

Gutes vom Gut Conow

Geologische Entwicklung des Geoparks bis zum Ende des Tertiärs

Geologisch betrachtet gehört die Geopark-Region zur Norddeutsch-Polnischen Senke. Dieser nahm als Teil der Mitteleuropäischen Senke seit dem Karbon eine bis zu 10.000 m mächtige Folge von Sedimenten auf, die nur von vulkanischen Gesteinen des frühen Perm unterbrochen wird. Wenn auch zeitweise festländische Entwicklungen stattfanden, so überwiegen seither doch die Phasen, in denen sich das Gebiet Mecklenburg-Vorpommerns unter Meeresbedeckung befand.

So finden sich im tieferen Untergrund Sandsteine, Tonschiefer und Mergelsteine, Kalksteine und Steinkohle, die während des Zechstein eine Überdeckung mit Steinsalzen und anderen Salinargesteinen erfuhr. Danach wurden mächtigere Folgen von Kalkmergel-, Ton- und Sandsteinen abgelagert, die in der Oberkreide auch die Kreidekalke der Schreibkreidefazies z.B. des Malchower Kreidebezirks enthielten.

Unter der Auflast der jüngeren Ablagerungen und aufgrund ihrer eigenen Mobilität wurden die Salzgesteine des Zechsteins spätestens am Beginn der Kreidezeit in Aufwärtsbewegung versetzt (Halokinese). In Form von Salzkissen und -diapiren stiegen sie an vielen Stellen Mecklenburg-Vorpommerns auf, wobei sie die sie bedeckenden Schichten bis an die Oberfläche brachten.

Auch während des Tertiärs nahm die Norddeutsche Senke noch mächtige Sedimente von den umgebenden Festlandsgebieten auf. Im Miozän gelangten neben Quarzsanden auch organische Sedimente

zur Ablagerung, aus denen Braunkohlen entstanden. Letztere weisen für das Miozän subtropisches Klima aus, insgesamt werden heute aber bereits für das Tertiär Klimaschwankungen angenommen, die in ihrer Dimension (10 - 15 Grad) denen des späteren Eiszeitalters nahe kamen, allerdings auf einem höheren thermischen Niveau erfolgten. Mit dem Beginn des Pleistozäns lagen die Temperaturen in den Kaltzeiten dann so niedrig, dass Wärme liebende Laubhölzer nicht mehr gedeihen konnten und nur in den Warmzeiten wieder auftraten.

Gutes vom Gut Conow

Die Entwicklung der Geopark-Region im Pleistozän

Die pleistozänen Ablagerungen in Mecklenburg-Vorpommern werden drei glazialen Großzyklen bzw. Glazialen (Kaltzeiten) sowie zwei die glazialen Zyklen trennenden Warmzeiten (Holstein-Komplex, Eem-Warmzeit) zugeordnet.

Gliederung des Pleistozäns in Mecklenburg-Vorpommern nach Müller (in Katzung 2002, im Druck). Die blaue Schraffur kennzeichnet die Zeiten, in denen die Geopark-Region vom Inlandeis bedeckt wurde.

Die Kaltzeiten werden in Anlehnung an die jeweilige Maximalausdehnung des Inlandeises als Elster-, Saale- und Weichsel-Kaltzeit bezeichnet (Tabelle 2-2).

Stratigraphische Gliederung		Beginn 14C- u. U/Th-Jahre vor heute	
Holozän		10.200	
P l e i s t o z ä n	Weichsel-Kaltzeit	Spätglazial	
		Hochglazial	
		Frühglazial	ca. 115.000
	Eem-Warmzeit		ca. 130.000
	Saale-Kaltzeit	Spätglazial	
		Hochglazial	
		Frühglazial	ca. 310 - 200.000
	Holstein-Warmzeit		ca. 330 - 225.000
	Elster-Kaltzeit	Spätglazial	
		Hochglazial	
		Frühglazial	ca. 500.000
	Schichtlücke		
Grenze Pliozän / Pleistozän		ca. 2,3 - 1,5 Mio Jahre vor heute	

Gutes vom Gut Conow

Altpleistozän

Infolge der Absenkung der Jahresmitteltemperatur bildeten sich an der Wende Tertiär/Quartär weltweit große Inlandeis-kalotten aus, die nach einer ausreichenden Aufbauphase ausflossen. Die skandinavischen Eismassen reichten zur Zeit ihrer Maximalausdehnung bis an die deutschen Mittelgebirge heran. Den Beginn des Pleistozäns, des Eiszeitalters, in Mecklenburg-Vorpommern markieren erste Nachweise von Frosteinwirkungen auf tertiäre Sedimente (Loosener Schotter), die der Tropfenboden von Rüterberg in Südwestmecklenburg repräsentiert. Der zeitliche Beginn des Quartärs ist international noch umstritten, in der Literatur werden zwischen 2,3 und 1,5 Mio Jahre angegeben.

Das ältere Pleistozän ist im nördlichen Mitteleuropa noch eine eisfreie Zeit. Es gibt keine sicheren Hinweise darauf, dass das skandinavische Eis vor Beginn der Elster-Kaltzeit Norddeutschland erreichte. Ablagerungen des Altpleistozäns sind in Mecklenburg-Vorpommern wie auch in den angrenzenden nordwestdeutschen Bereichen bislang nicht nachgewiesen.

Elster-Kaltzeit, Holstein-Komplex und Saale-Kaltzeit

Ablagerungen der Elster-Kaltzeit sind in der Geopark-Region nur aus Bohrungen bekannt. Elsterzeitliche Grundmoräne tritt nur in meist geringmächtigen Resten auf. Die markanteste Hinterlassenschaft der Elster-Kaltzeit im norddeutschen Raum sind aber die sog. tiefen Rinnen, die vermutlich durch subglaziale Schmelzwässer

ausgespült und nachfolgend mit Schmelzwassersedimenten sukzessive aufgefüllt wurden. Zu ihnen gehört die Möllenhagener Rinne, in der Bohrungen eine bis ca. 190 m unter den Meeresspiegel reichende elsterzeitliche Schichtenfolge über dem anstehenden Tertiär angetroffen haben. Es wird davon ausgegangen, dass die Rinnen bis zum Ende der Elster-Kaltzeit, spätestens aber während des Holstein-Komplexes vollständig aufgefüllt wurden und die Landoberfläche am Beginn der Saale-Kaltzeit weitgehend ausgeglichen war.

Die Holstein-Warmzeit war durch mehrere Kälteeinbrüche gekennzeichnet, weshalb nicht von einer einzigen Warmzeit, sondern vom Holstein-Komplex gesprochen wird. In Bohrungen sind für die Geopark-Region fluviatile Kiessande, limnische Beckensande und marine Schluffe belegt.

Für die Saale-Kaltzeit wird von zwei Vereisungsstadien ausgegangen, die als Drenthe- und Warthestadium bezeichnet werden. In der Geopark-Region dokumentiert sich die Saaleeiszeit im Untergrund in der Regel in zwei mächtigen Geschiebemergelkomplexen, die durch meist feinkörnige, glazilimnische Sedimente getrennt werden. Dies ist mit einer großen Anzahl von oberflächennahen Bohraufschlüssen belegt.

Typisch insbesondere für die ältere Saale-Grundmoräne (gS1, Drenthe-Stadium) ist das Vorkommen glazialer Schollen, die die enorme exarative Tiefenwirkung des aktiven Drenthe-Eises deutlich machen.

Gutes vom Gut Conow

Neben glazialen Großschollen wie den Lagerstätten miozäner Quarzsande (Tertiär) bei Neubrandenburg-Fritscheshof und den Vorkommen von Rupeltonen bei Alentreptow existieren zahlreiche, z. T. in sog. Schwärmen auftretende kleinere Schollenschwärme wie z.B. tertiäre Tone nordöstlich von Neustrelitz.

limnischen Eems in Mecklenburg-Vorpommern handelt! Insbesondere palynologische Untersuchungen dieses Profils haben in den vergangenen Jahren eine detailliertere Rekonstruktion der Klima- und Vegetationsentwicklung während der Eem-Warmzeit möglich gemacht.

Eem-Warmzeit

Gegen Ende der Saale-Kaltzeit hatte sich eine Grundmoränenebene herausgebildet, die ähnlich der heutigen Landschaft im Nordteil der Geopark-Region eine Vielzahl von Kleingewässern und Niedermoo- ren aufwies. Es folgte eine ca. 10.000 Jahre andauernde Phase der Erwärmung, in deren Klimaoptimum die Jahresmitteltemperatur noch höher lag als heute. Schon während des Niedertauens des Eises entwickelte sich eine vegetationsarme Kälte- steppe, die bei steigenden Jahresmittel- temperaturen einer Strauchvegetation wich. Die Eem-Warmzeit beginnt mit dem Auftreten von Birken und Kiefern. Im weiteren Verlauf breiten sich zunehmend thermophile Gehölze (Eiche, Ulme, Hasel, Linde, Hainbuche) aus, bevor bei sinkenden Jahresmitteltemperaturen wiederum Kiefern und Birken dominieren.

Die Küste des Eem-Meeres lag vermutlich nur wenig südlich der heutigen Ostsee- küste. Und so sind eine Reihe von limni- schen Eem-Vorkommen auf dem Festland bekannt. Eines der bedeutendsten ist das Torfvorkommen im Kiestagebau Neubran- denburg-Hinterste Mühle, bei dem es sich um den einzigen vollständigen Nachweis

Gutes vom Gut Conow

Weichsel-Kaltzeit

Nach dem Ende der Eem-Warmzeit Jahren blieb die Geopark-Region noch mehr als 80.000 Jahre eisfrei. Zwar bildeten sich im Norden neue Gletscher, ihre Aktivitäten reichten jedoch kaum über das skandinavische Festland hinaus. In der Geopark-Region treten deshalb keine glazigenen Sedimente aus diesem Zeitraum auf. Bodenbildungen und vorwiegend fluviatile Sedimentumlagerungen sind anzunehmen,

aber durch die folgenden Vereisungen weitgehend wieder beseitigt worden.

Gliederung der Weichsel-Kaltzeit im deutschen Ostseeraum (aus Duphorn, Kliewe & Niedermeyer 1995). Die blaue Schraffur kennzeichnet die Zeiten, in denen der Geopark vom Inlandeis bedeckt wurde.

Stratigraphische Gliederung		Beginn	
		14C- u. U/Th-Jahre vor heute	
Holozän		10.200	
Weichsel-Kaltzeit	Spätglazialzeit	Jüngere Dryas	11.000
		Alleröd-Interstadial	11.800
		Ältere Dryas	12.000
		Bölling-Interstadial	
		Älteste Dryas	
		Meiendorf-Interstadial	12.800
	Jüngere Hochglazialzeit	Mecklenburger Stadium	13.200
		Lockarp-Interstadial	14.800
		Pommersches Stadium	15.200
		Blankenberger Interstadial	17.000
		Frankfurter Stadium	18.500
	Ältere Hochglazialzeit	Brandenburger Stadium	25.000
Denekamp- Interstadial			
Hengelo- Interstadial			
Moershoofd-Interstadial		30.000	
Glinde-Interstadial			
Frühglazial	Oerderade-Interstadial	80.000	
	Brörup-Interstadial	100.000	
Eem- Warmzeit		115.000 - 126.000	

Gutes vom Gut Conow

Vor ca. 25.000 Jahren erreichte der Eisabbau in Skandinavien eine Dimension, die wieder ein bedeutenderes Ausfließen ermöglichte. Über mehrere Jahrhunderte blieb der Eisnachschieb gewährleistet. In dieser als Brandenburger Stadium bezeichneten Phase erreichte das Eis vor ca. 20.000 Jahren seine Maximalausdehnung mit der Brandenburger Randlage, nur wenige Kilometer südlich der Geopark-Region.

Diese Randlage ist morphologisch wenig entwickelt und von den Sedimenten der folgenden Frankfurter Randlage, einer dem Eisabbau zuzurechnenden Randlage des Brandenburger Stadiums weitgehend verdeckt. Ebenfalls in diese Zeit des "Eisrückzugs" wird eine Randlage gestellt, die die Geopark-Region im Raum Malchow - Gotthun quert. Besonders auffällig ist der Schollenreichtum dieser morphologisch nur wenig ausgeprägten Randlage. Hier finden sich in zahlreichen Vorkommen Kreide- und Mergelkalke der Oberkreide, die im 19. und 20. Jahrhundert für Bau- und Dünge Zwecke genutzt wurden und der Region ob ihrer Bedeutung den Namen "Malchower Kreidebezirk" einbrachten.

Am Ende des Brandenburger Stadiums war das Eis bis in die Ostseedepression zurück geschmolzen. In der Geopark-Region entwickelte sich unter kalt-ariden Bedingungen ein Dauerfrostboden, der zum tragfähigen Fundament für das ab etwa 15.200 Jahren vor heute wieder vorrückende Inlandeis wurde. Das Nährgebiet hatte sich ostwärts verschoben, das Pommersche Stadium der Weichsel-Kaltzeit begann und damit die Zeit, in der die Geopark-Region

ihre wesentliche morphologische Prägung erhielt.

Auf dem Dauerfrostboden rückt das Eis schnell voran, Geschwindigkeiten von 1 bis 2 km/a werden angenommen. Damit im Zusammenhang steht, dass sich das Eis der vorhandenen Oberfläche weitgehend anpasst und nur wenig Material aus dem Untergrund aufgenommen wird. Dennoch kann diesem ersten pommerschen Vorstoß eine Randlage wie auch eine eigene Grundmoräne zugeordnet werden. Vielfach jedoch überdecken die jüngeren Sander die Randlage des Maximalvorstoßes.

Die geringe Ausprägung der Randlage des Maximalvorstoßes weist auch darauf hin, dass die Zeit des Gletscherhalts zu kurz war, um bedeutendere Ablagerungen in Form größerer Satzendmoränenkomplexe oder Sanderflächen zu schaffen. Einermann (1983) nimmt an, dass das Eis nur wenige Jahrzehnte nach und wenige Kilometer nördlich der Maximalausdehnung eine mehr oder minder stationäre Front ausbildet, die nun für mehrere Jahrhunderte die Südgrenze des Eises markieren sollte. Klimatisch bedingtes Abschmelzen und Eisnachschieb aus dem Nährgebiet sind Hauptteile eines Gleichgewichts, das letztendlich zur Ausbildung der bedeutendsten Randlage des Jungmoränenengebiets führt: die Pommersche Hauptstrandlage (die "Innere Baltische Endmoräne" von Keilhack und Geinitz).

Gutes vom Gut Conow

Der nahezu lückenlose, modellhaft in Loben gegliederte Zug der Pommerschen Hauptendmoräne stellt sich nicht nur im geologischen Kartenbild als das beherrschende Element der Region dar. Er repräsentiert die Innere (= jüngste) Randlage des Pommerschen Stadiums, mit deren Erreichen die quasistationäre Phase begann. Eisnachschiebung aus den Nährgebieten des Nordens und Zehrung infolge Abschmelzens insbesondere an den Stirnbereichen des Eises hoben sich gegeneinander auf. Große Mengen an Gletscherschutt wurden vor dem Eisrand abgelagert und durch die abfließenden Schmelzwässer aufgearbeitet.

In ausgedehnten Sanderflächen wurde die vom Eis aufgenommene und aufbereitete Fracht abgelagert. Für den Transport der größten "Frachtstücke" war die Kraft des Schmelzwassers nicht ausreichend. Dazu war aktives Eis erforderlich, weshalb sich Großgeschiebe (Findlinge) und Gesteinschollen fast ausnahmslos in Bereichen der Grund- und Endmoräne finden. In den Sanderbereichen vor dem ehemaligen Eisrand lagern so vor allem Kiese und Sande, wobei die Korngröße der abgelagerten Sedimente mit der Entfernung von der Randlage abnimmt. Zentrum der Entwässerung waren große Gletschertore, die in den Lobenkerben mündeten und zur Bildung bedeutender Kiessandlagerstätten führten (Neustrelitz/ Steinwalde, Möllenhagen/ Rethwisch, Klein Vielst, Klocks-in-Blücherhof, Langhagen). In anderen Bereichen führte das im Vorland lagernde Toteis zu einer Kanalisierung der Schmelzwässer und der Bildung so genannter Netz-, Leisensander bzw. Rinnensander (Rödlin-

Thurow, Kargow). Überschüttetes Toteis taute nachträglich aus und ist neben den vom Schmelzwasser ausgeräumten Abflußbahnen eine wesentliche Ursache für die Bildung von Senken und Seen im Bereich der Mecklenburgischen Kleinseenplatte.

An den unmittelbaren Endmoränenbereich sind Vorkommen von Blockpackungen gebunden, die durch die Ansammlung von grobem Schutt am Eisrand bzw. in randparallelen Spalten (Marginalspalten) entstanden. Die kaum vorhandene Verbindung zu größeren Abflußbahnen ermöglichte keine intensive Sortierung, insbesondere keinen weiteren Transport grober Komponenten. Zu den bedeutendsten Vorkommen zählen die Blockpackungen bei Blücherhof, Freidorf/Pieverstorf und Feldberg. Sie lieferten bis ins 20. Jahrhundert Baustoffe für Gebäude und Straßen, stehen aber heute unter Schutz.

Während der Vorstoßphase bildete sich an der Sohle des aktiven Eises eine Gleitschicht, in der sich die basal ausschmelzende Fracht des Gletschers ablagerte und unterschiedlich stark mit dem Material des Untergrundes mischte. Diese Gleitschicht erfuhr während der stationären und der Gletscherzerfallsphase weitere Materialzufuhr und wurde nach dem Abtauen des Eises als Grundmoräne sichtbar. Nördlich der Pommerschen Hauptendmoräne bestimmen weite Grundmoränenflächen deshalb das Landschaftsbild. Sind sie nahe der Randlage noch deutlich reliefiert, so stellt sich ihre Oberfläche nach Norden zunehmend ausgeglichener dar.

Gutes vom Gut Conow

Aus der Grundmoräne ragen einzelne Hochgebiete heraus, die in ihren Höhen selbst die der Endmoräne noch übertreffen können. Hierher gehören die Retzow-Gülitzer Höhen bei Malchin und der Komplex des Helpter Berges, des mit + 179 mNN höchsten Berges von Mecklenburg-Vorpommern. Ihre Genese ist noch nicht zweifelsfrei geklärt. Anfangs als Endmoränen des Pommerschen Stadiums charakterisiert, lassen Komplexe ungestörter Beckensedimente sowie hoch liegende Grundmoränen für diese Bereiche auch eine Deutung als Ergebnisse der Sedimentakkumulation zwischen Toteisfeldern möglich erscheinen.

Das Hinterland der Pommerschen Hauptendmoräne war nach dem weitgehenden Erlöschen des Nährgebiets in Skandinavien und dem Beginn des Eiszerfalls eine ausgedehnte Niedertaulandschaft, in der das Toteis bis in den Bereich der Ostseedepression reichte. Die anfallenden Schmelzwässer suchten sich ihren Weg durch das Spaltennetz der Toteiskomplexe, das anhand von Ausräumungs- und Sedimentationsstrukturen vielfach bis heute sichtbar ist.

Zu den bekanntesten Vollformen zählen die oft bahndammartigen Oser sowie die Drumlins und Kames als deren kleinere Verwandte. Von den Hohlformen sind die Tunneltäler des Tollensee- und Malchiner Beckens wohl die eindrucksvollsten. Aber auch Rinnenseen (Schmaler Luzin bei Feldberg, Tiefwaren bei Waren), Erosionstäler (Nonnenbach, Malliner Bachtal) und Seerinnen wie bei Penzlin oder Blankensee zeichnen das Spaltennetz des Eises nach.

Auftauendes Toteis führte schließlich zur Entstehung der zahlreichen Sölle im Bereich der Grundmoräne. Oval bis kreisrund und meist wassergefüllt wurden sie im 19. Jahrhundert noch in vergleichender Betrachtung zu den Maaren der Eifel als die ertrunkenen Krater von Vulkanen angesehen, aus denen die Findlinge gleich vulkanischen Bomben ausgeworfen worden wären.

Während noch weite Teile der Niedertaulandschaft mit Toteisresten bedeckt sind, beginnt mit dem Mecklenburger Stadium vor ca. 13.200 Jahren die letzte Vereisung der Weichsel-Kaltzeit in Norddeutschland, in der sich die prinzipiellen Abläufe der vorhergehenden Vergletscherungen wiederholen. Das Eis rückte noch einmal bis in die Geopark-Region vor, wobei seine Wirkung auf den Untergrund nur gering war.

Erreichte das Inlandeis früherer Vergletscherungen Mächtigkeiten bis zu 3.000 Metern, so nimmt man für das Eis des Mecklenburger Stadiums deutlich geringere Mächtigkeiten an. Da sich das Eis bis zur Maximalausdehnung vielfach über Dauerfrostgebiete bewegte, nahm es verhältnismäßig wenig Schutt auf, weshalb auch im Mecklenburger Stadium die Randlage des Maximalvorstoßes morphologisch nur in Ausnahmefällen gut entwickelt und die sich im Hinterland anschließende Grundmoräne meist geringmächtig ist.

Gutes vom Gut Conow

Die Maximalausdehnung reicht im Westteil der Geopark-Region bis auf wenige Kilometer an die Pommersche Hauptendmoräne heran, östlich von Neubrandenburg bildeten die Brohmer Berge ein nicht zu überwindendes Hindernis. Sie bilden mit ihren zahllosen, infolge der dynamischen Wirkung des Eises aufgeschobenen Stauchwällen ein Musterbeispiel für komplexe Stauchendmoränen.

Von den weiteren Randlagen des Spätglazials ist nur die Velgaster Randlage westlich von Stralsund als deutliche Endmoräne ausgebildet. Das entlang dieser Randlage liegende Eis blockierte bis in die Jüngere Dryas den nordöstlichen Abfluss des aus den niedertauenden Toteisgebieten in großen Mengen anfallenden Schmelzwassers und führte zur Ausbildung eines großen Stausees im Bereich der heutigen Ueckermünder Heide und der Friedländer Großen Wiese. Der Spiegel dieses so genannten "Haffstausees" stieg im Maximum auf ca. + 25 mNN, bis mit dem sukzessiven Abschmelzen der Eisfront niedrigere Abflüsse wieder frei wurden. Der nur wenige Meter tiefe Galenbecker See im Osten der Geopark-Region stellt einen Rest des Haffstausees dar. Zu den wesentlichen Abflüssen des Spätglazials zählte das mecklenburgisch-pommersche Grenztal (Großer Landgraben - Tollensee - Trebel - Recknitz), das zwischen Friedland und Demmin die nordöstliche Grenze der Geopark-Region bildet.

Vor ca. 10.000 Jahren war das Eis bereits bis nach Mittelschweden zurück geschmolzen. In Mecklenburg hatten sich trotz gelegentlicher Kälteeinbrüche im

Spätglazial Wald-Tundren mit Birken-Kiefern-Wäldern durchgesetzt, lokal waren bereits erste organogene Abfolgen zur Ablagerung gelangt. Die Eiszeit war zu Ende und es begann der Zeitabschnitt des Holozän.