

Spätglaziale und holozäne Sedimentationen im Verchener Becken (Mecklenburg-Vorpommern)

von

HILMAR SCHRÖDER und ANDRÉ HAGEDORN

mit 6 Abbildungen und 1 Beilage

1 Einleitung

Die Vielfältigkeit der Oberflächengestaltung in Mecklenburg-Vorpommern mit Zehntausenden von Hohlformen und Seen bedingt, daß ein beträchtlicher Anteil von ihnen bisher keiner wissenschaftlichen Untersuchung unterzogen werden konnte. Die Folge ist, daß die Morphogenese insbesondere der trockenen Hohlformen und z.T. auch der verlandeten Seebecken im Gegensatz zur Entwicklung der südlichen Ostsee (vgl. zus.-fassend KLIEWE 1987, KLIEWE & JANKE 1982, 1991) und größerer Seebecken (vgl. zus.-fassend NITZ 1984, CHROBOCK & NITZ 1989, KAISER 1996) nur unzureichend bekannt ist, obwohl aus dem Zeitpunkt des Beginns der Verlandung und des Verlandungsverlaufs weitreichende Rückschlüsse auf die spätglaziale und holozäne Landschaftsentwicklung möglich sind. Die Arbeiten wurden in einem Studentenpraktikum während einer zehntägigen Geländeaufnahme durchgeführt, so daß nur ein bescheidener Beitrag zur o.g. Problematik erbracht werden kann.

2 Arbeitsgebiet

Die Landschaft zwischen dem Mecklenburgischen Großseeengebiet und der Boddenausgleichsküste der südlichen Ostsee ist fast ausschließlich aus weichselglazialen und holozänen Sedimenten aufgebaut. Dabei konnten frühzeitig die einzelnen Rückzugsstadien der Eisrandlagen geklärt werden (KLIEWE 1965a, b, MARCINEK & NITZ 1973). Das nordische Inlandeis arbeitete Material verschiedener Herkunftsgebiete auf, lagerte dieses als Grund- und Endmoränen ab und schürfte Exarationsrinnen und -wannen aus. Das Schmelzwasser transportierte glazifluviale Sedimente, schuf Oser, Kames, Sander und floß schließlich in urstromtalartigen Schmelzwasserrinnen ab, welche heute durch Flußläufe und lineare Niederungen das Landschaftsbild prägen.

Das durch die Klimaerwärmung abtauende Inlandeis führte zum Anstieg des Meeresspiegels, wodurch das Gefälle der Küstenflüsse verringert wurde und zeitweise die Niederungen durch rückstauendes Fluß- bzw. vordringendes Meerwasser überflutet bzw. vertorft oder vermoort wurden. Die postglazialen Sedimente füllten die durch Eisschurf, austauendes Toteis und Schmelzwässer geschaffenen Hohl-

formen mehr oder weniger auf. Dies zeigen sowohl die stattgefundene und stattfindende Verlandung der Seen als auch die Vertorfungen und Vermoorungen der großen Niederungen. Am Beispiel des Verchener Beckens nordöstlich des Kummerower Sees sollen die dort an der Auffüllung beteiligten Sedimente aufgezeigt und die sich daraus ergebenden Rückschlüsse erläutert werden.

Das Verchener Becken liegt ca. 10 km südwestlich der Kreisstadt Demmin (Abb. 1). Es stellt die kürzeste Verbindung zwischen dem Kummerower See und dem Peenelauf dar und zerfällt in drei Teilbecken. In den zwei kleineren südlichen

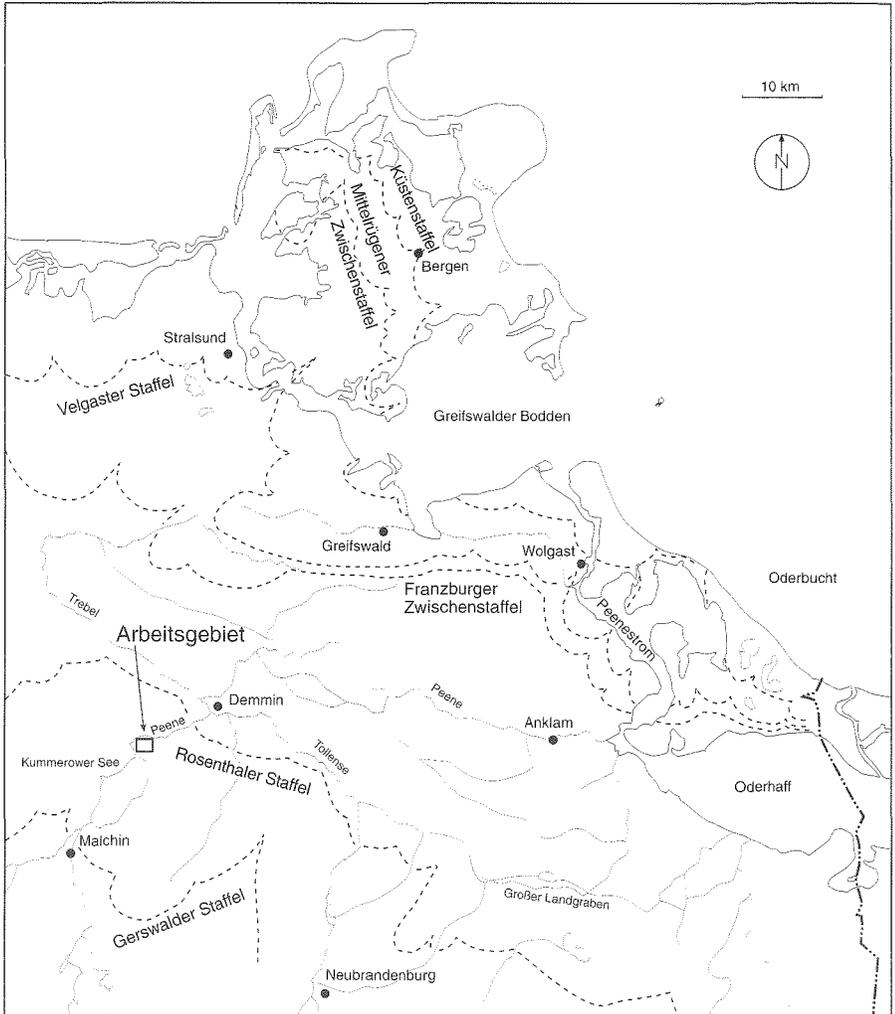


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes und postpommerische Hauptstafeln in Mecklenburg-Vorpommern

Becken sind offene Wasserflächen vorhanden. Dabei hat der kleinere Vorderteich eine Seespiegelhöhe von 0,7 m NN und der größere Hinterteich von 0,6 m NN. Das nördlich sich anschließende Verchener Becken ist vollständig verlandet, weist aber in seinem zentralen, schwer zugänglichen Bereich Versumpfungerscheinungen auf. Es ist zur Peene hin offen und besitzt ein leichtes Gefälle von 0,4 m NN am südlichen Ende auf 0,2 m NN im Bereich der Peene. Durch Meliorationsmaßnahmen ist das gesamte nordöstlich des Hauptgrabens gelegene Becken anthropogen stark überprägt und für Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Sedimentationsfolge nicht mehr geeignet. Die lokale Erosionsbasis der Peene wurde künstlich ins Beckenzentrum verlegt, so daß die Absenkung des Grundwasserspiegels zu etwas trockeneren Verhältnissen geführt hat, als sie unter natürlichen Bedingungen zu erwarten gewesen wären. Davon dürften aber nur die etwa bis 20 cm unter Flur gelegenen Horizonte beeinflusst werden. Der südwestliche Teil des Beckens ist durch drei miteinander in Verbindung stehende Gräben ebenfalls melioriert, jedoch fehlen hier jegliche Aushubarbeiten außerhalb dieser Gräben, so daß davon ausgegangen werden kann, daß mit Ausnahme der oberen 20 cm keinerlei Beeinflussung der spätglazialen und holozänen Sedimentationsfolge vorliegt. Aufgrund der leichten Grundwasserabsenkung wird die Fläche heute weidewirtschaftlich genutzt.

Da die einzelnen Hohlformen zwischen Kummerower See und Peene im Bereich des Verchener Beckens durch spätglaziales/präboreales Toteistieftauen zustandekommen sind, müssen zwischen ihnen Schwellen existieren. Diese Schwellen sind durch Wege- und Hausbau in der Ortslage Verchen in ihren oberen Horizonten so stark verändert, daß keine Aussagen bezüglich der ursprünglichen Tiefenlage gemacht werden können. Dies hat zur Folge, daß die geomorphologischen Zusammenhänge zwischen Kummerower See und Verchener Becken unter Einbeziehung des Vorder- und Hinterteichbeckens wohl nicht mehr eindeutig zu klären sind. Die vorgenommenen Untersuchungen klammerten von vornherein diese Problematik aus.

3 Methodik

Die Bohrarbeiten wurden im Rahmen eines geoökologischen Praktikums für Diplom-Geographen der Universität Erlangen-Nürnberg durchgeführt. Zum Einsatz kamen Handbohrsets der Firma *Eijkelkamp Giesbeck* für Bohrungen bis 7 m Tiefe. Durch Hinzufügen von Zwischenstücken können in sehr lockeren Materialien größere Tiefen erreicht werden. Die maximale Bohrtiefe, die bei der Bohrung B 1 erreicht wurde, betrug 9,60 m unter Flur. Die Lage der einzelnen Bohrungen im Verchener Becken zeigt Abb. 4. Für die unterschiedlichen Materialien standen insgesamt neun verschiedene Bohrköpfe zur Verfügung, die es ermöglichten, von der Moräne (Spiralbohrer) bis zum Torfschlamm (Verrohrungsbohrer) alle Sedimente zu durchteufen.

Vor Ort erfolgte die Aufnahme der Tiefe der Sedimentationsgrenzen unter Flur und eine makroskopische Ansprache der Sedimente nach Farbe und Bodenart (Substrat). Die aus charakteristischen Schichten entnommenen Proben wurden im Labor auf Farbe nach den Munsell-Soil-Colour-Cards, auf Kalkgehalt mittels der Scheibler-Apparatur, auf Glühverlust im Muffelofen bei 550°C und auf ihre Korngrößenzusammensetzung mittels Köhn-Zylinder untersucht. Da Bohrungen mit dem *Eijkelkamp-Bohrset* das Gefüge der Sedimente zerstören, mußte auf Untersuchungen zu den Lagerungsverhältnissen verzichtet werden.

4 Morphogenese von Hohlformen im Jungmoränenland

Das Verchener Becken liegt fast am Ende einer sich in sehr tiefer Position befindlichen Seen- und Verlandungshohlformenkette, die vom Ziddorfer Becken über den Malchiner und Kummerower See bis nach Demmin reicht. So hat der Kummerower See nur eine Höhenlage von 0,2 m über NN und der etwa 10 km

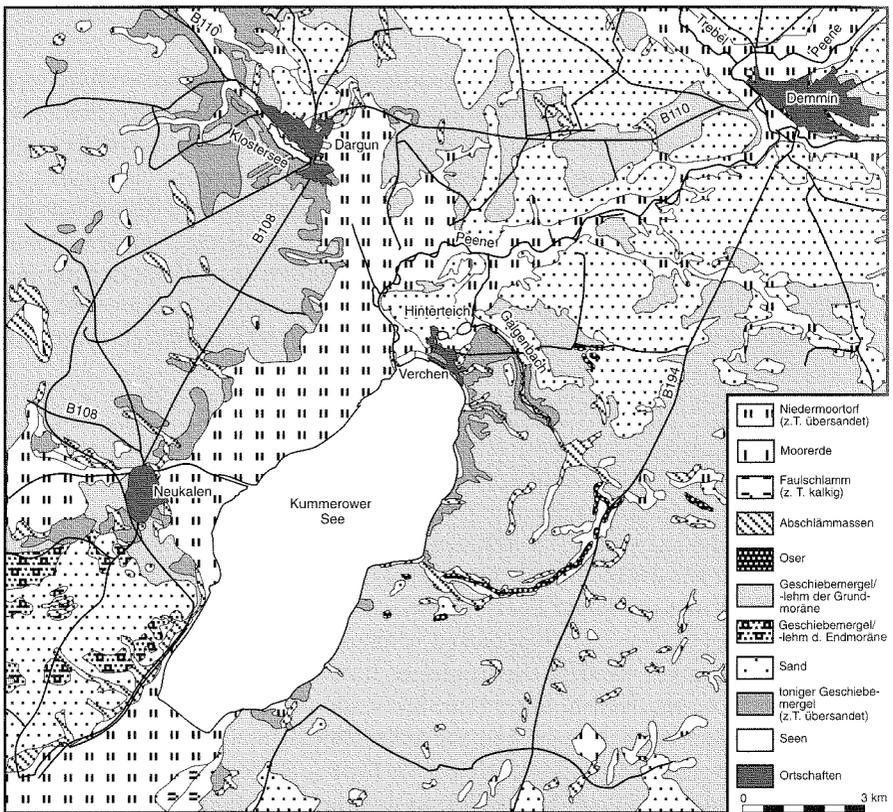


Abb. 2: Geologische Karte der an der Oberfläche anstehenden Bildungen

Luftlinie weiter südwestlich gelegene Malchiner See von nur 0,6 m über NN. Die Hohlformen selbst reichen bis zu 30 m unter den Meeresspiegel. Eine derartige Tiefenlage bedeutet jedoch nicht automatisch eine Verbindung zu den Anstiegsphasen der Ostsee, da während des Spätglazials und des Präboreals das im Boden vorhandene Toteis die Depressionen versiegelte und während der Litorina-Transgressionen, wo zur Zeit von Litorina-II der Meeresspiegel nahezu den heutigen Verhältnissen entsprach (KLIWE & JANKE 1982, KLIWE 1987) und Schwellen im Bereich der Unteren und Mittleren Peene das Eindringen von Brackwasser verhinderten (RICHTER 1968). Glazialmorphologisch gehört das Kummerower Becken zwischen die Gerswalder und Rosenthaler Staffeln, die wiederum Rückschmelzstadien der Pommerschen Inlandvereisung sind (Abb. 1 u. 2). Höchstwahrscheinlich schon während früherer Vereisungen, aber zumindest seit dem Hochweichsel kann in diesem Raum von einer Depression ausgegangen werden, in die immer wieder Eis akkumuliert wurde. Im Jungmoränenland von Mecklenburg-Vorpommern sind in letzter Zeit trotz mächtiger weichselglazialer Sedimente an den Rändern von Seenbecken ältere limnische, eemzeitliche Sedimente gefunden worden, die ein Durchpausen von Hohlformen älterer Vereisungen wahrscheinlich machen (LUDWIG 1992, MÜLLER, RÜHBERG & KRIENKE 1993). Während der Rosenthaler Staffel führte nun diese langgestreckte Depression dazu, daß ein am Rand sehr stark in einzelne Loben zerstückelter Inlandeisgletscher einen Entlastungseffekt bekam und – ähnlich wie beim Tollensesee südwestlich von Neubrandenburg – dadurch ein Gletscherzungenvorstoß zustandekam (JANKE 1958), der die Depression weitestgehend verfüllte. Die Schwellen im Bereich der Ortslage Verchen und zwischen dem Hinterteich und dem näheren Untersuchungsgebiet könnten wie am Tollensesee als Rückschmelzstadien interpretiert werden. Jedoch kann es sich auch nur um unterschiedliche Höhenlagen handeln, die beim Toteistauen zustande gekommen sind. Das Abschmelzen des Eises der Rosenthaler Staffel muß relativ schnell erfolgt sein, da bis zur Franzburger Staffel keinerlei Endmoränen bekannt sind und im Bereich des heutigen Peene-Trebel-Recknitztales eine kräftige Schmelzwasserrinne geschaffen wurde. In Verbindung mit den weichselzeitlichen Glaziations- und Deglaziationsvorgängen sind oft kurzlebige Schmelzwasserseen und Talterrassen entstanden, deren Niveau meist mehrere Meter über dem heutigen Becken liegt. Die Zuordnung zu einer konkreten Eisrandlage ist häufig dadurch erschwert, daß kaum korrelierte Sedimente zu finden sind, da sie, insofern sie sich in Beckenlagen erhalten haben, durch spätere Sedimentationen aufgearbeitet wurden. Systematische Untersuchungen über Eisstauseebildungen und Talsandterrassen fehlen auch aufgrund der häufig nur lokalen Ausbildung für Mecklenburg-Vorpommern. Für die Zeit vom Hoch- bis ins ältere Spätglazial gibt KAISER (1996) unter Berufung auf HURTIG (1954/55), SCHULZ (1968) und DUPHORN u.a. (1995) einige Beispiele. Zusammenfassend stellt er fest, daß die Seespiegel lokal wesentlich höher liegen können als heute, insbesondere dort, wo sich infolge eines gehemmten Schmelzwasserabflusses zwischen dem Eisrand und dem ansteigenden Vorland Schmelzwasserstauseen und deren Nachfolgegewässer ausbildeten. Talsandterrassen sind dagegen ein Beleg, daß es zum Schmelzwasserabfluß, oft über

Toteisflächen, gekommen ist. Sie sind die ältesten Indizien für postglazigene Talniveaus. Durch das spätere Austauen des Toteises sind sie häufig in isolierten Positionen im Relief anzutreffen und nur sehr schwer über größere Entfernungen miteinander korrelierbar.

Mit dem Spätglazial beginnt nach MARCINEK & BROSE (1972) die Phase der Seenbildung und damit die Phase der Herausbildung des rezenten Gewässernetzes. Im allgemeinen wird angenommen, daß während des Bölling (STRAHL 1995) das Toteistauen einsetzt. Dies ist jedoch für den überwiegenden Teil der Hohlformen in Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg nicht nachweisbar (NITZ 1984). Die meisten Autoren gehen davon aus, daß nach einer Phase der nochmaligen Konservierung der Toteisreste während der Älteren Tundrenzeit (Dryas II) im Alleröd dann das intensive Toteistauen begann. So weisen u.a. SCHOKNECHT (1990), HOMANN, MERKT & MÜLLER (1993) und KAISER & ZIMMERMANN (1994) an verschiedenen Seen nach, daß der Basistorf aus dem Alleröd stammt. Nach einer Phase des letztmaligen Konservierens in der Jüngeren Tundrenzeit (Dryas III), verbunden mit lokaler periglazialer Hangabtragung, taute das Toteis spätestens im Präboreal aus (JANKE 1978, 1979, WÜNNEMANN 1993, NITZ, SCHIRRMESTER & KLESSSEN 1995, BÖSE 1995). Kurzfristige Klimaschwankungen verbunden mit dem Austauen des Toteises und eines zu- bzw. abnehmenden Permafrostgehalts im Boden dürften sehr starke Seespiegelschwankungen nach sich gezogen haben. SCHULZ (1963, 1968, 1971) weist diese auch nach, ohne sie genau datieren zu können. In flachen Becken Vorpommerns existierten im Alleröd niedrige und in der Jüngeren Tundrenzeit höhere Wasserstände (KLIEWE 1989), was ein Hinweis darauf ist, daß es zur letztmaligen Versiegelung des Untergrundes durch Permafrost gekommen sein kann.

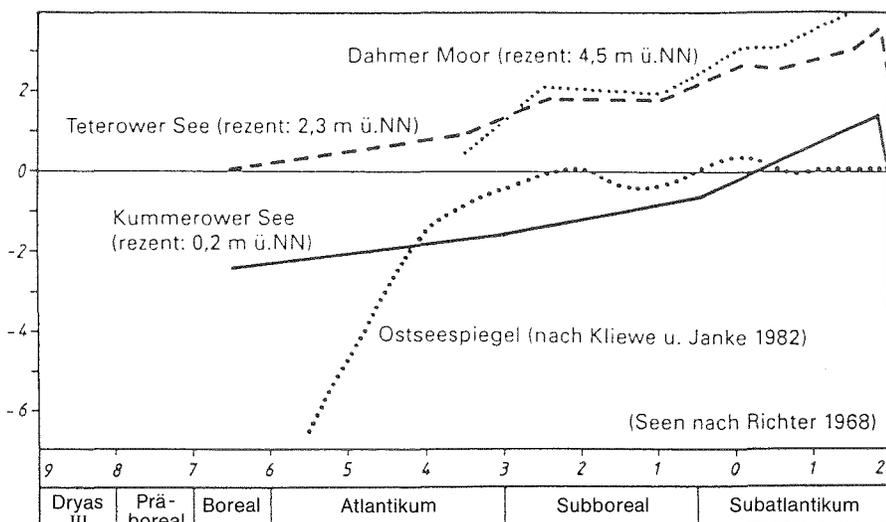


Abb. 3: Seespiegelanstieg tiefliegender mecklenburgischer Seen (nach RICHTER 1968)

Im Älteren Atlantikum kann nach Funden der organischen Seenkunde ein Verlanden vieler Seen auf niedrigem Seespiegelniveau beobachtet werden (LANGE, JESCHKE & KNAPP 1986; SUCCOW 1988). Erklärt wird dies mit der Erwärmung und dem dadurch hervorgerufenen Wasserdefizit. Spätestens seit dem Mittleren Atlantikum zeigt sich dann ein durchgängiger Anstieg der Seespiegel (SCHULZ 1968, PREHN 1987, SCHOKNECHT 1990). RICHTER (1968) wies anhand von Bohrungen am nordwestlichen Ende des Kummerower Sees und anderer sehr tiefliegender Seen diesen Anstieg um 3,5-4 m als kontinuierlichen Prozeß bis in geschichtliche Zeit nach (Abb. 3).

Im Gegensatz zu den höher gelegenen Seen, bei denen gegen Ende des Atlantikums im Übergang zum Subboreal ein leichter bis mäßiger Rückgang der Seespiegel beobachtet werden kann, sind die tiefergelegenen nur durch eine Stagnation, der Kummerower See sogar durch einen ständigen leichten Anstieg charakterisiert. Der Trend der Seespiegelanstiege setzt sich dann ab dem Ende des Subboreals über das gesamte Subatlantikum fort. Durch die Besiedlung dieses Teils des Norddeutschen Tieflandes sind eine Vielzahl von Eingriffen in den Wasserhaushalt der Hohlformen vorgenommen worden, die überwiegend zu individuellen Schwankungen von Seespiegeln führten (DRIESCHER 1983, 1986). Im Verchener Becken ist dieser Teilabschnitt durch ein kontinuierliches Torfwachstum gekennzeichnet. Jüngste Veränderungen führten zu einem geringen Absenken des Grundwasserspiegels. Da während der gesamten Zeit keinerlei Sedimentationen nachweisbar sind, soll die historische Entwicklung aus der Betrachtung ausgegliedert werden.

5 Die Bohrprofile im einzelnen

Die Lage der Bohrpunkte zeigt Abb. 4. Sie wurden so gewählt, daß möglichst alle Lokalitäten in die Beprobung einbezogen werden konnten (Becken-Rand-Fazies, Terrassierungen, potentielle Tiefenlinien, unterschiedliche Höhenlage des Untergrundes). Mit dem Eijkelkampbohrer ergaben sich bei der Durchführung zwei wesentliche Probleme. Für das Erbohren jeder neuen Tiefenlage muß der Bohrer neu angesetzt werden. Dies führte bei den Bohrungen 2, 3 und 9 dazu, daß eindringendes Grund- und hochstehendes Oberflächenwasser die obersten Zentimeter jeweils aufarbeitete. Da die Bohrköpfe selbst nur 30-40 cm groß sind, war jeweils etwa die Hälfte des Materials unbrauchbar. Markante und sehr geringmächtige Horizonte waren somit nicht zu erfassen. Das zweite Problem hängt mit der Kraftübertragung auf das Gestell zusammen. In größeren Tiefen, ganz markant ab etwa 4 m, zeigte sich, daß ein etwas größerer Stein ausreichen konnte, den Bohrvorgang abzubrechen. Da das Material selbst nicht zu bergen war, blieb nur übrig, es als „sandiger-kiesiger werdend“ zu beschreiben. Ob es sich wirklich um einen Sandhorizont, Kieshorizont, um aufgearbeitete Moräne oder um eine dryaszeitliche Schuttdecke handelte, mußte jeweils ungeklärt bleiben.

Bohrprofile haben nicht annähernd die Aussagekraft von Aufschlüssen. Da es aufgrund der Standortbedingungen auch in Zukunft nicht zu erwarten ist, daß

insbesondere die Hohlformen aufgeschlossen werden, stellt die Analyse von Bohrprofilen eine wichtige methodische Ergänzung dar. Sie ermöglicht, bei allen Problemen, die ein Lückenschließen beinhaltet, insbesondere in Beckenlagen, logische Verknüpfungen von Sedimentationszyklen, die morphogenetisch gedeutet werden können (SCHRÖDER, BERGNER & BAUM 1995).

Alle Profile sind in der Beilage mit den Analyseergebnissen zur Korngrößenverteilung, zur organischen Substanz und zum Kalkgehalt farblich dargestellt. Sämtliche Höhen- und Tiefenangaben beziehen sich auf rezent-NN.

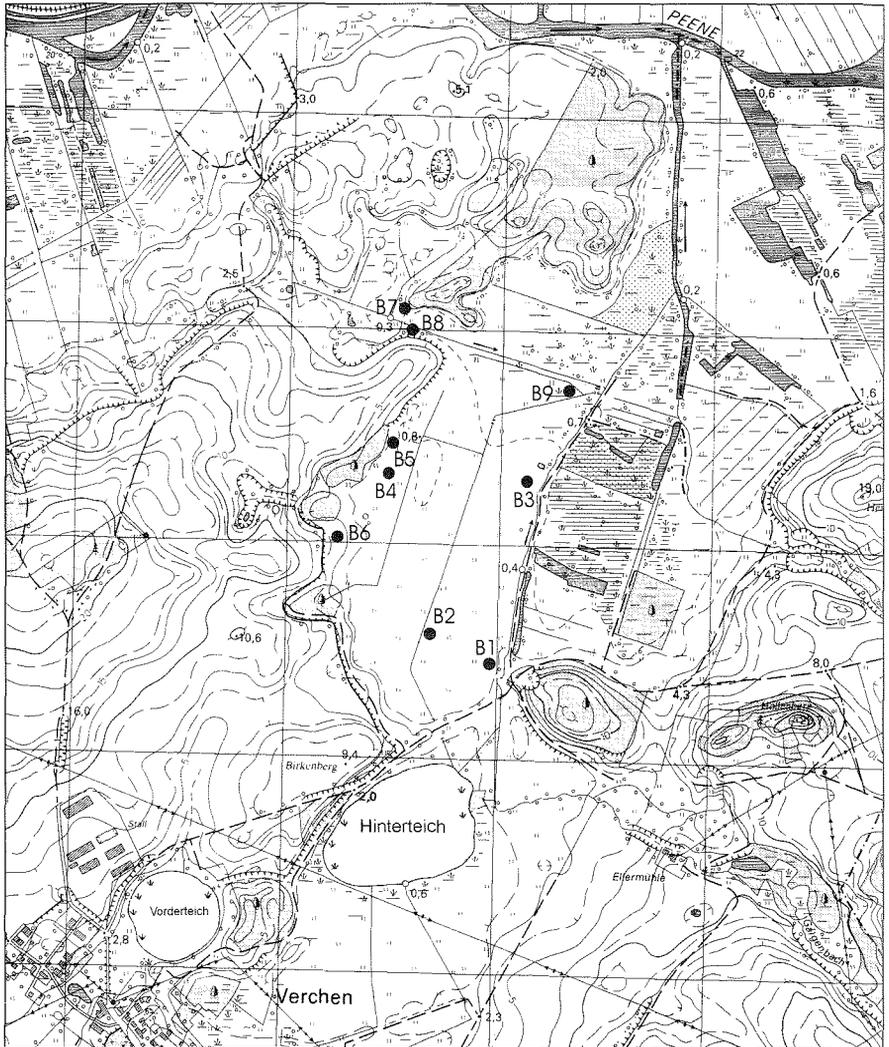


Abb. 4: Lage der Bohrpunkte im Verchener Becken

Bohrung 1 (B1): Sie ist die mit Abstand tiefste Bohrung und reicht bis 9,2 m unter NN. Von dieser Tiefe ab sind in vielfacher Wechsellagerung (häufig unter 1 dm mächtig) Seesedimente mit dem Korngrößenspektrum vom Ton bis zum stark schluffigen Sand akkumuliert worden. Die Wechsellagerung enthält nur geringe Anteile organischer Substanz bei allerdings in der Sedimentationsfolge häufig wechselnden Anteilen an Kalk. Der Kalkgehalt bleibt unter 15 %, liegt aber mehrfach über 10 %. Dieser Sedimentationszyklus, der keinerlei Verlandungserscheinungen aufweist, setzt eine offene Wasserfläche voraus. Er endete bei -2,3 m NN mit einem tonigen Schluff, der recht hohe Anteile (14,5 %) Kalk beinhaltet. Die nächsten rund 50 cm sind durch gröber werdendes Substrat bei gleichzeitiger Zunahme der organischen Substanz charakterisiert. Die Verlandung setzt erstmalig ein, es kommt zu einer Vermischung von bewegten Flachwassersedimenten mit abgestorbenen organischen Resten. Der Verlandungsprozeß ist bei -1,8 m NN beendet. Man findet dann im Hangenden einen stark organogenen Niedermoortorf vor, der bis etwa -0,1 m NN ein geschlossenes Torfwachstum aufweist. Bei der Deckschicht aus lehmigen Sanden handelt es sich höchstwahrscheinlich um Aufschüttungsmaterial, das bei hohen Grundwasserständen aufgearbeitet worden ist. Ein deutlicher Pflughorizont schließt unter Flur ab.

Bohrung 2 (B2): Sie ist im liegenden Sedimentationszyklus der Bohrung 1 sehr ähnlich. Auch hier finden wir Seesedimente von -5,3 bis etwa -0,6 m NN. Der entscheidende Unterschied ist in der Zusammensetzung der Substrate zu sehen. Tone treten nicht mehr auf. Das feinklastischste Sediment ist der tonige Schluff, der allerdings ebenfalls in sehr häufiger Wechsellagerung mit Sedimenten liegt, die als größte Fraktionierungen dem schluffigen Sand zuzuordnen sind. Dies ist ein deutlicher Hinweis darauf, daß man es im Gegensatz zur Bohrung 1 mit einer Randfazies zu tun hat. Die organische Substanz gleicht im wesentlichen der der Bohrung 1, jedoch sind die Kalkanteile mit fast 40 % wesentlich höher. In dieser Randfazies der Seesedimentation treten Fraktionen mit Anteilen von über 10 % nur – je nach Schicht – vom Ton bis zum Mittelsand auf. Die Grobsandfraktion ist unbedeutend; Skelettanteile fehlen ganz. Im Hangenden liegen dem Seesedimentationszyklus sandige, gytjtja-artige Schlammablagerungen auf, deren Vertorfung nach oben hin zunimmt, jedoch nie so stark wird, daß ein Torfwachstum beobachtet werden kann. Eventuell handelt es sich beim Hangenden um aufgearbeitete ufernahe bis (hang-)fluviale Sedimente.

Bohrung 3 (B3): Bei der Bohrung 3 mußten die Bohrarbeiten bei etwa -3 m NN aufgrund ständig nachstürzenden Oberflächenwassers abgebrochen werden. Da es bei dieser Tiefe auch zu einer ständigen Vermischung von Materialien kam, war keine zuverlässige Horizontansprache mehr möglich. Obwohl in der rezenten Tiefenlinie wie Bohrung 1 gelegen, konnten bis -3 m NN keinerlei Beckensedimente erbohrt werden. Der liegende fast kalk- und organogenfreie tonige Sand geht bei etwa -2 m NN in einen hellen Fein- bis Mittelsand über, der eine Uferfazies vermuten läßt. Das Niedermoortorfwachstum setzt bei -1,7 m NN sehr unvermittelt ein und erreicht im

Anteil der organischen Substanz Höchstwerte für das Verchener Becken. Die fehlenden Beckensedimente in vergleichbarer Höhe zur Bohrung 1 lassen vermuten, daß das Beckenzentrum lokal aussetzt (Untiefe?) oder es sich weiter östlich befindet. Da in diesem Teil viele Baumaßnahmen in historischer Zeit stattfanden (Anlegen von Fischteichen, Grabenziehungen, Aufschüttungen), wurde auf Bohrungen verzichtet.

Bohrung 4 (B4): Sie befindet sich im Randbereich des rezenten Verchener Beckens. Der lehmige Sand im Liegenden ist aufgearbeitete Moräne, worauf sowohl Skelettgehalte von über 10 % als auch Kalkgehalte bis zu 12 % hinweisen. Die darüber akkumulierten schluffigen Sande sind die hangenden Reste der aufgearbeiteten Moränen, die mit der Uferfazies der limnischen Sedimente vermischt sind. Ein erneuter Skelettreichtum im Hangenden weist auf umgelagerte, eventuell terrestrisch akkumulierte Hangsedimente hin. Über einem geringmächtigen Bodenbildungshorizont liegt eine Aufschüttung.

Bohrung 5 (B5): Auch im Liegenden der Bohrung 5 existiert ein leicht erhöhter Kalkgehalt. Da die Fraktionierung eine sehr deutliche Dominanz der Sandfraktion aufweist, ist von fluvialen Sanden auszugehen, die noch Reste der sich in unmittelbarer Nähe befindlichen Moräne beinhalten. Der Sedimentkörper ist bis etwa -2 m NN recht homogen. Darüber nimmt der Schluffgehalt zu. Das Profil endet mit einer Bodenbildung in wieder etwas sandigerem Material.

Bohrung 6 (B6): Sie ist außerhalb des rezenten Niederungsgebietes gelegen. Die Sande sind über das gesamte Profil recht homogen verteilt und weisen ein deutliches Fein- bis Mittelsandmaximum auf. Die Position läßt vermuten, daß es sich um spätglaziale Talsande handelt, die vor dem Austauen des Toteises akkumuliert wurden und mit der holozänen Beckenbildung nichts zu tun haben.

Bohrung 7 (B7): Sie befindet sich ebenfalls außerhalb der rezenten Niederung und besitzt fast durchgängig ein recht markantes Feinsandmaximum, allerdings mit höheren Anteilen feinklastischen Materials als Bohrung 6. Da es sich von der Position her um ein Seitental handelt, könnte es sich um Rückstausedimente der spätglazialen Talsande handeln. Da die Bodenbildung nur schwach ausgeprägt ist, kann man von einer Profilkappung ausgehen.

Bohrung 8 (B8): Sie liegt nur unweit von der Bohrung 7 entfernt, jedoch durch eine markante Stufe von dieser getrennt, im Niveau der rezenten Niederung. Die liegenden Sande sind skelettreich. Die Position der Bohrung läßt vermuten, daß es sich um hangdenutative, fluviale Abtragungsprodukte der umliegenden Moräne handelt. Ab etwa -1,1 m NN geht der Skelettgehalt zurück bei gleichzeitiger Dominanz des Feinsandes. Insgesamt ruhigere Ablagerungsbedingungen weisen auf den Seespiegelanstieg hin, so daß es sich um ein Gemisch zwischen einer Tiefenlinien- und Uferfazies handelt. Die Vertorfung des Hangenden ist gering.

Bohrung 9 (B9): Die Bohrung 9 litt unter den gleichen methodischen Problemen wie die Bohrung 3. Nachstürzendes Oberflächenwasser führte zur Vermischung der

Substrate, so daß bei -3 m NN ein Weiterbohren nicht mehr sinnvoll erschien. Die Bohrung liegt in der Nähe des rezenten Beckenzentrums. Ebenfalls wie in Bohrung 3 findet man im Liegenden Sande, die jedoch noch gröber sind. Es dominiert die Mittelsandfraktion. Die Grobsandfraktion ist deutlich erhöht. Eine Beckenfazies ist auch nicht ansatzweise zu erkennen. Ab etwa -1,90 m NN setzt dann ein sehr markantes Niedermoortorfwachstum ein, dessen hoher organischer Anteil durchgängig ist.

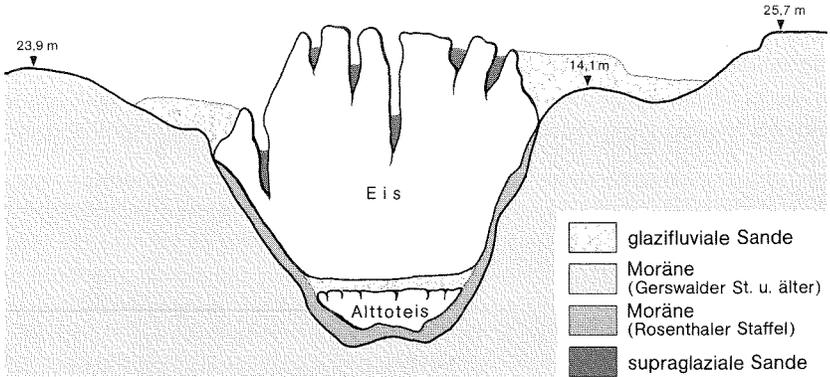
6 Morphogenese der Verchener Senke

Von den an der Oberfläche anstehenden Sedimenten sind die Lehme der Grundmoräne an den Rändern der Verchener Senke (Abb. 6, links oben) die ältesten Bildungen. Sie gehören zur *Gerswalder Staffel*, der ersten postpommerschen Hauptstaffel. Beim Abschmelzen des Eises kam es zur Toteisbildung. Die stauchungsintensive Randlage der nächsten Kälteschwankung – die *Rosenthaler Staffel* – erreichte die Umgebung der Verchener Senke nicht mehr. Jedoch kam es zu einem kräftigen Gletscherzungenvorstoß in einer präinduzierten Hohlform, die bis ins Ziddorfer Becken gereicht haben dürfte. Dabei wurden das sich in Senkenlage befindliche Alttoeis und Reste glazifluvialer Sande überfahren. Zu Beginn des nunmehr folgenden sehr intensiven Abschmelzvorgangs wurden noch glazifluviale Sande in die Toteissenke und deren Ränder geschüttet (Abb. 6, links oben). Da das

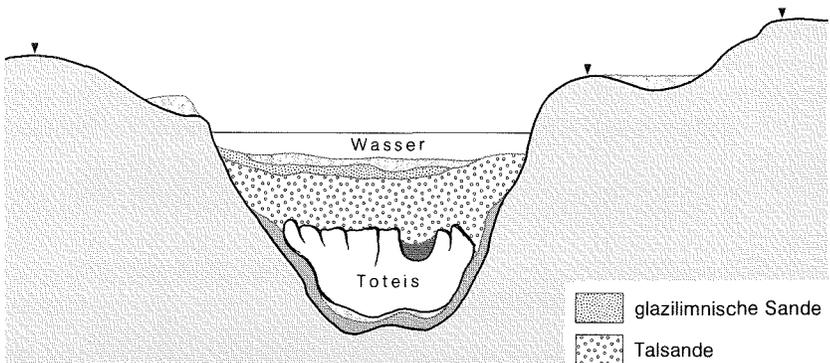


Abb. 5: Terrassenkante auf der Westseite des Verchener Beckens

1. Rosenthaler Staffel



2. Alleröd



3. Jüngere Dryas

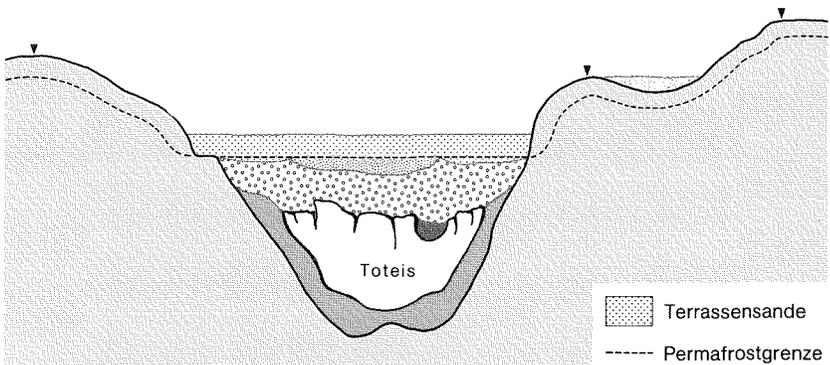
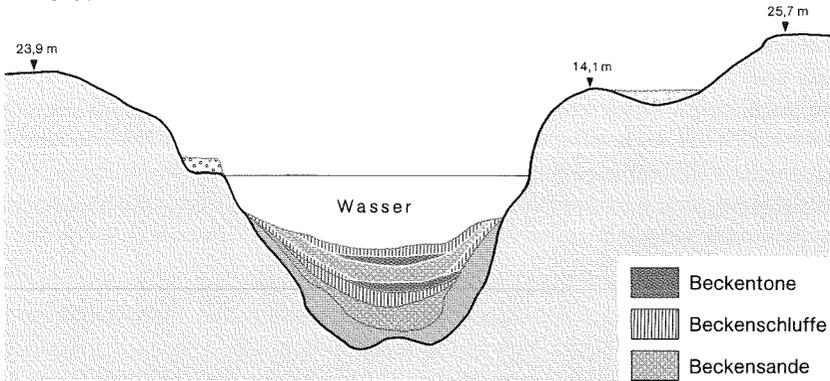
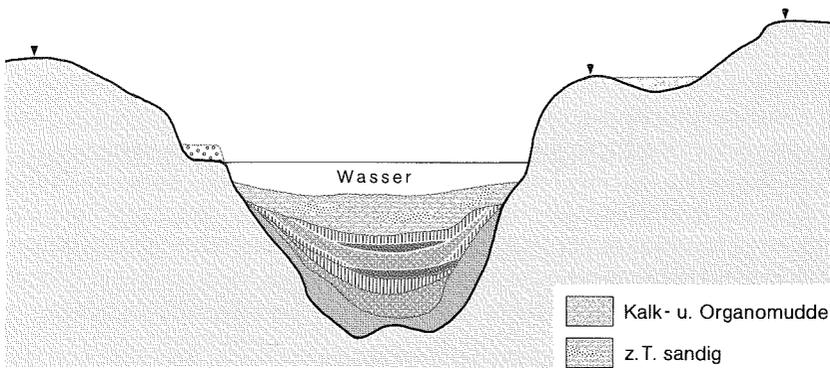


Abb. 6 a: Morphogenese des Verchener Beckens (Phase 1-3)

4. Boreal



5. Atlantikum



6. Subboreal/Subatlantikum

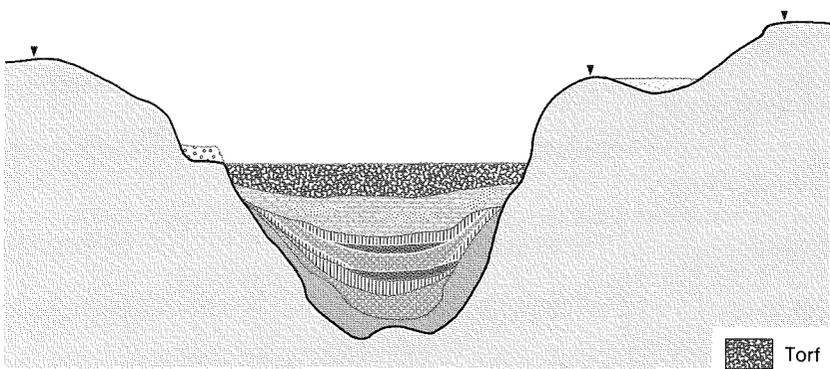


Abb. 6 b: Morphogenese des Verchener Beckens (Phase 4-6)

Mecklenburgische Grenztaal nunmehr als Hauptabflußrinne des Schmelzwassers funktionierte, dürften bis zur *Ältesten Tundrenzzeit (Dryas I)* die direkten Einwirkungen nur durch Talsandschüttungen charakterisiert gewesen sein. Sedimente der Böllingzeit konnten nicht erbohrt werden. Sie sind in Mecklenburg-Vorpommern auch recht selten und bisher nur von STRAHL (1995) nachgewiesen. Während der *Älteren Tundrenzzeit (Dryas II)* herrschten wieder periglaziale Formungsbedingungen, deren denudative Schuttdecken durchaus das Hangende der Moränen bilden könnten. Die postgenetische Uferabrasion hat jedoch Moränen und Schuttdecken undifferenziert aufgearbeitet, so daß in den Bohrungen 4, 5 und 8 (Beilage) keine Unterscheidung vorgenommen werden kann.

Während des *Alleröds* fand ein intensives Toteistauen statt, in dessen Folge die Talsande und glazilimnischen Sande abgesenkt wurden. Sie hinterließen an der Oberfläche Hohlformen, die sich mit Wasser füllten. Die Wechsellagerung von Tonen, Schluffen und Sanden weist darauf hin, daß es sich zeitweilig um eine durchflossene Tiefenlage gehandelt hat (Abb. 6, links Mitte). In der *Jüngeren Tundrenzzeit (Dryas III)* findet kein völliges Entblößen der Oberfläche von der Vegetation mehr statt. Teilweise dürften sich Waldtundregesellschaften angesiedelt haben. Folge ist, daß keine intensive Frostschuttdeckenbildung und periglaziale Oberflächenformung mehr stattgefunden haben. Da jedoch der Permafrost dazu führte, daß das oberflächlich anfallende Wasser gestaut wurde, mußte in den Senkenlagen intensiver Oberflächenabfluß herrschen; die Terrasse in den Bohrungen 6 und 7 weist darauf hin. Hierbei handelt es sich nicht mehr um das korrelierte Sediment glazifluvialer Schmelzwässer; sondern der recht hohe Sortierungsgrad mit einem deutlichen Maximum in der Fein- und Mittelsandfraktion zeigt fluviale Bildungsbedingungen. Heute noch ist die Terrasse als markante Stufe im Relief erkennbar (Abb. 5 und Abb. 6, links unten).

Während des *Präboreals* fand das Toteistauen ein Ende. Bis ins *Boreal* hinein füllten sich die entstandenen Hohlformen mit Wasser (Abb. 6, rechts oben). Die Sedimente sind durch eine intensive, z.T. sehr feinschichtige Wechsellagerung von Beckentonen, -schluffen und -sanden gekennzeichnet. Der Kalkanteil schwankt beträchtlich. Er dürfte sowohl aus autochthonen Bestandteilen (Schalentiere, Mikrofossilien) als auch aus allochthon abgelagerten Geschiebemergelresten bestehen. Der organogene Anteil ist jedoch überall gering.

Dies ändert sich während des *Atlantikums*. Zum Hangenden hin kann durchgängig eine Zunahme des organogenen Materials beobachtet werden. Da während des Klimaoptimums auch für Kalkschalentiere und Mikrofossilien aufgrund der erhöhten Wassertemperaturen gute Lebensbedingungen geherrscht haben müssen, konnten sich Kalk- und Organomudden bilden (Abb. 6, rechts Mitte). Die Kalkgehalte erreichen mit fast 40 % hier ihr Maximum. Mit der Litorina-II-Transgression steigt der Ostseespiegel erstmals auf sein heutiges Niveau (KLIEWE & JANKE 1982). Die nachfolgenden Ostseespiegelschwankungen lagen durchgängig im Dezimeterbereich. Das zur Peene hin offene Verchener Becken gelangte in den Rückstaubereich des

ansteigenden Ostseespiegels über die Peene. Das Torfwachstum setzte ein und hielt während des Subboreals/Subatlantikums (Abb. 6, rechts unten) sicherlich mit (jedoch nicht nachweisbaren) Schwankungen an. Da es sich höchstwahrscheinlich um ein permanentes Torfwachstum handelt, eignen sich C^{14} -Datierungen nicht zur Altersbestimmung. Die erbohrten Tiefenlagen des Torfauflagehorizontes liegen zwischen -2,2 m und -1,7 m NN im Bereich des Zentrums des Verchener Beckens. Da in keinem Falle, im Gegensatz zur Literaturmeinung (RICHTER 1968, KLIEWE u.a. 1983), präatlantische Torfe erbohrt werden konnten, sind Verlandungserscheinungen zu dieser Zeit unwahrscheinlich. Im Peenetal selbst ist ein durchgängiges Torfwachstum bis über -4 m NN erbohrt worden. Im Liegenden sind dort auch mehrfach präatlantische Torfe vorhanden (*Praktikumsbericht 1996*).

Literatur

- BÖSE, M. 1995: Problems of dead ice and ground ice in the central part of the North European Plain. *Quaternary International*, 28: 123-125.
- CHROBOCK, S. M. & B. NITZ 1989: Ergebnisse physisch-geographischer Prozeßforschung im Biesenthaler Becken: Sedimentabläufe vom Spätglazial bis Holozän. – *Zeitschr. geol. Wiss.*, 17, 1: 77-84.
- DRIESCHER, E. 1983: Historisch-geographische Veränderungen von Gewässereinzugsgebieten im Jungmoränengebiet der DDR. *Geogr. Berichte*, 28: 103-118.
- DRIESCHER, E. 1986: Historische Schwankungen des Wasserstandes von Seen im Tiefland der DDR. *Geogr. Berichte*, 31: 159-171.
- DUPHORN, K., KLIEWE, H., NIEDERMEYER, R.-O., JANKE, W. u. F. WERNER 1995: Die deutsche Ostseeküste. Berlin u. Stuttgart, 281 S. = Sammlung geologischer Führer, 88.
- HOMANN, M., MERKT, I. u. H. MÜLLER 1993: Bericht über die Bohrkampagne auf sieben Seen in Mecklenburg-Vorpommern. Unveröff. Bericht, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung Hannover.
- HURTIG, T. 1954/55: Zur Frage des letztglazialen Eisabbaus auf der mecklenburgischen Seenplatte. *Wissensch. Zeitschr. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, Math.-nat. Reihe*, 4: 659-666.
- JANKE, W. 1958: Zur Morphologie und Genese des Tollenseseegebietes.- *Dipl.Arb.* Greifswald, 1958.
- JANKE, W. 1978: Schema der spät- und postglazialen Entwicklung der Talungen der spätglazialen Haffstauseeabflüsse. *Wiss. Zeitschr. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, Math.-nat. Reihe*, 27: 39-41.
- JANKE, W. 1979: Die spät- und postglaziale Entwicklung küstennaher größerer Talungen Nordostmecklenburgs und Aspekte ihrer Nutzung. *Acta Universitatis Nicolai Copernici Torun*, 14: 99-114.
- KAISER, K. 1996: Zur hydrologischen Entwicklung mecklenburgischer Seen im jüngeren Quartär. *Peterm. Geogr. Mitt.*, 140, 5+6: 323-342.
- KAISER, K. u. A. ZIMMERMANN 1994: Physisch-geographische Untersuchungen an Mooren und Seen im Havelquellgebiet (Müritz-Nationalpark), Teil 1: Allgemeine physisch-geographische Aspekte, Moorstratigraphie, jüngere Landschaftsgeschichte und aktuelle Raumnutzung. *Berichte der Akademie für Naturschutz und Landschaftspflege Laufen/Salzach (Bayern)*, 22: 147-173.

- KLIEWE, H. 1965a: Die postglaziale Entwicklung im Raum der nordostmecklenburgischen Küste und der südwestlichen Ostsee. – Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der DDR. Berlin: 132-148.
- KLIEWE, H. 1965b: Das Pommersche Stadium nördlich des Mecklenburgischen Grenztales. – Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der DDR. Berlin: 102-113.
- KLIEWE, H. 1987: Genetische und stratigraphische Merkmale von Küstenniederungen im Bereich der südbaltischen Boddenausgleichsküste. – *Peterm. Geogr. Mitt.*, 131, 2: 73-91.
- KLIEWE, H. 1989: Zur Entwicklung der Küstenlandschaft im Nordosten der DDR während des Weichsel-Spätglazials. *Acta Geographica Debrecina* 1985-86, 24-25: 99-113.
- KLIEWE, H. u. W. JANKE 1982: Der holozäne Wasserspiegelanstieg der Ostsee im nordöstlichen Küstengebiet der DDR. – *Peterm. Geogr. Mitt.*, 126: 65-74.
- KLIEWE, H. et al. (Hrsg.): 1983: Das Jungquartär und seine Nutzung im Küsten- und Binnentiefend der DDR und der VR Polen. – Gotha, PGM-Erg.heft Nr. 282.
- KLIEWE, H. u. W. JANKE 1991: Holozäner Küstenausgleich im südlichen Ostseegebiet bei besonderer Berücksichtigung der Boddenausgleichsküste Vorpommerns. – *Peterm. Geogr. Mitt.* 135, 1: 1-15.
- LANGE, E., JESCHKE, L. u. H. D. KNAPP 1986: Die Landschaftsgeschichte der Insel Rügen seit dem Spätglazial. Teil I, Berlin, 174 S.
- LUDWIG, A. O. 1992: Zur Vererbung von Formelementen der Landschaft im Quartär. In: BILLWITZ, K., JANKE, W. u. K.-D. JÄGER (Hrsg.): *Jungquartäre Landschaftsräume – Genese, Diagnose und Dynamik*. Berlin: 23-29.
- MARCINEK, J. & B. NITZ 1973: Das Tiefland der Deutschen Demokratischen Republik. – Gotha, 288 S.
- MARCINEK, J. u. F. BROSE 1972: Das Gewässernetz in der Jungmoränenlandschaft. *Wissensch. Zeitschr. d. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, Math.-nat. Reihe*, 21: 53-56.
- MÜLLER, U., RÜHBERG, N. u. H.-D. KRIENKE 1993: Stand und Probleme der Pleistozänforschung in Mecklenburg-Vorpommern. In: *Kurzfassungen und Exkursionsführer der 60. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen vom 01. bis 04. Juni 1993 in Klein Labenz (M-V)*. Schwerin: 5-20.
- NITZ, B. 1984: Grundzüge der Beckenentwicklung im mitteleuropäischen Tiefland – Modell einer Sediment- und Reliefgenese. – *Peterm. Geogr. Mitt.* 128: 133-142.
- NITZ, B., SCHIRRMAYER, L. u. R. KLESSEN 1995: Spätglazial-altholozäne Landschaftsgeschichte auf dem nördlichen Barnim – zur Beckenentwicklung im nordostdeutschen Tiefland. *Peterm. Geogr. Mitt.*, 139: 143-158.
- Praktikumsbericht 1996: Holozäne Sedimentationen im Verchener Becken und im Peenetal.* – Erlangen 1996 (unveröffentl.).
- PREHN, B. 1987: Zu Hinweisen auf Seespiegelschwankungen der Müritz. *Wiss. Zeitschr. d. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, Math.-nat. Reihe*, 36: 49-51.
- RICHTER, G. 1968: Fernwirkungen der litorinen Ostseetransgression auf tiefliegende Becken und Flußtäler. – *Eiszeitalter u. Gegenwart* 19: 48-72.
- SCHOKNECHT, T. 1990: Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations-, Siedlungs- und Landschaftsgeschichte in Mittelmecklenburg. Unveröff. Diss., Universität Halle.
- SCHRÖDER, H., U. BERGNER & M. BAUM 1995: Der Nußgrund bei Rothenburg/Saale. Untersuchungen zur Morphogenese von Talanfängen im Mitteldeutschen Trockengebiet. – *Mitt. Fränk. Geogr. Ges. Erlangen*, 42: 103-117.

Spätglaziale und holozäne Sedimentation im Verchener Becken

- SCHULZ, W. 1963: Eisrandlagen und Seeterrassen in der Umgebung von Krakow am See in Mecklenburg. *Geologie*, 12: 1152-1168.
- SCHULZ, W. 1968: Spätglaziale und holozäne Spiegelschwankungen an den westlichen Oberen Seen Mecklenburgs. *Archiv der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg*, 14: 7-43.
- SCHULZ, W. 1971: Die geologische Situation im Naturschutzgebiet „Kaninchenwerder und Großer Stein“ im Schweriner See. *Naturschutzarbeit in Mecklenburg*, 14, 1: 10-19.
- STRAHL, J. 1995: Biostratigraphische Untersuchungen an wichtigen Eem- und Weichselspätglazial-/Holozänprofilen des Landes Mecklenburg-Vorpommern. *Nachrichten Dt. Geol. Ges.*, 54: 172-174.
- SUCCOW, M. 1988: *Landschaftsökologische Moorkunde*. Jena, 340 S.
- WÜNNEMANN, B. 1993: *Ergebnisse zur jungpleistozänen Entwicklung der Langseerinne Südangelns in Schleswig-Holstein*. Berlin, 167 S. = *Berliner Geogr. Abh.*, 55.

