Diluvialmorphologie und Untergrundsbau in Schleswig-Holstein.

Von K. Beurlen und S. Thiele.

Die Schleswig-Holsteinische Landschaft ist im wesentlichen durch die Diluvialgeschichte bestimmt. Als mehr oder weniger mächtiger Schleier legt sich das Diluvium mit seinen Ablagerungen über die ältere Schichtenfolge, die vordiluvialen Formen verhüllend. Die diluvialen Glazialablagerungen haben kennzeichnende Eigenformen geschaffen, wie das der Ablagerungsgesetzmäßigkeit des Gletschers, bzw. des Inlandeises entspricht: unausgeglichene Morphologie mit abflußlosen Senken (Seenbildung usf.).

Die vergleichenden Untersuchungen an heutigen Vereisungsgebieten, wie sie Gripp durchgeführt hat, haben uns wesentliche Aufklärung über die Kausalzusammenhänge der Glazialformen gegeben. Wir wissen demnach, daß die morphologisch stark herausgebildeten Endmoränenzüge im wesentlichen durch Glazialstauchung entstanden sind (Stauchendmoränen!); das gilt z. B. für die Endmoränen der Hüttener Berge, die Endmoränen in der Umrandung der Lübecker Bucht usf. Die speziellen Untersuchungen in Schleswig-Holstein ließen erkennen, daß vor dieser Stauchendmoränenzone eine weitere Endmoränenzone liegt, in der die Endmoränenwälle morphologisch nur sehr wenig heraustreten, das Material aber, das sie aufbaut, im wesentlichen kiesig, sandig, d. h. also stark durchwaschen ist. Die verschiedene Ausbildung dieser beiden Endmoränenzüge hat Becksmann auf Verschiedenheit des Glazialklimas zurückgeführt, während Woldstedt an eine verschieden lange dauernde Stillstandslage des Eisrandes dachte. Die Untersuchungen von Lorentzen in Angeln haben die Ansicht von Becksmann bestätigt. Westlich vor diese beiden Randlagenzonen, die den beiden Vorstößen der letzten oder Weichseleiszeit entsprechen, legen sich die Sandervorschüttebenen, die zu der äußeren verwaschenen Randlage gehören und die sich über die Altmoräne legen. Wo die Altmoräne größere Höhen erreicht, ragt sie als flaches Plateau aus den Sanden heraus (Geestrücken), so bei Itzehoe, Hohenwestedt, Husum usf. Diese Geestrücken gehören überwiegend der Warthe-Eiszeit an, nur ganz im Westen kommen unter den wartheeiszeitlichen Ablagerungen Moränen der älteren Eiszeiten (Elster- und Saaleeiszeit) noch heraus, so besonders schön am Roten Kliff von Sylt.

Die diluvialmorphologischen Verhältnisse der wartheeiszeitlichen Geest sind noch nicht genügend geklärt. In rohen Zügen ergibt sich folgendes: Südlich von der Elbe bei Harburg sind Warthe-Endmoränen in den Schwarzen Bergen sehr deutlich vorhanden. Sie setzen sich von hier nördlich der Elbe in den Geesthöhen des Kisdorfer Wohldes fort. Dann biegt die bis dahin NS verlaufende Randlage in die OW-Richtung ab und verläuft über Kellinghusen — Itzehoe in einem weitgeschwungenen Bogen, wieder in die Nordrichtung abbiegend, über die Geesthöhen von Albersdorf in die Geesthöhen östlich von Husum, und von hier vermutlich ungefähr in Richtung auf Flensburg weiter, ohne aber bis Flensburg zu reichen. Vielmehr biegt der wartheeiszeitliche Rand dann wieder in ungefähr ostwestlicher Richtung ab in die Richtung auf Morsum auf Sylt. Der weitere Verlauf ist nicht mehr zu erkennen. Sylt liegt

jedenfalls schon außerhalb des eigentlichen Vereisungsgebietes der Warthe. Hier sind nur noch wartheeiszeitliche Fluvialglazialbildungen vorhanden. Bemerkenswert an dem Verlauf ist die tiefe Einkerbung des Eisrandes im Gebiet Kisdorfer Wohld — Kellinghusen. Bemerkenswert ist ferner, daß das von dem großen Randmoränenbogen Kellinghusen — Itzehoe — Albersdorf umschlossene Warthemoränengebiet eine eigenartige morphologische Gliederung durch NNO-streichende Höhenzüge erfährt (Höhenzug von Innien, Höhenzug von Hohenwestedt und noch ein etwas schwächer entwickelter Höhenzug bei Schenefeld, der nach Todenbüttel weiterzieht). Die Natur dieser eigenartigen, auf die Randlage stoßenden Höhenzüge ist noch nicht geklärt. Normale Endmoränen, wie man das vor allem bei den Höhen von Innien angenommen hat, liegen kaum vor.

Die Außenrandlage der Weichseleiszeit (Weichsel I) zeigte eine bemerkenswerte Parallele zu der Randlage der Warthe-Eiszeit. In einem ganz flachen Bogen, fast gerade gestreckt, verläuft die Randlage von Flensburg über Schleswig, östlich Rendsburg nach Einfeld und biegt hier in ostwestlicher Richtung ab über Bornhöved bis fast an die Südspitze des Plöner Sees, springt von hier aus in wiederum südwestlicher Richtung über Segeberg bis in die Gegend von Ahrensburg vor und umschließt einen weiten Bogen, der im Osten an das Südende des Ratzeburger Sees herankommt. Durch einen ungefähr nordöstlich verlaufenden Höhenzug, der von einer Kerbe im Außenrand ausgeht, ist dieser Bogen zweigeteilt. Der am Kisdorfer Wohld tief einspringenden Kerbe entspricht also recht genau die tiefe Kerbe am Plöner See. Dem Vorspringen der Warthe-Endmoränen über die Elbe in die Schwarzen Berge entspricht der vorspringende Bogen Segeberg — Ahrensburg — Ratzeburg, während der Nordsüdverlauf der Wartheendmoräne von Itzehoe über Albersdorf nach Norden von dem geraden Verlauf von Einfeld bis Flensburg wiederholt wird. Dieser Randlage sind zahlreiche subglaziale Schmelzwasserrinnensysteme zugeordnet, so die SW-verlaufende Langsee-Rinne in Angeln, die Lorentzen beschreibt, die ebenfalls SW-verlaufende Schlei und die Bistenseerinne nördlich des Wittensees, die bei Rendsburg endigende SW-Rinne der Eider; dann das NS-verlaufende vom Westensee ausgehende Rinnensystem, das bei Nortorf endigt, die Einfelder Rinne, die zahlreichen im Plöner See zusammenlaufenden und sich scharenden Rinnen-Systeme, welche in der Kerbe ausmünden. Im südlichen Bogen sind viel weniger derartige Rinnensysteme, eine bei Segeberg ausmündende Ostwestrinne und die große Rinne des Ratzeburger Sees.

Auch die Randlage von Weichsel II zeigt in großen Zügen wieder eine sehr auffällige Parallelität des Verlaufs mit Weichsel I und mit Warthe: Von Flensburg über Schleswig — Westensee — Selent bis zum Bungsberg ein flacher, breit geschwungener Bogen, in Bungsberg eine tief zurückspringende Kerbe, und dann wieder ein weit vorspringender Bogen um die Lübecker Bucht herum, der bis Oldesloe nach Süden vorgreift. Die Randlage von Weichsel II zeigt aber darüber hinaus noch eine bemerkenswerte Besonderheit: die Randmoränen sind eigenartig ungleichmäßig entwickelt, während an einzelnen Abschnitten die Stauchendmoränen sehr hoch aufgestaucht sind, so an den Hüttener Bergen, am Westensee, in der Umrandung der Lübecker Bucht, setzen sie in den zwischen liegenden Abschnitten fast vollkommen aus: Die Hüttener Berge brechen an ihrem Südende fast plötzlich ab, es folgt die flache

Niederung des Bistensees, und dann erhebt sich südlich davon in der Umrandung des Wittensees die Endmoräne der Duvenstedter Berge, die sich nach Süden ebenfalls nicht fortsetzen. Dieser ungleichmäßigen Ausbildung entspricht auch ein sehr zerrissener, auf den ersten Blick unregelmäßiger Verlauf der Randlage. Das fällt besonders auf im Gegensatz zu der ausgeglichenen Randlage von Weichsel I. Für Angeln hat Lorentzen den bis dahin noch fast ganz unbekannten Verlauf der Endmoränen klargestellt. Eine kurze Gesamtdarstellung des Verlaufs habe ich an anderer Stelle gegeben. Nur kurz sei noch einmal darauf hingewiesen, daß in der Zeit von Weichsel II der große in der Zeit von Weichsel I einheitliche Eislobus, der nördlich der großen Kerbe liegt, sich aufgliederte in einen mittleren Eckernförder Eislobus, an dessen vorderem Stirnrand die Hüttener Berge liegen und der den Südteil von Angeln noch umfaßt. Im mittleren Teil von Angeln ist eine stark rückspringende Kerbe vorhanden. Im Norden legt sich an den Eckernförder Lobus ein Eislobus an, der aus der Flensburger Förde heraus nach Südwesten vordringt. Südlich vom Eckernförder Lobus springt der Eisrand im Dänischen Wohld weit zurück. Ein weiterer vorspringender Lobus legt sich um die Kieler Förde herum, der den Westensee noch mit umschließt und hier ziemlich weit nach Westen vorspringt und im Osten bis auf die Selenter Endmoränen zurückgeht. Im Gegensatz zu dieser starken Aufgliederung des nördlichen Eislobus steht die ganz ungegliederte Einheitlichkeit des Lübecker Lobus. Auffällig ist dabei, daß im nördlichen Abschnitt die Weichsel-I-Randlage in sich nicht gegliedert ist, während die Weichsel II-Randlage die starke Aufgliederung hat, daß aber im südlichen Lübecker Abschnitt gerade umgekehrt die Weichsel I-Randlage durch eine Kerbe untergegliedert ist, die Weichsel II-Randlage aber nicht.

Die Parallelität, die in großen Zügen zwischen der Warthe-, Weichsel I- und Weichsel II-Randlage vorhanden ist und sich deutlich in der großen Kerbe ausprägt, die bei allen 3 Randlagen in einer SW-gerichteten Zone liegt, weist darauf hin, daß hier kein Zufall vorliegt, daß die Verteilung und Anordnung der Randlagen vielmehr ganz bestimmte Gesetzmäßigkeiten zeigt, und zwar sind diese Gesetzmäßigkeiten offensichtlich durch lokale Untergrundseinflüsse bedingt. Deutlich zeigt dies gerade die große Kerbe: Verfolgen wir die Kerbzone im einzelnen, so zeigt sich, daß in ihrer Verlängerung nach Nordosten Wagrien und Fehmarn liegt. Dieses Gebiet ist tektonisch Hebungsgebiet. Am Kliff von Fehmarn und am Kliff von Heiligenhafen tritt Alttertiär anstehend auf, d. h. also in einer Höhenlage, wie sonst in der ganzen Provinz nicht wieder. Fehmarn ist eine in NO gehobene, nach SW einsinkende gehobene Scholle, die durch eine im Fehmarnsund liegende Störung abgeschnitten ist. Ebenso ist auch Wagrien eine im Nordosten gehobene nach Südwesten einsinkende Scholle, die in der jungen Störungszone des Oldenburger Grabens abgeschnitten ist. Das aus der Ostsee vordringende Eis umfloß diesen gehobenen Schollenkomplex, der nach Art eines Brückenpfeilers wirkte, und teilte sich in einen südlichen Lübecker und einen nördlichen Kiel-Eckernförder Lobus. Im Südwesten des Schollenkomplexes vereinigten sich die beiden Eisströme wieder; doch bleibt hier naturgemäß eine Zone, in welcher das Eis nur ungenügend Nachschub erhält, in welcher also eine zurückspringende Kerbe sich ausbilden muß. Je weiter das Eis sich nach SW ins Vorland ausbreitete, desto eher wird naturgemäß von dem ent-

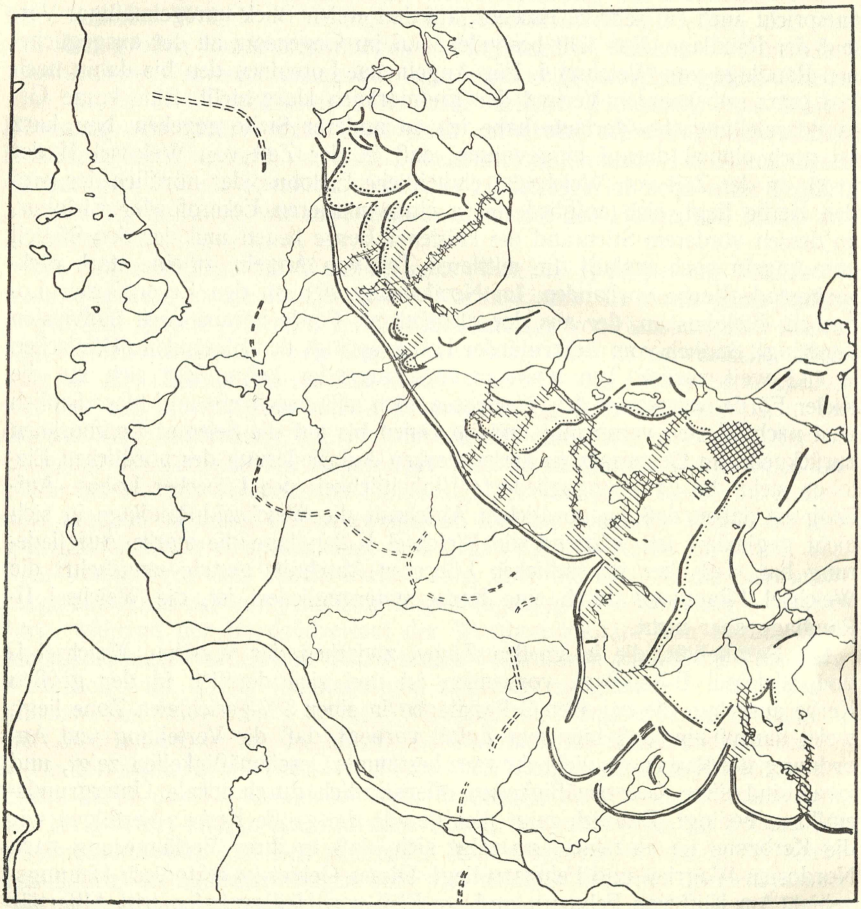

Abbildung 1: Diluvialmorphologische Grundzüge von Schleswig-Holstein. Gestrichelte Doppellinie = Endmoränen der Wartheeiszeit. Einfache Doppellinie = Randlage des ersten Vorstoßes der Weichseleiszeit. Einfache Linie mit Punktreihe = Außenrandlage des 2. Vorstoßes der Weichseleiszeit (Lübecker Hauptendmoränen, Hüttener Berge usw.). Einfache Linie = Hauptrückzugsstadium des 2. Vorstoßes der Weichseleiszeit. Einfache Schrägschraffur = subglaziale Rinnensysteme des ersten Vorstoßes der Weichseleiszeit. Gekreuzte Schraffur = Komplex des Bungsberges.

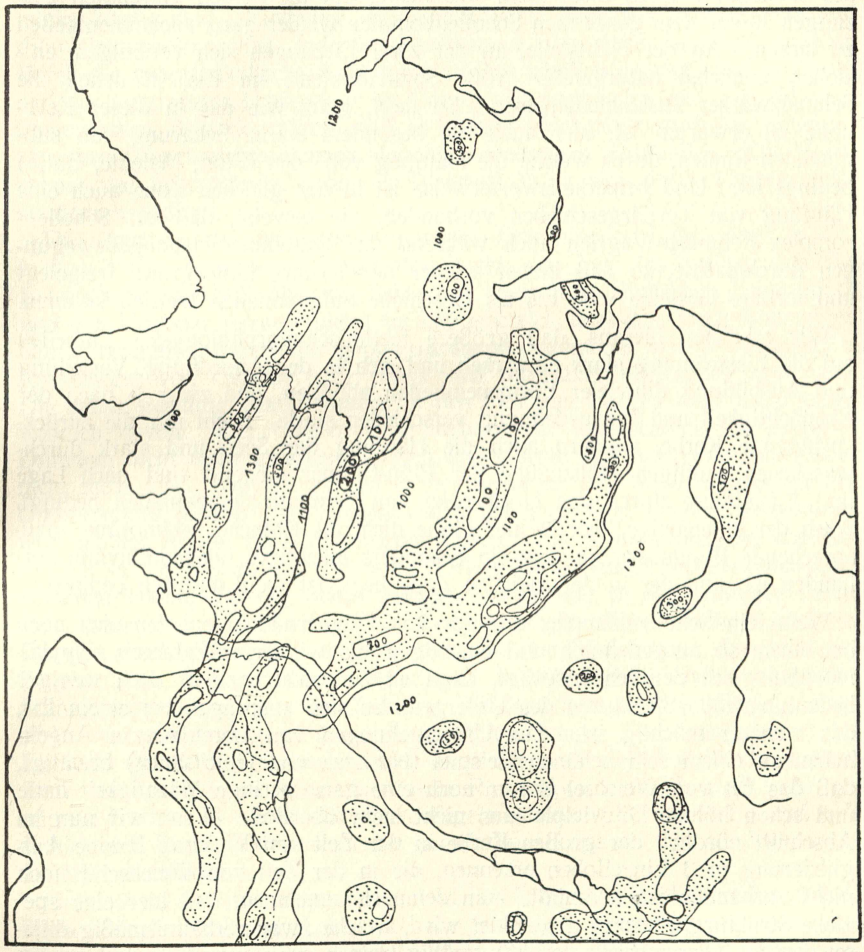

Abbildung 2: Uebersichtskarte der Ergebnisse seismischer Messungen in Schleswig-Holstein, nach Reich, vereinfacht, darstellend die ungefähren Tiefenlagen der ersten harten Schicht. Die stärkeren Aufragungen punktiert. Die eingetragenen Zahlen bezeichnen die Höhenlage in Metern.

sprechend mächtigeren Eis die Kerbe ausgeglichen werden, daher ist die Kerbe in der Warthe-Randlage weniger tief als in den beiden Weichselrandlagen und ist am tiefsten in der Randlage von Weichsel II, da die Ausdehnung des Weichsel II-Eises nicht mehr ausreichte, um die beiden getrennten Eiszungen hinter dem gehobenen Schollenkomplex wieder ganz zusammenfließen zu lassen. An der Nahtstelle, an der zwei Eiszungen sich vereinigen, entstehen zunächst naturgemäß große Spaltensysteme im Eis, in denen die Schmelzwässer zusammenströmen. So liegt, ganz wie das in dieser Kerbzone zu erwarten ist, hier auch die besonders starke Scharung von subglazialen Rinnen, durch welche die Häufung von Seen (Plön, Malente, Eutin) bedingt ist. Und bemerkenswerterweise ist in der gleichen Zone auch eine Häufung von Tertiärgeschieben vorhanden, die beweist, daß der Schollenkomplex Fehmarn-Wagrien auch während des Diluviums Hebungsbewegungen durchmachte, so daß immer wieder der tertiäre Untergrund freigelegt und tertiäre Gesteine vom Eis als Geschiebe aufgenommen werden konnten.

Wir erkennen hieraus, daß größere tektonisch-morphologische Einheiten auf die Eisströmung stark einwirken und sich in der Anordnung, Verteilung und Ausbildung diluvialer Formeneinheiten abbilden, und zwar je nach der Eismächtigkeit und Eisausdehnung verschieden stark. Nicht nur die zurückspringende Kerbe, sondern auch die Häufung der Seen und stark durchwaschenen sandigen Höhenzüge der Plön-Eutiner Gegend sind nach Lage und Ausbildung durch das Hochgebiet von Fehmarn-Heiligenhafen bedingt. Auch der eigenartige, trotz seiner Höhe nicht als einfache Endmoräne anzusprechende Bungsberg, in dem ein besonders mächtiges Glazialdiluvium vorhanden ist, und der in der gleichen Zone liegt, ist wohl dadurch bedingt.

Wenn ein Schollenkomplex wie der von Fehmarn-Heiligenhafen sich noch bei einem so ausgedehnten und mächtigen Eis wie dem Wartheeis diluvialmorphologisch deutlich ausprägt, dann ist zu erwarten, daß auch weniger bedeutungsvolle Strukturen des Untergrundes sich ausprägen bei einem Eis, das weniger mächtig ist. Die Untersuchungen von Lorentzen in Angeln haben an einem sehr schönen Beispiel (Nunatak von Glücksburg) bestätigt, daß das Eis von Weichsel II nur noch eine ganz geringe Mächtigkeit hatte und schon höhere Diluvialplateaus nicht mehr überfloß. Wenn wir nun im Abschnitt nördlich der großen Kerbe in der Zeit von Weichsel II eine Aufgliederung in 3 Einzelloben erkennen, die in der Zeit von Weichsel I noch nicht vorhanden ist, so müßte man demnach annehmen, daß hier eine spezielle Strukturgliederung abgebildet wird, welche zwar verhältnismäßig differenziert ist, aber nur aus verhältnismäßig kleinen, bzw. morphologisch wenig heraustretenden Einheiten gebildet wird, so daß das mächtigere Weichsel II-Eis sie nicht mehr abbildet.

Die Kerbe von Uelsby und Sörup, durch welche im mittleren Angeln der Eckernförder Lobus im Norden begrenzt wird und ein nördlicher Flensburger Lobus abgegliedert wird, würde nach Analogie mit der großen Fehmarner Kerbe darauf hindeuten, daß östlich dieser Kerbzone eine kleine hochragende Scholle vorhanden ist. Eine spätere, d. h. weiter östlich liegende Randlage verläuft ungefähr der Ostseeküste entlang und hat keine ausgesprochene Kerbe mehr. Daraus ergibt sich, daß hier aus der Ostsee heraus der Untergrund ziemlich stark ansteigt und daß dadurch das Eis hier zunächst ge-

staut wurde. In der Gegend von Sörup mußte dieser ansteigende Untergrund lokal etwas stärker herausragen. Dieser Vermutung entspricht es, wenn in dieser Zone Bohrungen verhältnismäßig hoch liegendes Tertiär angetroffen haben und wenn in dieser Zone auch Tertiärgeschiebe verhältnismäßig häufig sind. Eindeutig und endgültig ist diese aus geologischen und diluvialmorphologischen Indizien erschlossene Annahme bestätigt worden durch die geophysikalische Aufnahme: sie hat nämlich gezeigt, daß in Sörup ein klar umgrenztes Hochgebiet im Untergrund vorhanden ist. Die diluvialgeologischen Befunde zeigen, daß in diesem Hochgebiet auch im jüngeren Diluvium (Weichseleiszeit) noch Hebungsbewegungen stattfanden. Die Nordgrenze des Eckernförder Lobus in Weichsel II ist also durch Untergrundsstrukturen bedingt.

Das Zentrum des weit vorspringenden Eckernförder Lobus liegt in der breiten, tiefen Zone der Eckernförder Bucht, von hier aus breitete sich das Eis nach W und NW über die Schlei vor allem aus. Zwischen Eckernförde und den Hüttener Bergen mitten im Lobusbereich liegt der durch Bohrungen längst bekannte, durch die geophysikalische Aufnahme wieder festgestellte Kreidehorst von Osterby. Er prägt sich diluvialmorphologisch nicht aus. Die starke Stauung des Eisrandes in den Hüttener Bergen liegt unmittelbar westlich davon. Der Osterbyer Kreidehorst ist offensichtlich im jüngeren Diluvium nicht mehr gehoben worden und prägte sich morphologisch daher nicht mehr aus. Nur die jungen Bewegungen an den Struktureinheiten des Untergrundes können vom jungdiluvialen Eis abgebildet werden. Bemerkenswert ist der Abbau des Eckernförder Lobus. Die Untersuchungen von Lorentzen haben südlich der Kerbspur Uelsby-Sörup einige Endmoränenlagen erkennen lassen, die der Schlei parallel laufen und in die Hüttener Berge sich fortsetzen. Offenbar ist die Nordflanke des Eckernförder Lobus in Etappen zurückgenommen worden, während der Stirnrand in den Hüttener Bergen noch festlag. Diese Randlagen in Südangeln sind subglazialen Schmelzwasserrinnen aus der Zeit von Weichsel I zugeordnet (Schlei, Langsee). Vermutlich waren über diesen Rinnenzonen Zerrüttungszonen des Eises, in denen sich Schmelzwässer sammelten, so daß jeweils die äußere Zone des Eislobus, die über eine solche Rinnenzone vorgriff, nicht mehr genügend Nachschub erhielt und daher abgebaut wurde, ein neuer Eisrand sich südlich der Rinne bildete und das im Vorland liegende Eis als Toteis allmählich abschmolz.

Gegenüber der frei entwickelten und in Etappen zurückgehenden Nordflanke des Eckernförder Lobus ist die Südflanke eigenartig gehemmt entwickelt. Die Duvenstedter Berge brechen ziemlich plötzlich und ohne Fortsetzung ab. Der Eisrand scheint gegen das Südufer der Eckernförder Bucht stark zurückgesprungen zu sein, ohne jedoch stärkere Stauchungen und Stauchmoränen hervorzubringen. Die Hauptströmungsrichtung des Eckernförder Eislappens war aus der Eckernförder Bucht heraus gegen Westen und Nordwesten gerichtet, so daß die Südflanke gewissermaßen die Rückseite war. Daß das Eis aber bei seiner westlichen bis nordwestlichen Strömungsrichtung aus der Ostsee nicht unmittelbar über den Dänischen Wohld vorstieß, der Dänische Wohld in der Zeit von Weichsel II vielmehr erst sekundär von einem dünnen Eise bedeckt worden ist, das deutet darauf hin, daß hier im Süden der Eckernförder Bucht im Dänischen Wohld wieder ein Gebiet

mit jüngeren Hebungen und etwas größeren Höhenlagen vorhanden war. Tatsächlich kommt im östlichen Teil des Dänischen Wohld auch Tertiär wieder etwas höher, finden wir stellenweise wieder stärkere Anreicherungen von Tertiärgeschieben und hat die geophysikalische Aufnahme gezeigt, daß hier wieder ein Hochgebiet liegt.

Südöstlich an das Gebiet des Dänischen Wohld schließt sich das Gebiet der Kieler Eiszunge an, die aus der Kieler Förde heraus vordringt. Die Kieler Förde ist ein Teil einer subglazialen Rinne, die in der Weichsel I-Zeit gebildet worden ist und sich südlich von Kiel im Eidertal bis gegen Einfeld hin fortsetzt. Die Bohrungen, die im Kieler Gebiet vorhanden sind, machen wahrscheinlich, daß ungefähr nord-südlich streichende Störungszonen hier vorhanden sind, welche auch diluvial noch bewegt wurden. Ueber diesen Störungslinien mußten sich Zerrüttungszonen im Eise bilden, in denen sich Schmelzwässer sammelten. Schon die durch ihren nordsüdlichen Verlauf auffallende Schmelzwasserrinne der Eider ist also durch tektonische Strukturzüge bestimmt. In den nördlichen Teil dieser Rinne drang nun das Weichsel II-Eis vor und weitete die Rinne als Zungenbecken aus. Der Kieler Eislobus drang von hier aus vor allem nach SW und W aus der Förderinne vor, und seine Randlagen greifen im Bogen um den Westensee herum, reichen nach Süden bis kurz vor Bordesholm, um aber östlich der Eider nach Norden abzubiegen bis gegen Schlüsbek. Von hier aus zieht die Endmoräne weiter gegen Preetz. Auffällig ist auch hier, ähnlich wie beim Eckernförder Lobus, die unsymmetrische Ausbildung, das einseitige Vorgreifen nach Westen. Das wird noch auffälliger, wenn man auch die innere Randlage des Hornheimer Riegels berücksichtigt; auch hier dehnt sich das Eis nach Südwesten frei aus, nur eine relativ wenig ausgeprägte Endmoräne hervorbringend, während der im Südteil von Kiel liegende eigentliche Hornheimer Riegel kräftig aufgestaut ist. Tiefbohrungen zeigen nun, daß der stark aufgestaute Hornheimer Riegel im Süden von Kiel ziemlich genau da liegt, wo südlich und südöstlich von Kiel das Tertiär in einer größeren Scholle hochkommt. Gegen diese Tertiärscholle ist das Eis vorgestoßen. Aehnliches gilt auch für die Randlage Westensee-Bordesholm, die bei Schlüsbek ebenfalls nach N zurückspringt. Dort hat die geophysikalische Aufnahme ergeben, daß hier ein Hochgebiet im Untergrund liegt mit einer ausgeprägten NS-Erstreckung, östlich dem Eidertal entlang ziehend und daß dieses Hochgebiet südlich von Kiel endigt. Der Randzone dieses langgestreckten Hochgebietes entspricht möglicherweise die erwähnte Störungszone, durch welche die Bildung der Eidertalrinnen bedingt wurde, und in das Tiefengebiet westlich davon ist der Kieler Eislobus vorgedrungen. Auf die Abhängigkeit des Hornheimer Riegels von dem tertiären Hochgebiet im Süden hat schon W. Wetzel vor längerer Zeit aufmerksam gemacht. Verfolgen wir den Kieler Eislobus nach Westen, so zeigt sich, daß im Westenseegebiet wieder stärkere Stauchungen auftreten, die vermuten lassen, daß hier das Eis wieder stärker gestaut wurde. Diese Vermutung mußte an Wahrscheinlichkeit gewinnen, als Thiele dort bei Blocksdorf eine Kreidelokalmoräne fand; es muß im unmittelbaren Untergrund demnach die Kreide so hoch heraufkommen, daß das vordringende Eis sie aufnehmen konnte. Diese auffälligen Befunde, für welche aus Bohrungen zunächst keine Anhaltspunkte vorhanden waren, werden verständlich durch die geophysikalischen Ergeb-

nisse: Ebenso wie im Osten der Eidertalrinne ein ungefähr nordsüdlich streichender Zug bis an das Südende von Kiel herankommt und hier die Lage und Ausbildung des Hornheimer Riegels bedingt, so finden wir auch im Westen, ungefähr von Nortorf aus nach Norden über den Westensee bis Schinkel und Beyensdorf sich erstreckend, einen nordsüdlich streichenden Zug, in welchem der tiefere Untergrund etwas höher herausgehoben ist. In Nortorf selber wissen wir aus einer tieferen Bohrung, daß dort tatsächlich die Kreide verhältnismäßig hoch liegt. An dieser Zone hat sich das nach Westen vordringende Eis des Kieler Lobus gestaut und sind dementsprechend die relativ hoch aufgestauten Westensee-Endmoränen entstanden. In dieser Zone ist wohl auch lokal die Kreide so hoch herausgehoben worden, daß sich eine Kreidelokalmoräne bilden konnte. Sowohl die östliche Nordsüd-Achse von Honigsee-Schlüsbek, wie auch die westliche Achse von Nortorf-Westensee müssen noch in der Zeit der Weichsel-II-Vereisung Hebungsbewegungen durchgemacht haben, da die Eisausdehnung des Kieler Lobus entscheidend dadurch beeinflußt worden ist.

Dieser Ueberblick zeigt, daß die starke Aufgliederung, welche der nördliche Abschnitt — nördlich der großen Kerbe — in der Weichsel-II-Vereisung erfahren hat, zwar weitgehend durch die geringe Eismächtigkeit in dieser Zeit bedingt ist — in dem mächtigeren Weichsel-I-Eis ist ja eine Lobenaufgliederung dieses Abschnitts nicht erfolgt —, daß aber die spezielle Art und Weise, wie die Lobenaufgliederung hier stattgefunden hat, ein unmittelbares Abbild der morphologischen und vor allem der tektonischen Strukturzüge des Untergrundes ist. Schon früher ist dieser Schluß vom Verf. gezogen worden und sind entsprechend den diluvial-morphologischen Befunden in Kombination mit den Geschiebebefunden die tektonischen Grundzüge erschlossen worden; in außerordentlich weitgehendem Maße sind diese Schlüsse durch die seither veröffentlichte Karte über die geophysikalischen Aufnahmen bestätigt worden, so daß man durchaus mit Recht sagen kann, daß der Schleier der Diluvialbedeckung zwar den unmittelbaren Untergrund verhüllt, aber durch die Diluvialmorphologie doch die Strukturzüge des Untergrundes durchschimmern läßt.

Etwas abweichende Verhältnisse zeigt der Lübecker Eislobus. Die Lübecker Hauptendmoräne des Weichsel-II-Eises umschließt ohne weitere Untergliederung die Lübecker Niederung. Das Weichsel-II-Eis hat also mit einer einheitlichen Eiszunge die Lübecker Niederung erfüllt. Dem entspricht auch die Erfahrung, die sich aus den Bohrungen ergibt, daß hier eine gleichmäßig tiefe Lage des Untergrundes vorhanden ist mit einer einheitlichen Jungtertiärbedeckung, so daß kein Hindernis vorhanden war, das sich irgendwie hemmend dem Eis in den Weg stellte. Eigenartig aber ist die Umrandung des Eislobus. Ein vollkommen frei entwickelter Eislobus hat einen gerundet zungenförmig vorspringenden Rand; die Lübecker Hauptendmoräne aber umschließt ein ungefähr rechteckiges Gebiet, die Endmoränenzüge selber sind eigenartig geradlinig, was schon auf einer einfachen Höhenschichtenkarte eigenartig auffällt. Diese eigenartige Kastengestalt des Lübecker Lobus zeigt, daß sich das Eis an den Rändern nicht frei entwickeln konnte, sondern sich hier offensichtlich an steileren Anstiegen staute. Man bekommt den Eindruck, als ob die Lübecker Niederung eine eingebrochene Scholle sei, die ringsum von höher gelegenen Schollen umgrenzt sei. Gegenüber dem Lü-

becker Weichsel-II-Lobus zeigt die Weichsel-I-Endmoräne des Lübecker Lobus eine auffällige Gliederung in zwei Teilloben durch eine Kerbspur, die in SSW-NNO-Richtung verläuft, also in der Strömungsrichtung des Eises liegt. Nach den im Weichsel-II-Eis des nördlichen Abschnitts gemachten Erfahrungen kann das nur heißen, daß im Hinterland der Weichsel-I-Randlage ein höher herausragender Block vorhanden ist, der den bis dahin einheitlichen Eisstrom in zwei Einzelströme teilte. Da in der Lübecker Niederung selber keine Anzeichen hierfür vorhanden sind, muß dieser Block in der Randzone des Weichsel-II-Lobus liegen. Die sehr auffällige Lokalmoräne in der Weichsel-I-Moräne dieses Gebietes, die an anderer Stelle in diesem Zusammenhang besprochen worden ist, bestätigt, daß im unmittelbaren Hinterland dieses Lobus, aber außerhalb der Weichsel-II-Randlage der ältere Untergrund höher herausgehoben sein muß und daß hier auch jungdiluvial sich noch tektonische Bewegungen abgespielt haben müssen. Die Lokalmoräne der Weichsel-I-Moränen des Lübecker Lobus hat jüngst Ernst eingehend beschrieben und hat darauf hingewiesen, daß Geschiebe, die in dieser Geschiebegemeinschaft vorkommen, auch anderwärts im norddeutschen Flachland auftreten, woraus geschlossen werden müsse, daß das Herkunftsgebiet nicht hier im näheren Untergrund gesucht werden dürfe. Es kann diese Frage in diesem Zusammenhang nicht im einzelnen diskutiert werden. Ernst hat nicht berücksichtigt, daß die fragliche Geschiebegemeinschaft im vorliegenden Gebiet in einer ganz besonders starken Häufung vorhanden ist und daß die betreffenden Geschiebe außerhalb davon nicht in gleichmäßiger Verbreitung, sondern als Seltenheiten auftreten, höchstens einmal wieder lokal gehäuft sind, wie z. B. in Köthen. Gerade diese unregelmäßige Verteilung mit lokalen, eng umschriebenen Häufungszentren ist es ja, die im Gegensatz zu den gleichmäßig verteilten Ferngeschieben (fennoskandische Kristallingeschiebe usf.) auf Herkunft aus dem nahen Untergrund hinweist; es kommen eben entsprechende Gesteinsfolgen an verschiedenen Stellen des vordiluvialen Untergrundes so hoch heraus, daß entsprechende Geschiebegemeinschaften lokal auftreten können. Außerdem hat Ernst nicht berücksichtigt, daß unser Gedankengang (Beurlen und Wetzel) nicht allein von dem Geschiebebefund ausging, sondern diesen im Zusammenhang mit den sehr eindeutigen diluvialmorphologischen Befunden wertete. Daß diese Methode der kombinierten Bewertung diluvialmorphologischer und geschiebekundlicher Befunde durchaus richtige Hinweise auf die Untergrundsstruktur ergibt, darüber kann wohl ein Zweifel nicht mehr bestehen, nachdem, wie im vorhergehenden eingehend besprochen, die gesamten so gewonnenen Schlüsse durch die geophysikalische Aufnahme nachträglich bestätigt worden sind. Zu allem Ueberfluß kann aber auch noch festgestellt werden, daß die geophysikalische Aufnahme gerade im fraglichen Gebiet (Nusse und weitere Umgebung) ein Hochgebiet im vordiluvialen Untergrund ergeben hat.

Der Vergleich des Lübecker Eislobus mit dem Kiel-Eckernförder Eislobus ergibt ein sehr kennzeichnend verschiedenes Verhalten beider Gebiete: Im Lübecker Eislobus ein weites Vorspringen des Eisrandes, eine Einheitlichkeit der Weichsel-II-Moräne und eine Aufgliederung der Weichsel-I-Moräne, im nördlichen Lobus demgegenüber eine starke Aufgliederung in der Weichsel-II-Moräne und das Fehlen einer solchen in der Weichsel-I-Moräne und gleichzeitig ein fast gerader Verlauf ohne stärkeres Vorgreifen aus der Ost-

seesenke heraus. Selbst das mächtige Weichsel-I-Eis ist in diesem nördlichen Lobus nicht weit über die Weichsel-II-Randlage vorgedrungen, sondern es hat nur die Unregelmäßigkeiten der Morphologie ausgeglichen. Dieses generell verschiedene Verhalten der beiden Großloben weist auf eine generelle Verschiedenheit im Verhalten des Untergrundes der beiden Gebiete. Im nördlichen Abschnitt steigt der Untergrund aus der Ostseesenke nach Westen zu rasch an; vor diesem ansteigenden Untergrund wurde das Weichsel-I-Eis gestaut und in der freien Entwicklung eines vorspringenden Lobus gehindert; es konnten wohl infolge der Eismächtigkeit die kleineren morphologischen Strukturzüge alle ausgeglichen werden, so daß der Eisrand sich gerade streckte, aber der Anstieg des Untergrundes war zu stark, als daß ein nach dem Außenrand allmählich flach werdender Eislobus sich ausbilden konnte, welcher auch die Unebenheiten des Untergrundes noch abbildete. Entsprechend dem steileren Anstieg war das Eis bis an den Rand hin recht mächtig, die Strukturzüge des Untergrundes bildeten sich nur in den subglazialen Rinnenzügen aus. Das Weichsel-II-Eis konnte ebenfalls bis an den Hauptanstieg vordringen, staute sich aber nicht so hoch auf und bildete daher im einzelnen die Untergrundgestaltung ab. Bei dem Lübecker Eislobus jedoch dehnt sich die Tiefenzone der Lübecker Bucht in der Lübecker Niederung noch weit nach Süden hin aus, so daß das Weichsel-I- und das Weichsel-II-Eis in einer Zunge ungehemmt weit vordringen konnte. Der Anstieg aus dieser Niederung aber ist offensichtlich weniger stark als im nördlichen Abschnitt. Während daher das Weichsel-II-Eis auf die Niederung beschränkt blieb, konnte das Weichsel-I-Eis noch über den Anstieg nach Süden vordringen, aber nur noch in geringer Mächtigkeit, so daß die Strukturzüge des Untergrundes hier abgebildet werden konnten.

Die diluvialmorphologischen Züge gliedern sich damit sowohl in ihrem allgemeinen Verhalten, wie auch in der Einzelausprägung im schleswig-holsteinischen Jungmoränengebiet in die tektonische Strukturentwicklung während des Jungdiluviums ein und bilden diese ab; das auf den ersten Blick regellose Gewirr von Einzelformen löst sich von dieser Blickrichtung her in größere Einheiten mit einem diluvialmorphologisch ganz gesetzmäßigen Verhalten auf.

Es ist zu erwarten, daß die gesetzmäßigen Wechselbeziehungen zwischen Untergrundsstrukturen, tektonischen Entwicklungstendenzen und diluvialmorphologischer Entwicklung auch innerhalb des Altdiluviums vorhanden sind. Eine entsprechende Analyse ist aber hier nicht ohne weiteres durchzuführen, da die diluvialmorphologische Formung infolge der stärkeren Einebnung und Verwitterung des Altmoränengebiets viel verwaschener ist. Auch die diluvialgeologische Erforschung im Altdiluvialgebiet Schleswig-Holsteins steht noch ganz in den Anfängen, wie oben schon betont wurde. Immerhin sei in diesem Zusammenhang auf eine bemerkenswerte und eigenartige Tatsache hingewiesen. Wir betonten oben, daß im Gebiet der Warthemoränen eigenartige in NNO-Richtung streichende Höhenzüge (Innien, Hohenwestedt, Schenefeld) auftreten, die nur z. T. und nur bedingt als Endmoränen angesprochen werden dürfen. Ihre tatsächliche Entstehung und Natur ist noch nicht endgültig geklärt. Die Karte über die auf geophysikalischem Wege festgestellten Aufragungen des tieferen Untergrundes zeigt nun, daß die durch diese Aufragungen bestimmte Untergrundsstruktur die gleichen Züge,

nämlich langgestreckte Aufragungen in NNO-Richtung hat. Und zwar liegt der Höhenzug von Innien auf der südlichen Fortsetzung des Rückens, den wir schon als Ursache der Westensee-Endmoränen erkannten und bei dem wir schon oben auf das Vorhandensein junger Hebungsbewegungen hinweisen konnten. Der Schenefelder Höhenrücken liegt am Rande einer ebenso gerichteten, allerdings wesentlich weiter nach Norden reichenden Untergrundsaufragung. Der Albersdorfer Höhenrücken, der wohl der äußersten Warthe-Endmoräne entspricht, liegt ebenfalls auf einer solchen langgestreckten, allerdings wieder wesentlich weiter nach Norden reichenden Aufragung. Der Hohenwestedter Höhenzug liegt allerdings gerade zwischen zwei solchen Aufragungszügen, aber mit vollkommen gleicher Streichrichtung. Welche Beziehungen zwischen diesen oberflächen-morphologischen Zügen und den Strukturzügen des tieferen Untergrundes bestehen, muß noch dahin gestellt bleiben; notwendig ist hier vor allem eine genauere diluvalmorphologische Analyse. Daß der Hohenwestedter Zug zwischen zwei Aufragungen liegt, beweist, daß eine einfach unmittelbare Beziehung nicht vorhanden ist. Die auffällige Parallelität aber zwischen den Zügen der Oberflächen-Morphologie und der tieferen Aufragungen macht es aber wohl sicher, daß irgendwie geartete Beziehungen vorhanden sind. Zu berücksichtigen ist dabei, daß im Geestgebiet die diluvialmorphologischen Züge durch nachträgliche jungdiluviale Krustenbewegungen noch überdeckt sein können, wodurch sich naturgemäß die Analyse hier wesentlich komplizierter gestaltet.

Eines aber ergibt sich aus diesen Darlegungen: Nachdem in der Vergangenheit im wesentlichen die glaziale Einzelform für sich betrachtet wurde mit dem Ziel einer Klärung des Mechanismus der Entstehung der glazialen Aufbauformen, und nachdem die Frage nach dem Entstehungsmechanismus der Einzelform im wesentlichen als geklärt betrachtet werden darf, zeigen sich außerordentlich reizvolle und wichtige neue Probleme in der Frage nach der räumlichen Anordnung und Verteilung der glazialen Formen und Landschaften. Und schon der hier gegebene Ueberblick läßt erkennen, daß von solcher regional-geologischer und regional-tektonischer Fragestellung her sich sehr bemerkenswerte Gesetzmäßigkeiten ergeben, welche nicht nur gestatten, die morphologischen Einzelzüge sinnvoll zusammenzuordnen, sondern sie ihrerseits auch wieder zu größeren morphologischen Einheiten von regional bestimmtem Eigengepräge zusammenzufassen. Und in Fortführung dieser Analyse wird gerade der „Schleier" des verhüllenden Diluviums zu einem wichtigen Hilfsmittel, um die tektonischen Strukturlinien und diluvialen Krustenbewegungen zu erfassen. Wie das leicht bewegliche Wasser, das in den von ihm geschaffenen Strandlinien und Flußterrassen usf. schon lange in dieser Richtung ausgenützt wird, so ist eben auch das Eis als beweglicher und von der Schwerkraft abhängiger Körper ein genauer Indikator für Höhenunterschiede, Niveauveränderungen und Krustenbewegungen. Nur muß man die vom Eise geschaffenen Schriftzüge zu lesen lernen.

Schriftenverzeichnis.

BECKSMANN, E., Glazialklima und Diluvialmorphologie. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 87, 1935.

BEURLEN, K., Der Rückzug des diluvialen Inlandeises aus Norddeutschland. — Zeitschr. f. Gletscherkunde 21, 1933.

—, Das Klima des Diluviums. — Zeitschr. ges. Naturwissenschaft 1, Braunschweig 1935.

—, Glazialmorphologische Grundzüge Schleswig-Holsteins. — Zeitschr. f. Geschiebeforschung, Beiheft Kieler Beiträge, 1938.

BEURLEN, K., u. WETZEL, W., Geschiebeforschung und regionale Erdgeschichte auf Grund von Beispielen aus der Geologie Schleswig-Holsteins. — Zeitschr. f. Geschiebeforsch. 13, 1937.

v. BUBNOFF, S., Eiszeit und Untergrundbau. — Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Greifswald, H. 8, 1931.

EGGERS, W., Die Oberflächenformen der jungeiszeitlichen Landschaft im südlichen Schleswig und nördlichen Holstein. — Veröff. Schleswig-Holst. Univers.-Ges. Nr. 42, Breslau 1934.

ERNST, W., Ueber die Ahrensburger Geschiebesippe im norddeutschen Diluvium. — Zeitschr. f. Geschiebeforsch. 14, 1938.

GRIPP, K., Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. — Abh. Naturwiss. Ver. Hamburg 22, 1929.

—, Diluvialmorphologische Untersuchungen in Südholstein. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 86, Berlin 1934.

HECK, H., Die geologische Entwicklungsgeschichte des Schlei-Gebietes. (Ein Beitrag zur Geologie Schwansens.) — Die Heimat 47, Kiel 1937.

KÜHN, R., u. LAMCKE, K., Die Kies- und Tonlagerstätten zwischen Westensee und Eider. — Beiheft z. Zeitschr. Geschiebeforsch. Bd. 12, Kiel 1936.

LORENTZEN, Diluvialmorphologie von Angeln. — Dissert. Kiel. 1937.

RANGE, P., Uebersicht der Geologie von Lübecks Umgebung. — Mitt. Geogr. Ges. u. d. Naturhist. Museums Lübeck. 2. Reihe, H. 36, Lübeck 1932.

—, Die Drumlin-Landschaft bei Oldesloe in Holstein. — Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1933, 54, Berlin 1933.

REICH, H., Der Untergrund von Schleswig-Holstein nach den Ergebnissen seismischer Refraktionsmessungen. — Pumpen- und Brunnenbau, Bohrtechnik, Jg. 33. Berlin 1937.

THIELE, S., Diluvialstratigraphische Untersuchungen und Geschiebezählungen in der Umgebung von Kiel. — Zeitschr. f. Geschiebeforsch. Beiheft Kieler Beiträge, 1938.

WASMUND, E., Diluviale Formengeschichte Ostholsteins. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 86, Berlin 1934.

WETZEL, W., Geologischer Führer durch Schleswig-Holstein. — Berlin 1929.

WIRTZ, D., Diluviale Bewegungen im Kieler Gebiet. — Zentralbl. f. Min. usw. Abt. B. Jahrg. 1936.

WOLDSTEDT, P., Die „Aeußere“ und „Innere“ Baltische Endmoräne in der westlichen Umrandung der Ostsee. — Zentralbl. f. Min. usw. Abt. B. 1925.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Schriften des Naturwissenschaftlichen Vereins für Schleswig-Holstein

Jahr/Year: 1937-38

Band/Volume: 22

Autor(en)/Author(s): Beurlen Karl, Thiele Siegfried

Artikel/Article: Diluvialmorphologie und Untergrundsbau in Schleswig-Holstein. 453-465