mickelson, Waldermarson & Johansson 1981), zumal die Klüftung von Grundmoränen auch praktische Bedeutung hat (Standicherheit, Tragfähigkeit): So verursachte die Klüftung weichselzeitlichen Tills beim Bau des Fährhafens Puttgarden/Fehmarn technische Schwierigkeiten. An Geschiebemergel-Steilufeln (s. Foto 1) begünstigt die Klüftung sturmflutbe-

dingte Massenbewegungen (Lösen und Abgleiten von Klüftkörpern). Die Mächtigkeit von Grundmoränen kann auf engem Raum von wenigen Metern bis zu > 30 m wechseln, örtlich sogar > 80 m betragen. Diese Erscheinung wie auch die flachwellige Lagerung wird am Beispiel einer saalezeitlichen Schichtfolge deutlich, die durch den Autobahnbau in Hamburg-Bahrenfeld aufgeschlossen war (s. Abb. 1).

## Grundmoränen, Hamburg-Bahrenfeld

Im Hangenden der sandigen fluvialen Övelgönne-Formation folgen drei Grundmoränen aufeinander: a) schluffreicher sandiger Till der Drenthe-Formation (ältere Saalevergletscherung), b) toniger, kreide- und flintreicher Till der Niendorf-Formation, c) inhomogener, oft sandiger Till der Dassendorf-Formation (jüngerer Saale-Vergletscherung). Zugehörige glazifluviale und interstadiale Bildungen fehlen weitgehend, nur im nördlichen Profilteil sind glazifluviale Sande der jüngeren Dassendorf-Formation erhalten geblieben. Das Hangende bilden in einem Erdfallbereich vor der Abtragung geschützte Eem- und Holozän-torfe sowie weichselzeitliche periglaziale und niveofluviale Sedimente. Die drei Saalemoränen sind schichtförmige Körper mit subparallelen Grenzen und flachwelligem

Großbau (Abb. 1 ist vierfach überhöht!); sie stehen großenteils in parakonkordantem, örtlich in schwach winkeldiskordantem Verband miteinander. Der wellige Großbau ist durch Wellenlängen von rund 100 m bis 200 m und Amplituden von 5 m bis 20 m charakterisiert. Ihm sind jüngere Störungen (s. unten) im Bereich von Erdfällen im nördlichen Profilabschnitt aufgeprägt.

Die Drenthe-Moräne durchzieht den gesamten Aufschluß als geschlossene Schicht von 5 m bis 15 m, im Westen > 20 m Mächtigkeit. Niendorf- und Dassendorf-Formation sind maximal 5 m bzw. 10 m mächtig. Durch den Vorstoß des jüngsten Saale-Gletschers ist die Niendorf-Moräne örtlich abgetragen, so daß hier Drenthe-Till direkt von Dassendorf-Formation überlagert wird. Auch diese liegt wegen jüngerer Abtragung nicht mehr als vollständige Decke vor. Die Mächtigkeitsunterschiede gehen nicht allein auf Erosion und Exaration, sondern teilweise auf das ehemalige subglaziale Relief zurück. So steigt die Mächtigkeit der Drenthe-Formation von < 5 m auf einer Hochlage im südlichen Profilteil auf > 20 m in einer südlich anschließenden Depression.

Außer Erosions- und Exarationserscheinungen sind keine wesentlichen Lagerungsstörungen der älteren Moränen durch jüngere Eisvorstöße festzustellen.

## Sohlmoränen

Der Begriff Sohlmoräne bezeichnet einen von Verschiebungsflächen begrenzten und durchsetzten heterogenen Gesteinskörper im Liegenden der Grundmoräne. Er umfaßt alle subglazial durch Gletscherschub und -auflast transportierten und deformierten Gesteine von der Basis der Grundmoräne bis zur Oberfläche des nicht bewegten Untergrundes. Zur hangenden Grundmoräne besteht meist ein fließender Übergang, gegen die Basis in der Regel eine scharfe Grenzfläche. Die Gesteine oberhalb dieser Grenzfläche sind aus ihrem ursprünglichen Verband gelöst, zerschert, verfalltet, zerbrochen, zerklüftet und (unterschiedlich weit) vom Ursprungsort verlagert worden. Unterhalb der Basis sind, abgesehen von einzelnen Spalten und Klüften gewöhnlich keine Dislokationen festzustellen. Selten finden sich mit Schmelztill gefüllte Spalten geringer Öffnungsweite, die von der Basis einer Sohlmo-

räne schräg in den Untergrund setzen und nach wenigen Metern auskeilen (z.B. Rotes Kliff/Sylt Winter 82/83). Sie dokumentieren die im Frühstadium steckengebliebene Abspannung einer größtenteils noch im Verband sitzenden Schuppe des Untergrundes. Nur in wenigen Fällen läßt sich die tiefste glaziale Bewegungsfläche mit erheblichen Schwierigkeiten definieren, und zwar bei einer beginnenden Faltung oder dem Anfangsstadium der Verschuppung des Untergrundes. Auch in den »Felskernen« der Drumlins sind Aufpressungen beobachtet worden, die noch nicht vom Horizontalschub des Gletschers erfaßt wurden.

Grenzflächen und interne Scherflächen einer Sohlmoräne sind häufig Materialgrenzen; sie können aber auch einheitliche Gesteine, z.B. Sande durchschlagen und sind dann nur unter günstigen Tagesaufschlußverhältnissen nachweisbar (s. unten).

Die Abgrenzung einer Sohlmoräne mittels gewöhnlicher Erkundungsbohrungen wie auch in der herkömmlichen Quartärkartierung ist in solchen Fällen schwierig oder undurchführbar (Bedeutung der Aufschlußgröße). Trotzdem ist eine Ausgliederung der Sohlmoräne als glaziale Fazies, insbesondere die Abgrenzung gegen den autochthonen Untergrund, nicht nur wissenschaftlich, sondern auch praktisch sinnvoll; dies bestätigen Beispiele aus der Ingenieurgeologie, Hydrogeologie und Lagerstättenkunde. So kann es z.B. für einen unter künstlicher Grundwasserhaltung arbeitenden Tongewinnungsbetrieb zur Existenzfrage werden, ob das in Abbau stehenden Tonvorkommen autochthon ist oder, umgeben von wassererfüllten Sanden, als Scholle in einer Sohlmoräne »schwimmt«.

Eine Sohlmoräne läßt sich in drei Subfazies gliedern, die in unterschiedlichen Anteilen vertreten sein können. Vertikale und laterale Verbreitung der einzelnen Subfazies und deres geologischer Bau ermöglichen Rückschlüsse auf Transport- und Deformationsart und Relativgeschwindigkeit des Materialtransports. Entsprechend können näherungsweise Profile der Relativgeschwindigkeit des glazitektonischen Transports abgeleitet werden. Den Sohlmoränen sind auch die von Carlé (1939, 1939a) untersuchten und erstmals detailliert beschriebenden Moränenstrukturen zuzuordnen. Hervorragende moderne tektonische Analysen finden sich vor allem

in der dänischen Literatur. Berthelsen (1981) führte aus dem Archaikum bewährte tektonische Arbeitsmethoden in die Quartärtektonik des Pleistozän ein. Auf einem INQUA-Symposium auf Moen wurden von M. Houmark-Nielsen, E. M. Jacobsen, P. E. Nielsen, K. S. Petersen, S. Sjørring u.a. neue Dokumentationen dänischer Kliff-Aufschlüsse mit tektonischen Analysen und Synthesen vorgetragen. ter Wee (1962), van der Wateren (1981), Ruegg & Zandstra (1981) und Rappol (1983) vertieften die Kenntnisse über den Aufbau der Stauchmoränen der Niederlande. Ruzczyński kaszenajch (1981) faßte die umfangreichen glazialtektonischen Forschungen in Polen zusammen. Prange (1975) nutzte die vorzüglichen Kliff-Aufschlüsse der Ostseeküste Schleswig-Holsteins zu intensiven gefügekundlichen Untersuchungen weichselzeitlicher Moränen.

## Schermoränen

Schermoränen finden sich in unterschiedlichen Positionen innerhalb einer Sohlmoräne, anscheinend aber bevorzugt an der Basis der Grundmoräne. Sie können eine Sohlmoräne auch allein vertreten. Schermoränen sind vor allem durch Plättung und engständige Scherung parallel zur ab-Ebene gekennzeichnet. Daraus resultiert oft eine subhorizontale Pseudoschichtung von Geschiebemergel- und dünnen (Millimeter bis Zentimeter) Sand- und Tonlagen oder anderem Material.

Moränen dieser Art beschrieb schon Richter (1929: 36ff.). Er deutete die subhorizontalen Lagen als Scharen von Abscherungsflächen. Bei hochgradiger Zerschörung treten flachliegende, oft gegen die Eisfließrichtung einfallende Verschiebungsflächen so zahlreich und engständig auf, daß mit Richter (1930: 81) von einer »Gleitschieferung« gesprochen werden kann. Diese »geschieferte« Zone zieht sich auch durch ältere überfahrene Sande, Silte usw. hindurch: In einem Tagesaufschluß des U-Bahn-Neubaues in Hamburg-Niendorf ließ sich ein ca. 0,3 m mächtiger Schertill von der Sohle der jüngsten Saale-Grundmoräne durch eine drumlinartige Sandauftragung verfolgen, auf der die Moräne selbst abgetragen war. In einem ständig zugänglichen natürlichen Aufschluß am Prallhang der Elbe bei Kuhgrund/Lauenburg kann ein Schertill in der

Sohlmoräne der Niendorf-Formation beobachtet werden.

Die geringe Mächtigkeit und der gleichförmige »papierstapelartige« Aufbau aus zahlreichen dünnen Gleitbrettern charakterisieren Schermoränen als Zonen hoher vertikaler Gescheindigkeitsgradienten mit relativ homogenem oder quasikontinuierlichem Geschwindigkeitsprofil.

## Schmelzmoränen

Schmelzmoränen treten vorzugsweise im tiefsten Teil der Sohlmoräne, untergeordnet im Liegenden der Grundmoräne auf. Sie bestehen aus tonig-siltigem Sand (Sandtill), in dem Langachsen der Geschiebe oft eine klare Regelung parallel zur Eisfließrichtung aufweisen. Diese schon von Richter (1929: 40–41) beschriebenen, auch in Spalten erindringende Moränen sind gröberkörnig und stärker sandig als die zugehörigen Grundmoränen. Der Terminus Schmelzmoränen wurde auf der INQUA 1982 in Moskau von H. J. Stephan vorgeschlagen.

## Stauchmoränen

Stauchmoränen bestehen aus Schuppen und Schollen von  $< 1 \text{ m}^3$  bis zu  $\gg 10^6 \text{ m}^3$  Größe und mannigfaltigen Formen: annähernd kugelig, ellipsoidisch, planar, gebogen, konkav-konvex, fetzenartig usw. Als *Schuppen* werden hier vergleichsweise geringfügig transportierte, bevorzugt reguläre Gesteinskörper verstanden, die von großenteils steilen Scherflächen begrenzt und durch diese von anderen Schuppen oder dem Untergrund abgesetzt sind. Entlang der Schuppen Grenzen hat keine wesentliche Materialdurchmischung stattgefunden. *Schollen* stecken isoliert in glazitektonisch durchmischten Gesteinen wie Geschiebemergel oder vergleichbaren polymikten Sedimenten. Sie sind meist weiter transportiert als Schuppen und stellen diesen gegenüber ein fortgeschrittenes Stadium der Einarbeitung von Gesteinsmaterial in eine Moräne dar. Die obige Definition hat vorläufigen Charakter, sie ist in langjährigen Geländebeobachtungen gewachsen. Das Gefüge von Stauchmoränen zeigt gewöhnlich glazitektonische Regelung mit deutlichen Beziehungen zur Gletscherfließrichtung: dach-

ziegelartige Lagerung »stromaufwärts« einfallender Schuppen; Anordnung von Scherflächen, Langachsen und Faltenachsen häufig quer zur Fließrichtung; in der Aufsicht sichelförmige Schuppen, deren konvexe oder konkave Seite in die Eisfließrichtung weist; Einfallen von s-Flächen und Achsenflächen bevorzugt gegen die Eisfließrichtung. Stephan (1981) beobachtete parallel zur Gletscherfließrichtung streichende Deformationen. Daneben gibt es chaotische Lagerungsformen ohne deutlich erkennbare tektonische Hauptrichtungen und, als anderes Extrem, wenige Meter mächtige subhorizontale Schollen von mehreren 100 Metern Ausdehnung (z.B. Elster-Schollen in Drenthe-Till, zeitweilig aufgeschlossen, Baugrube Elbe-Seitenkanal b. Uelzen/Niedersachsen). Der Innenbau der Schuppen und Schollen weist syngenetische Bewegungsflächen und meist in Eisfließrichtung vergente Falten auf, die in unterschiedlichen Anteilen vertreten und/oder zu Schuppenfalten usw. kombiniert sein können. Trotz der glazitektonischen Beanspruchung (Transportweite u.a.) gibt es Schollen, deren Primärgefüge durch syntektonische Frostverfestigung erhalten blieb und intern nicht oder nur wenig deformiert worden ist. So sind Schräg- oder Warvenschichten in einzelnen Schollen vorzüglich erhalten. An der Sohle einer jungen Saale-Moräne wurde am Hamburger Hauptbahnhof eine komplette Scholle von Meerestonen des Holstein-Interglazials beobachtet. Das nur schwach geneigte Vorkommen, bestehend aus Lauenburger Tonen, holsteinzeitlicher Süßwassermudde und Cardiansanden von Hamburg-Hummelsbüttel lieferte das Material für litho- und biostratigraphische Arbeiten (Valeton 1980, Knudsen 1980). Mit Hilfe gut erhaltener Primärgefüge, insbesondere Schrägschichtung, ist es möglich, (Extern-)Rotationen nachzuweisen und deren Mindestbeträge abzuschätzen.

Nach ihrem geologischen Bau können Stauchmoränen als Bereiche mit inhomogener Geschwindigkeitsverteilung des glazitektonischen Transports gedeutet werden. Aus den Aufschlußaufnahmen und Messungen (s. unten) läßt sich eine Anzahl möglicher Prozesse ableiten, die bei der Entstehung von Schuppen usw. sowie der internen Gefüge wirken; zwei anscheinend bevorzugte Abläufe sind:

- A 1) Anlage konkaver Scherflächen im Untergrund und
- 2) grundbruchartige Aufpressung von Schuppen unter Einkippung *gegen* die Eisfließrichtung,
- 3) Entwicklung der Schuppen zu Phacoiden und Schollen unter Ausdünnung bzw. Anstau und Rotation.
- B 1) Abspannung (z.T. wohl durch Fließen begünstigt) von Schuppen aus dem Untergrund,
- 2) Aufrichtung *in* der Eisfließrichtung, Steilstellung,
- 3) Überkippung,
- 4) Auswalzung oder Ablösung und weitere Entwicklung wie unter A 3).

Während der Aufrichtung von Untergrundpartien durch den Prozeß *B* kann anfangs offenbar plastisches Fließen vorherrschen und primär Falten erzeugen, die erst in einem späteren Stadium durch Bildung definierter Abscherungsflächen zu eigentlichen Schuppen werden.

Außer den hier nicht behandelten Stirnstauchmoränen werden zwei Typen subglazialer Stauchmoränen unterschieden (Blickrichtung vom Eiszentrum zum Eisrand):

- a) Subglazial-proximale Stauchmoränen fern der Gletscherfront, induziert durch Wechselwirkung Gletscher/Untergrund oder proximale Toteismassen, morphologisch meist weniger deutlich als Rücken ausgeprägt als b).
- b) Subglazial-distale (frontnahe) Stauchmoränen (Stauchwälle) nahe der Gletscherfront, induziert durch Toteis der Gletscherstirn (Widerlager), morphologisches Höhenwachstum und Relief stärker ausgeprägt als bei a).

## Beispiele von Stauchmoränen

Der Schübburg/Hoisbüttel (Grube 1972) und die Hüttener Berge (Gripp 1964) sind auffallende Höhenzüge in der Randregion der Weichselvereisung. Saalezeitliche Stauchmoränen sind aus dem Niederrheingebiet (z.B. Braun 1964) und aus Niedersachsen (z.B. Lang 1963) beschrieben und gehören zu den kompliziertesten Strukturen



der Flachlandkartierung (K. D. Meyer; H. C. Höfle). Nördlich der Elbe zählen das Höhengebiet von Wacken/Itzehoe, der Ketelviertberg bei Neumünster und die Blankeneser Berge/Hamburg (Wilke 1982) zu den bekanntesten Moränenwällen der Saale-Kaltzeit. Morphologie und innere Bau von Stauchzonen wurden u.a. bei den Wartenbergen/Ahrensburg (Grube & Homci 1975) und dem »Staumoränenzug« Warsower Plateau – Brunn – Buchheide in Pommern (Richter 1929a) miteinander verglichen. Einzelstrukturen analysierte T. Vollmer (1982) am Ketelviertberg/Neumünster und in Muldsberg bei Itzehoe. Einige in jüngerer Zeit untersuchte Beispiele von Stauchmoränen sind nachstehend erläutert.

## Subglazial-proximale Stauchmoränen

### Beispiel Hamburg

In Hamburg-Hohenfelde wurde der Übergang einer ungestörten Schichtfolge in Stauchtill in ausgedehnten Verkehrstunnelaufschlüssen kartiert (Grube 1967, Tafel 40). Die ungestörte Folge besteht aus saalezeitlichen Schichten, vom Liegenden zum Hangenden: Drenthe-Grundmoräne, Drenthe-Nachschüttsande und -kiese, Flußsande mit Moosresten (Wandsbeker Interstadial), Niendorf-Vorschüttsande, Niendorf-Grundmoräne. Der Übergang zu der östlich gelegenen Stauchzone wird durch Mächtigkeitsreduktion der Sandhorizonte eingeleitet. Die Stauchzone beginnt mit einfachem Faltenbau der gesamten Serie, der nach Osten zunehmend von Überschiebungen bestimmt wird. Östlich dieser wenige 100 Meter breiten Übergangszone schließt sich ein über viele Kilometer anhaltender komplizierter Schuppen- und Faltenbau an. Die Stauchzone hat keine besonderen morphologischen Merkmale. Ihr geologischer Bau wird genetisch als Grenzbereich zwischen einem westlich gelegenen Toteisgebiet mit ungestörten Liegendschichten und einem von Osten andrängenden Gletscher gedeutet.

In Hamburg-Altona war durch Verkehrstunnelbau ein vom jüngsten Saale-Gletscher aufgepreßter und überfahrener ehemaliger »Feldrumlin« aus saalezeitlichen Schichten aufgeschlossen. Ein wesentlicher glazitektonischer Transport war

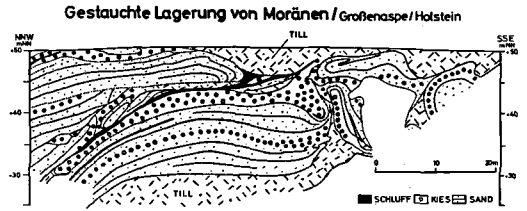


Abb. 2. Faltung und Schuppung glazigener, glazifluvialer und glazilakustriner Sedimente ein einem Stauchwall; Sandgrube Großenaspe/Neumünster, östlicher Abbaustöß, Darstellung als Saigerriß; geol. Aufnahme: T. Vollmer, 1982; Originalmaßstab 1:100.

Fig. 2. Folding and imbrication of glaciogenic, glaciofluvial and glaciolacustrine deposits in ice-pushed ridge; Sand pit Großenaspe/Neumünster, eastern slope, shown as vertical section; T. Vollmer, 1982; original scale was 1:100.

nicht festzustellen. Im Innern des Drumlins finden sich weit aushaltende Partien scheinbar ungestörter, flachlagernder Schichten, in Abständen von mehreren 100 Metern unvermittelt durch Schuppen- und Faltenzonen gegeneinander versetzt. Ähnliches erkannte Köster (1957: 570) am Wulfener Berg.

### Beispiel Muldsberg

In der Tongrube Muldsberg nördlich Itzehoe/Westholstein werden Meerestone der ausgehenden Elster-Kaltzeit und der Holstein-Warmzeit abgebaut. Der bis zu 40 m tiefe Abbau (unterste Sohle auf ca. -5 m NN) hat, vom Liegenden zum Hangenden, folgendes Profil erschlossen: fetter bis stark sandiger schwarzer Ton (Elster); feinschichtige braungraue Holstein-Tone mit hellen Siltlagen sowie einzelnen faustgroßen Steinen und Grobsandlinsen, die wahrscheinlich durch winterliches Treibeis in einer Förde verfrachtet wurden; rote Tone (nach Khoo 1972, sekundär rotgefärbt); fossilreiche hellgraue Muscheltone (Menke 1982); bis zu > 10 m meist feinkörnige Sande (Holstein) mit Torf; örtliche dunkelgraue sandige Geschiebemergel (Saale). Die Tone sind mindestens mehrere Dekameter, möglicherweise > 100 m mächtig; genaue Werte lassen sich wegen der komplizierten Lagerung nicht angeben.

Die geologische Aufnahme des nördlichen Abbaustößes (Abb. 3) zeigt eine starke westvergente Verfaltung und teilweise (kartierbare) Zerschichtung der Tone. Amplituden und Spannweiten der Falten liegen in Zentimeter- bis Dekame-



terbereich. Der größere Teil der Faltenachsen streicht bei insgesamt weiter Streuung der Raumlagen ungefähr NNW/SSE bis NW/SE, wobei Abtauchwinkel von  $5^\circ$  bis  $20^\circ$  vorherrschen. Die weniger häufig vertretenen N/S bis NE/SW streichenden Achsen tendieren stärker zu steilerem Abtauchen. Infolge der Westvergenz ist vorwiegend östliches, teilweise überkipptes Schichteinfallen zu beobachten.

Die Sättel und Mulden sind teils offen, teils annähernd isoklinal; größere Falten weisen meist runde, kleinere bevorzugt spitze Scharniere auf. Ein besonderes Merkmal des geologischen Baues sind der Wechsel weitspannig gefalteter Bereiche (W-Abschnitt) und Zonen intensiver Klein-Fälte-lung (Mittel-Abschnitt) sowie die knickbandartige Anordnung einzelner Strukturen. Diese Knickbänder sind z.T. als Vorstufen in der Entwicklung von Aufschiebungen anzusehen (E-Abschnitt). Die Verwerfungen fallen überwiegend steil in nordöstliche Richtungen ein; für manche Störungen läßt sich anhand von Leithorizonten ein Aufschiebungscharakter nachweisen. Daneben kommen andere, z.T. entgegengesetzt einfallende Scherflächen vor, die wie Abschiebungen aussehen; sie lassen sich als rotierte ältere Aufschiebungen deuten. Nur wenige Störungen sind wirklich als »Flächen« zu bezeichnen. Meist bilden sie Scherzonen (Ruscheln) von wenigen Millimetern bis zu mehreren Dezimetern Breite (anscheinend mit dem Versatzbetrag steigend).

Die Trennflächen gruppieren sich in die aus der Falten tektonik bekannten Kategorien. Neben steilstehenden Querklüften (ac), Längsklüften (bc) und Lagerklüften (ab, sehr untergeordnet) treten mehrere Systeme von Diagonalklüften auf, unter denen SE- und NW-einfallende Okl-Flächenscharen gegenüber hkl-Flächen vorherrschen. Die Verzerrung insbesondere der ac-Flächen-Maxima (Diagramm in Abb. 3) spiegelt die Streuung der Faltenachsenlagen wider. Aus der Westvergenz des Faltenbaues geht hervor, daß die Stauchung durch einen Gletscher mit westlicher Fließrichtung erzeugt wurde. Dabei ist nach neueren Kartierungen (Menke 1982) das gesamte in Abbau stehende Tonvorkommen als große Schuppe aus dem Untergrund gelöst und vermutlich über mehrere Kilometer verfrachtet worden. Die Basis der Stauchmoräne liegt zwischen etwa  $-25$  m NN und  $-100$  m NN (Gelände-

höhe ca.  $+40$  m NN) (Menke 1982: 422–423). Da sichere Hinweise auf mehrmalige Deformation durch verschiedene Saale-Gletscher bisher nicht vorliegen, sind die Stauchungen möglicherweise während einer einzigen Gletscherüberfah- rung gebildet worden. Die Ungleichartigkeit des geologischen Baues und die Streuung der Faltenachsenraumlagen sind wahrscheinlich z.T. auf grundbruchähnliche subglaziale Schollenrotationen zurückzuführen, eine Folge zeitlicher und räumlicher Änderungen von statischer und dynamischer Belastung sowie Fließrichtung und geschwindigkeit des Eises. Daneben dürften durch plastische Deformation (»zweite Faltung«)  $\pm$  transversale Verbiegungen entstanden sein, die die Achsen der älteren Falten umso stärker auslenkten, je größer deren Vergenz war.

## Subglazial-distale Stauchmoränen

### Beispiel Grobenaspe

In der Sandgrube Grobenaspe nördlich Hamburg sind gestauchte saalezeitliche Sedimente aufgeschlossen. Sie umfassen glazifluviale kiesige Sande und stark steinige Grobkiese sowie sandige Geschiebemergel und, untergeordnet, glazilakustrine Silte und Tone (Abb. 2).

Der sehr ungleichförmige geologische Bau besteht aus Klein-Schuppen, Falten, Schollen und kombinierten Strukturtypen. Im Bau einzelner Strukturen sind Übergänge von anscheinend ungestörtem sedimentärem Primärgefüge zu ausgeprägter Innendeformation zu beobachten. Flache Schichtlagerung tritt gegenüber Steilstellung und Überkipfung weitgehend zurück; sie ist z.T. sekundär (s. unten) und nicht als Hinweis auf ungestörte Lagerung zu werten. Die als solche erkennbaren Schichtflächen fallen bei insgesamt starker Streuung bevorzugt in NE- und SW-, die Scherflächen vor allem in NE-Richtungen ein. Der größere Teil der Achsen streicht ungefähr NW/SE, daneben kommen um bis zu  $90^\circ$  abweichende Achsenrichtungen vor. Infolge  $\pm$  transversaler Wellungen im Meter- bis Dekameterbereich sind die Achsen meist geneigt, wobei wechselseitige Abtauchwinkel bis zu  $50^\circ$  vorkommen. Extreme Faltenformen finden sich u.a. in Gestalt flach ausgewalzter Mulden mit subhorizontalen Achsenflächen; ihre hangenden

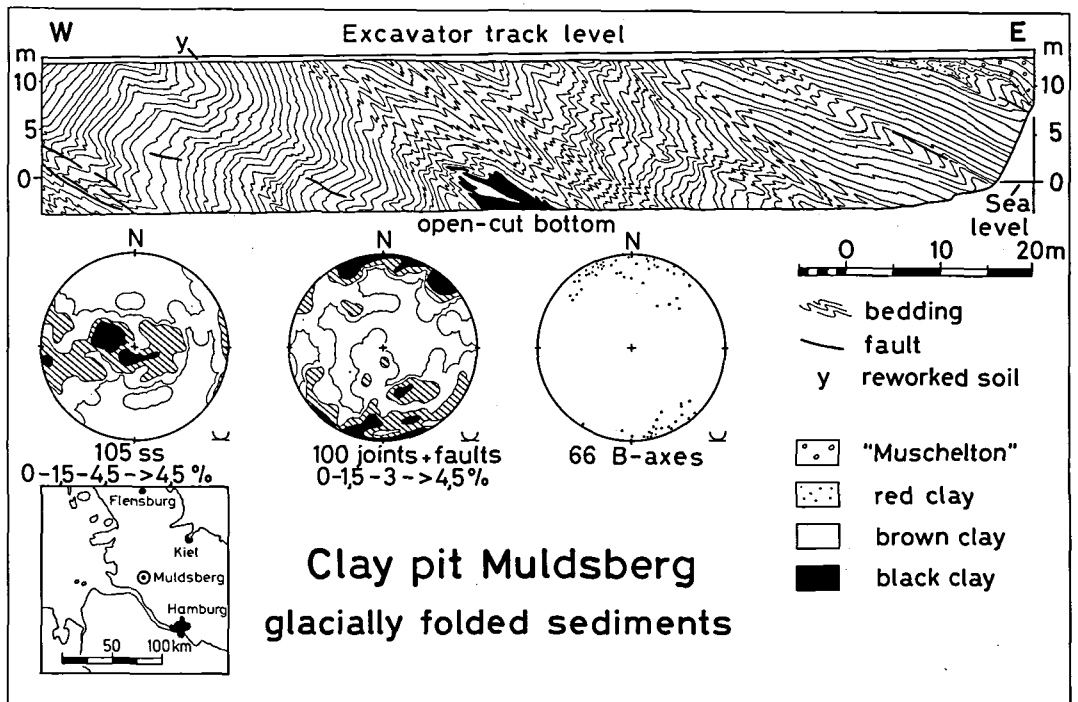


Abb. 3. Saalezeitliche Intensivfältelung elster- und holsteinzeitlicher Meerestone; Tongrube Muldsberg, Ostteil des nördlichen Abbaustoßes, Darstellung als Saigerriß; T. Vollmer, 1982, Originalmaßstab 1:100.

Fig. 3. Intense folding of elsterian and holsteinian marine clay by saalian glacier; clay pit Muldsberg, eastern part of northern slope, shown as vertical section; T. Vollmer, 1982, original scale was 1:100.

Flügel sind um bis zu  $> 180^\circ$  überkippt (nachweisbar anhand von Schrägschichtung).

Die Schuppenstrukturen umfassen ein breites Spektrum von relativ einfach gebauten Gleitbrettern mit scheinbar geringer Innendeformation (N-Abschnitt) bis zu verwickelten, stark innen-deformierten Formen (S-Abschnitt). An manchen Stellen ist zu beobachten, daß mehrere Meter mächtige Partien eines liegenden Geschiebemergels hobelspanartig aufgeschuppt, steilgestellt und in Schubrichtung (ca. SW) zu wenige Zentimeter dünnen Lagen ausgewalzt sind, die distal in schwach siltigen Sand übergehen. Diese ss-parallel in glazifluviale Sande eingeschichteten Lagen sind wenig auffällig, sie können bei ungünstigen Aufschlußverhältnissen mit sedimentären Bildungen verwechselt werden und Konkordanz vortäuschen. Im vorliegenden Aufschluß sind sie ein sicheres Merkmal von Scherflächen oder -zonen. An diesem Beispiel zeigt sich auch, daß bereits nach wenigen Metern tektonischen Transports eine vollständige Mischung verschiedener

Sedimente bis zur weitgehenden Absorption des mengenmäßig untergeordneten Partners eintreten kann.

Manche Scherfläche wirkt auf gewisse Erstreckung wie eine ungestörte Schichtfläche, die sich einem begrenzten Ausschnitt des Gesteinsverbandes scheinbar konkordant einfügt. Wenige Meter weiter aber (Bedeutung der Aufschlußgröße!) herrscht an derselben Fläche Diskordanz, verbunden mit Schleppung und z.T. meßbarem Versatz von Leithorizonten um mehrere Meter bis ?Zehnermeter. Auch weitgehend im ursprünglichen Verband erhaltene einheitliche Schmelzwassersandkomplexe weisen Anzeichen für interne Verschiebungen entlang von Schichtflächen auf: Die mit ca.  $10^\circ$  bis  $30^\circ$  bankschräg einfallenden Leebblätter des primären Schrägschichtungsgefüges versteilen auf wenigen Metern Aufschlußlänge bis zu bankrechter Orientierung; eine Deformation durch subaquatische Gleitung ist auszuschließen, da eindeutige Beziehungen zu anderen glazitektonischen Phänome-

nen bestehen. Die Überprägung des Schrägschichtungsgefüges ist damit eine Folge ungleichförmiger Scherung von räumlich wechselndem Betrag.

Das chaotische Nebeneinander zerscherter Falten und gefalteter Scherflächen erlaubt wohl eine Deutung einzelner Bewegungsabläufe, nicht aber eine genaue Gesamtkonstruktion der Entwicklungsgeschichte dieses Stauchkomplexes. Sicher ist, daß an der Strukturbildung eine Vielzahl teils zusammenwirkender, teils räumlich und zeitlich wechselnder subglazialer Schuppungs- und Faltungsvorgänge beteiligt war.

Am Beispiel Großenaspe wird der mögliche Einfluß der Aufschlußgröße auf die genetische Beurteilung von Stauchkomplexen deutlich: Während eines früheren Abbaustadiums wurde ein weit verbreiteter hangender Geschiebemergel zunächst als Grundmoräne des Gletschers angesehen, der die Stauchungen verursacht hat. Erst bei fortgeschrittenem Abbau zeigte sich, daß dieser Geschiebemergel nur örtlich einer flachlagernden Grundmoräne ähnelt, sonst aber in die Stauchung einbezogen ist. Eine echte Deckmoräne wurde bisher nicht gefunden; möglicherweise ist sie abgetragen. Oder gehörte der besagte Geschiebemergel vielleicht doch zur Grundmoräne des stauenden Gletschers und wurde von diesem in einer letzten Bewegungsphase mit den älteren Schichten verknetet?

### Sekundäre Veränderungen des geologischen Baues

Von durch Gletscherschub und -auflast erzeugten Primärgefügen sind sekundäre Strukturen oder Störungen zu unterscheiden. Sie entstehen durch periglaziale Phänomene wie Eiskeile, Bodeneis, Kryoturbation, Steilstellung von Steinen, fossile Grundbüche und postglaziale Prozesse wie Senkung über Toteis, Verkarstung (z.B. Kalke von Levanger/Drontheim, Scheibkreide auf Mön, in Hemmoor und Lägerdorf) und Subrosion. Abb. 1 zeigt ein Beispiel sekundärer Baustörungen durch Auflösung von permischen Evaporitgesteinen im Untergrund, die zum Einbruch von Erdfällen geführt hat. Die Basis der Drenthe-Grundmoräne, sonst auf ca. -5 m NN bis +18 m NN, ist im Erdfallbereich im nördlichen Profilabschnitt auf mehr als -20 m NN abgesenkt wor-

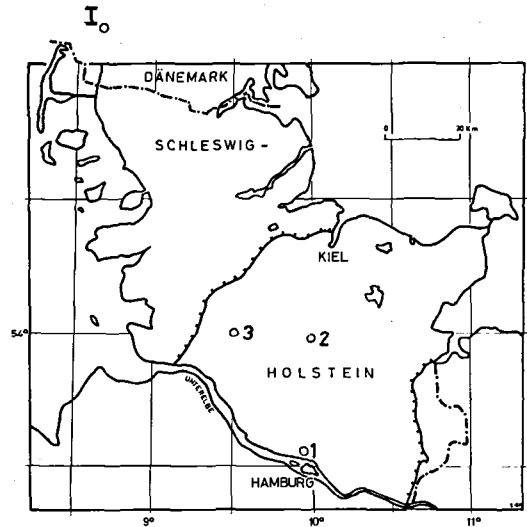


Abb. 4. Lageplan der beschriebenen Aufschlüsse.

Fig. 4. Outcrop map.

den. Die Absenkung muß mindestens eemzeitlich eingesetzt haben. In Einzelfällen können durch subaerisches oder subaquatisches Bodenfließen und Rutschungen (Luhetal, Niedersachsen) Konvergenzformen zu glazitektonischen Strukturen entstehen.

### Karten- und Modelldarstellung

Die exakte Erfassung der komplizierten Glazialtektonik ist trotz sorgfältiger Dokumentation der natürlichen und künstlichen Aufschlüsse schwierig. Daher war die Entwicklung eines Modellversuches mit neuen Werkstoffen (Sand-Paraffingemenge mit eingelagerten Gipsschichten) durch

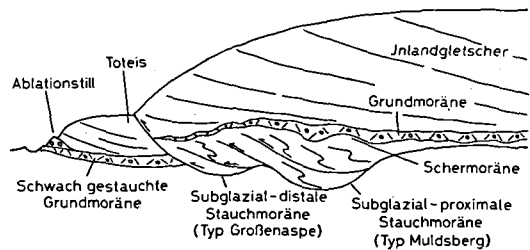


Abb. 5. Schema der Anordnung von Moränentypen im westlichen Holstein, unmaßstäblich, Entwurf T. Vollmer.

Fig. 5. Distribution pattern of different till types in Western Holstein, unscaled, sketch by T. Vollmer.

Köster (1957) eine wertvolle Bereicherung der Rekonstruktionsverfahren glazitektonischer Vorgänge. Köster gelang es mit dieser Methode nicht nur das Geschehen an der Gletscherstirn, sondern auch subglaziale Vorgänge nachzuahmen.

Durch geologische Kartierung (Berthelsen 1978; Petersen 1978) ist eine kartenmäßige Darstellung der Schichtköpfe steilstehender Stauchschuppen möglich; um deren räumlichen Bau zumindest in seinen Grundzügen zu erfassen, sind beim Fehlen weiterer Aufschlüsse spezielle Strukturkarten auf der Basis tieferer Bohrungen erforderlich. Entsprechend wertete Khoo (1972) ein dichtes Netz tieferer Bohrungen aus, um die räumliche Lage von Tonschollen zu konstruieren. In der Bodenmechanik dienen gelegentliche Modelle aus Plexiglas und Draht zur anschaulichen Darstellung glazial deformierten Untergrundes; Blockbilder sind von Berthelsen (1981) und Wateren (1981) entworfen worden. Fiedler (1975) analysierte glazialtektonische Strukturen mit Hilfe von Blocklackfilmen.

Neben Karten- und statischen Modelldarstellungen, die großenteils den angewandten Geowissenschaften und der geologischen Dokumentation dienen, dürften dynamische Modellversuche und der Vergleich ihrer Ergebnisse mit echten glazitektonischen Phänomenen weiterhin vieles zum genetischen Verständnis der Moränen beitragen.

## Dansk sammendrag

Ud fra en dynamisk betragtning omfatter begrebet moræne både de sedimenter, der er aflejret direkte fra isen, men også de sedimenter, der er blevet transporteret og/eller bevæget i forbindelse med isoverskridelsen. Undergrænsen for denne dynamiske enhed er derfor de, ved det aktuelle isfremstød, ikke deformerede sedimenter.

Morænen (= dynamisk enhed) opdeles i Nordtyskland normalt i Bundmoræne (= Grundmoræne = till) og Sålomoræne (= Sohlmoræne = »deformation till« og »shear till«).

Bundmoræner (till) fra de enkelte isoverskridelser varierer i tykkelse normalt fra få metre til 30 meter, lokalt kendes tykkelser på mere end 80 m. Bundmorænerne fra de enkelte fremstød er ofte homogene inden for større områder m.h.t. petrografisk sammensætning og viser ofte ensartethed i strukturer (f.eks. forkløftninger) såfremt disse er en primær egenskab opstået som resultat af isoverskridelsen.

Sålomoræner (Shear-, Stauch- og Schmelzmoræne) består generelt af de bevægede og deformerede sedimenter ved isoverskridelsen, og afhængig af underlagets beskaffenhed vil sål-morænerne derfor have vekslende karakter.

Sålomoræner optræder med indtil tre forskellige facies, 1) shear-moræner, der består af udvalset materiale i mm til cm tykke horisonter ofte vekslende mellem sand og moræneler, der kan ligne en lagdeling. 2) Smelzmorænen (= »smeltemoræ-

ner«), der oftest forekommer umiddelbart under bundmorænen og adskiller sig fra denne ved et hyppigt større sandindhold. Stenpartikler i smeltemorænen viser tit en streng parallelitet med isbevægelsesretningen. 3) Stauchmorænen, der omfatter »Schuppen« og »Schollen«. Schuppen er betegnelsen for korttransporterede og velafgrænsede legemer (flager) adskilt af overskydningsplaner, hvori der næsten aldrig ses nogen egentlig opblanding af materialer. Schollen benyttes om mere diffuse legemer, oftest langtransporterede og præget af det omgivende materiale.

Fra udvalgte lokaliteter i Nordtyskland (se fig. 4) gennemgås eksempler på de forskellige morænetyper, deres karakterer og formodede genese.

## Literatur

- Berthelsen, A. (1981): *Principles of cold glacial tectonics*. INQUA Konferenz Moen.
- Berthelsen, O. (1978): Den geologiske kortlægning af Danmark. *Danm. geol. Undersøgelse*, A 2: 73 S.; København.
- Boulton, G. (1981): *Processes and forms of subglacial deformation*. INQUA Konferenz Moen.
- Braun, F. J. (1964): Endmoränen-Stauchwall und Eisrandbildungen bei Moyland/Ndrh. *Der Niederrhein*, 2: 58-63; Krefeld.
- Carlé, W. (1938): Das innere Gefüge der Stauch-Endmoränen und seine Bedeutung für die Gliederung des Altmoränengebietes. *Geol. Rundschau*, 29 (1/2): 27-51; Stuttgart.
- Carlé, W. (1939): Das Messen der inneren Formen in Stauchendmoränen und Sandern. - *Aus d. Heimat*, 52 (4): 97-109; Öhringen.
- Carlé, W. (1939a): Die Lagerungsstörungen in den Kiesलगurgruben von Ohe (Lüneburger Heide). *Abh. Naturw. Ver. Bremen*, 31 (2): 221-235; Bremen.
- Fiedler, K. (1981): Lackfilme im geologischen Unterricht. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, 44: 331-342; Hamburg.
- Grimmel, E. (1969): Ist die nordöstliche Lüneburger Heide eine »Endmoränen«-Landschaft? *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 20: 243-244; Öhringen.
- Gripp, K. (1964): *Erdgeschichtliche von Schleswig-Holstein*. 411 S.; Neumünster (Wachholtz).
- Gripp, K. (1975): 100 Jahre Untersuchungen über das Geschehen am Rande des nordeuropäischen Inlandeises. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 26: 31-73; Öhringen.
- Grube, F. (1967): Die Gliederung der Saale-(Riss) Kaltzeit im Hamburger Raum. *Frühe Menschheit u. Umwelt*, 2: 168-195; Köln (Böhlau).
- Grube, F. (1972): Zur Gliederung der Jungmoränen-Landschaft von Hoisbüttel bei Hamburg. *Jb. Alsterver.*: 9 S.; Hamburg.
- Grube, F. & Homci, H. (1975): Geologie und Geomorphologie des südlichen Stellmoorer Tunneltales. In: Tromnau, G.: *Neue Ausgrab. Ahrensburg. Tunneltal*: 94-98; Neumünster (Wachholtz).
- Houmark-Nielsen, M. (1981): Glacialstratigrafi i Danmark øst for Hovedopholdslinien. - *Dansk geol. Foren.*: 61-76; København.
- Jacobsen, E. M. (1981): *Some glaciotectionic features from the southern part of Sealand, Denmark*. - INQUA Konferenz Moen.
- Khoo, F. (1972): *Die Geologie im Bereich des neuen Elbtunnels (Hamburg) und der Tongruben in Wacken (Holstein) sowie die Sedimentpetrographie der Tone der Holstein-Warmzeit*. - Unveröff. Dipl.-Arb., Hamburg, 89 S.

- Knudsen, K. L. (1980): Foraminiferal faunas in marine Holsteinian Interglacial deposits of Hamburg-Hummelsbüttel. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, 49: 193–214; Hamburg.
- Köster, R. (1957): Schuppung und Faltung im glazialtektonischen Experiment. *Geol. Rundschau*, 46: 564–571; Stuttgart.
- Lang, H. D. (1963): Das Endmoränengebiet der Mellendorfer und Brelinger Berge. *Ber. Naturhist. Ges.*, 107: 21–30; Hannover.
- Menke, B. (1982): Mittel- und Jungpleisozän in Westholstein am Beispiel des Blattes 1922 Schenefeld. *Die Heimat Z. Natur- u. Landeskunde Schleswig-Holst. u. Hmbg.*, 89 (11/12): 419–429; Neumünster.
- Mickelson, D. M. & Waldemarson, D. & Johansson, H. G. (1981): *Jointing in till: an example from south-central Sweden*. Inqua Commission GLQD, Symposium Wyoming.
- Nielsen, P. E. (1981): *Till fabric reorientated by subglacial shear*. INQUA Konferenz Moen.
- Petersen, K. S. (1978): Anwendung glaziotektonischer Untersuchungen bei der geologischen Kartierung in Dänemark. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 28: 126–132; Öhringen.
- Prange, W. (1975): Gefügekundliche Untersuchungen zur Entstehung weichselzeitlicher Ablagerungen an Steilufern der Ostseeküste, Schleswig-Holstein. *Meyniana*, 27: 41–54; Kiel.
- Rappol, M. (1983): Glacigenic Properties of Till, Studies in glacial sedimentology from the Allgäu Alps and The Netherlands. *Fys.-Geogr. Univers.*, 34: 1–225; Amsterdam.
- Richter, K. (1929): Studien für fossile Gletscherstruktur. *Z. Gletscherkde.*, 17 (1–3): 33–46; Berlin (Bornstraeger).
- Richter, K. (1929a): Die Struktur des Warsower Plateaus, ein Beitrag zur Kenntnis der Staumoränen. *Abh. Ber. Pommerschen Naturforsch. Ges.*, 10: 6–12.
- Richter, K. (1930): Die Textur des Geschiebemergels und ihre Bedeutung für die Erforschung des präglazialen Untergrundes. *Z. Geschiebeforsch.*, 6 (2): 80–88; Berlin (Bornstraeger).
- Ruegg, G. H. J. & Zandstra, J. G. (1981): Geology and archaeology of pleistocene deposits in the ice-pushed ridge near Rhenen and Veenendaal. *Med. rijks geol. Dienst*. 35: 163–268; Haarlem.
- Ruszczynska-Szenajch, H. (1981): *Coexistence of glacitectonic and glaciodynamic structures, examined with a sedimentological approach*. Vortrag INQUA Comm. GLQD, Symposium Moen.
- Stephan, H. J. (1981): *Deformations striking parallel to glacier movement as a problem in reconstructing its direction*. INQUA Konferenz Moen.
- Stephan, H. J. (1982): *Proposal for German terms for some types of till*. Unveröff. Vorschlag INQUA Kongreß Moskau.
- Valeton, I. & Löhnert, E. & Khoo, F. (1972): Genese pleistozäner Rottone im Raume Hamburg. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, 41: 171–184; Hamburg.
- Valeton, I. (1980): Zur Petrographie und Geochemie des Holstein-Interglazials von Hamburg-Hummelsbüttel. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, 49: 175–192; Hamburg.
- Wateren van der, F. M. (1981): *Glacial tectonics near Rhenen (the central Netherlands) and some remarks on the mechanism that caused them*. Vortrag INQUA Comm. GLQD, Symposium Moen.
- Wee, M. W. ter (1962): The Saalian glaciation in the Netherlands. *Meded. Geol. St., N. S.*, 15: 57–76; Haarlem.
- Wilke, H. (1982): *Quartärgeologie des Elbhanges im Westen von Hamburg*. Unveröff. Dipl.-Arb., Hamburg, 140 S.