Relative havniveauændringer og geologisk udvikling af strandvoldsplanet ved Rugård i Nationalpark Mols Bjerge

> Marie Riis Holst, Globe Institute, Københavns Universitet NATURRAPPORTER FRA NATIONALPARK MOLS BJERGE nr. 40 /2022

> > WINATIONALPARK MOLS BJERGE



Kolofon:

- Titel: Relative havniveauændringer og geologisk udvikling af strandvoldsplanet ved Rugård i Nationalpark Mols Bjerge.
- Forfatter: Marie Riis Holst (vejleder Nicolaj Krogh Larsen, bivejledere Jan-Pieter Buylaert, Lars Nielsen og Lasse Sander)

Ansvarlig institution: Københavns Universitet, Globe Institute.

Udgiver: Nationalpark Mols Bjerge

Projekt: "Kystmorfologi og aldersbestemmelse af gamle strandvoldssystemer ved Rugaard Strand, Østdjursland".

Finansiering – Nationalpark Mols Bjerge. Specialearbejde på geologiuddannelsen.

Redaktion afsluttet: 3. nov. 2022 (Jens Redddersen). Udført og layoutet som specialerapport, forsynet med rapportomslag.

Omfang: 50 sider plus omslag

Lagt på nettet: 8. nov. 2022.

Brug af materialet: Materialet må frit benyttes med kildeangivelse.

- Kildeangivelse: Holst MR 2022: Relative havniveauændringer og geologisk udvikling af strandvoldsplanet ved Rugård i Nationalpark Mols Bjerge. - Naturrapporter fra Nationalpark Mols Bjerge nr. 40, 54 s.
- Forsidefoto: Strandvoldene ved Rugård Nordstrand (set fra nord ud for Strandplantagen) er dannet på under 150 år pga molebygning ved Glatved Strand, mens der er langt ældre strandvolde under Strandplantagen ind mod Nørresø. Foto: Nationalpark Mols Bjerge.

W NATIONALPARK MOLS BJERGE

Resumé

Siden seneste istids maksimum er det globale havniveau steget med ca. 130 m som følge af afsmeltning. Det har betydet, at en større del af det danske område blev dækket af hav (Littorinahavet) i første halvdel af Holocæn. I Kattegatområdet har landet dog hævet sig, efter vægten fra Det Skandinaviske Isskjold forsvandt, hvilket betyder, at dele af det tidligere oversvømmede område er tørlagt igen. Landhævningen er størst op mod midten af af isskjoldsområdet, og i kombination med globale havniveauvariationer giver dette en kompliceret havspejlshistorie for Kattegatområdet.

I det følgende speciale er en kyststrækning øst for Rugård i Nationalpark Mols Bjerge undersøgt gennem studier af topografiske kort, laguneaflejringer og strandvolde med henblik på at beskrive områdets geologiske udvikling og samtidig blive klogere på det relative havniveau gennem Holocæn. Viden om tidligere fluktuationer i havniveau kan danne grundlag for bedre at kunne forudsige konsekvensen af kommende havniveaustigninger, der forventes at indtræffe som konsekvens af klimaforandringer. Havniveauestimaterne bygger på georadarundersøgelser af strandvolde og til dels på tolkning af en borekerne i den tidligere mose Teglkær. Borekernen er dateret vha. kulstof-14 (¹⁴C), mens strandvoldene er dateret vha. optisk stimuleret luminescens (OSL). På baggrund af disse undersøgelser er områdets geologiske udvikling gennem de seneste 7700 år forsøgt beskrevet.

Resultaterne fra Rugård bekræfter en hurtig stigning i havniveauet frem mod Littorinahøjstandsperioden, som også er tydelig i studier fra Samsø og Aarhus Bugt, der tidsmæssigt går længere tilbage. Tolkning og ¹⁴C-datering af borekernen fra Teglkær viser, at havet trængte ind og skabte en lagune for senest omkring 7700 år siden, hvorefter lagunen blev fyldt op med sand og kalkgytje, og der dannedes et tørvelag. For omkring 7200 år siden steg havspejlet tilsyneladende igen, og historien gentog sig. OSL-dateringer og georadarundersøgelser af strandvoldsplanet indikerer, at havet herefter er steget yderligere og er nået op på et niveau omkring 4,5 m over nuværende havniveau, inden det faldt igen. Stigningen er foregået i et tempo, hvor sedimenttilførslen har kunnet følge med, og i dag ser vi derfor et strandvoldsplan, der stiger og falder i takt med den havniveaustigning, der skabte det. I denne periode er der ikke observeret tegn på indslag af havvand i Teglkær, hvilket tyder på, at der på dette tidspunkt er opbygget en tilstrækkelig stor barriere til at afskærme mosen fra havet. Senere dækkes de højeste strandvolde af flyvesand, havniveauet falder, og kysten eroderes. Siden er der dannet et yngre strandvoldsplan i et lavere niveau. OSL-dateringer og kortanalyse tyder på, at det nedre strandvoldsplan dannes i løbet af de seneste ca. 240 år, muligvis som følge af skred eller anlæggelse af udskibningspladser ved tidligere kalkbrud nord for strandvoldsplanet. I samme periode anlægges en plantage på det øvre strandvoldsplan, og Teglkær drænes.

Dette studie bekræfter tidligere estimater af niveau og timing for den maksimale Littorinahavudbredelse ved Rugård og fastsætter tidspunktet til for mellem 6500 og 5900 år siden.

KØBENHAVNS UNIVERSITET



Relative havniveauændringer og geologisk udvikling af strandvoldsplanet ved Rugård i Nationalpark Mols Bjerge

SPECIALE Marie Holst Riis 15. MARTS 2022

VEJLEDER: Nicolaj Krog Larsen BIVEJLEDERE: Jan-Pieter Buylaert, Lars Nielsen og Lasse Sander

Abstract

Due to still ongoing isostatic uplift, relative sea-level changes in Denmark vary spatially. In this thesis, a beach ridge plain east of Rugaard in Mols Bjerge National Park has been investigated in an attempt to reveal its relative sea-level history and place it in the context of similar studies from the Kattegat region. This study presents a geochronology for the coastal landscape east of Rugaard and proposes a description of the geological evolution of the area through the Mid and Late Holocene. Two transgression events are recorded in lagoonal deposits and dated to \sim 7700 and \sim 7200 years ago respectively. Interpretation of ground penetrating radar (GPR) profiles in combination with optically stimulated luminescence (OSL) dating suggest that sea-level has been up to 4.5 m higher than present sea-level between \sim 6500 and \sim 5900 years ago, when the highest section of the beach ridge plain was deposited. The level and timing of this relative highstand are in good agreement with previous estimates and contribute to our combined knowledge about Danish relative sea-level history. Subsequently, isostatic adjustment has caused uplift and erosion of the beach ridge plain, but renewed progradation has taken place over the last \sim 240 years.

Keywords

Holocene, relative sea-level changes, Denmark, lagoon, beach ridge plain.

Indholdsfortegnelse

1	Ind	edning	z s	1
	1.1	Områd	debeskrivelse	2
2	Met	oder		4
	2.1	Kortar	nalyse	4
	2.2	Boreke	erne	4
		2.2.1	Feltarbejde	4
		2.2.2	XRF-skanning	4
		2.2.3	Kernebeskrivelse	5
		2.2.4	14 C-datering	6
	2.3	Geora	dar (GPR) \ldots	6
		2.3.1	Feltarbejde	6
		2.3.2	Processering	7
		2.3.3	Rekonstruktion af havniveau	7
	2.4	OSL-d	latering	7
		2.4.1	Teori	8
		2.4.2	Feltarbejde	9
		2.4.3	Dosisrate	9
		2.4.4	Forberedelse af OSL-prøver	10
		2.4.5	OSL-måling på kvartskorn	11
		2.4.6	IRSL på feldspatkorn	12
	2.5	Kornst	tørrelsesanalyse	12
3	\mathbf{Res}	ultater	r 1	13
	3.1	Kortar	nalyse	13
	3.2	Boreke	erne	14
	3.3	Geora	dar (GPR) og havniveau	16
	3.4	OSL-d	latering	17
	3.5	Kornst	tørrelsesanalyse	18
4	\mathbf{Disl}	cussior	1 2	20
	4.1	Geokr	onologi og landskabsdannelse	20
		4.1.1	7700-7000 år før nu: transgression og laguneaflejringer	20
		4.1.2	6500-5900 år før nu: højstandsstadie og strandvoldsdannelse	20
		4.1.3	2900 år før nu: sandflugt	22
		4.1.4	Yngre strandvolde i det øvre strandvoldsplan	23
		4.1.5	De seneste ~ 240 år: dannelse af det nedre strandvoldsplan	25

	4.2	Relativ 4.2.1 4.2.2	vt havniveau	26 26 27
5	Kon	klusio	n	29
R	efere	ncer		31
\mathbf{A}	ppen	dix		35

1. Indledning

Under seneste istid, Weichsel, var store dele af den nordlige halvkugle dækket af is. Siden istidens maksimum er klimaet blevet varmere, store iskapper er smeltet, og det globale (eustatiske) havniveau er steget med omkring 130 m (Lambeck, Rouby, Purcell, Sun & Sambridge, 2014; Houmark-Nielsen, Knudsen & Noe-Nygård, 2017). Den betydelige vægt, der blev fjernet fra landet i forbindelse med afsmeltning af det Skandinaviske Isskjold, betød samtidig, at der opstod isostatisk ubalance, og landet begyndte at hæve sig. Landhævningen foregår fortsat i dag og er størst i nærheden af Umeå i Nordsverige (~10,3 mm/år) og mindre mod sydvest og ned gennem det danske område, hvor landhævningen er mellem 0 og 2 mm/år (Vestøl, Ågren, Steffen, Kierulf & Tarasov, 2019; Hansen, Aagaard & Binderup, 2012).

Kombinationen af klimarelaterede, eustatiske havniveauændringer og regionalt varierende landhævning giver en kompleks historie af relative havspejlsændringer i Danmark gennem Holocæn (Mertz, 1924; Christensen & Nielsen, 2008). Havniveauet stiger hurtigt i begyndelsen af Holocæn frem til Atlantikum (9000-6000 år før nu), hvor Littorinahavet breder sig over Danmark (fx Mörner, 1976; Sander, Fruergaard, Koch, Johannessen & Pejrup, 2015; Bennike, Andresen, Astrup, Olsen & Seidenkrantz, 2021). Her når havniveauet en højstandsperiode med flere mindre fluktuationer, hvis amplitude og timing varierer med lokaliteten (Christensen & Nielsen, 2008). Siden da er det relative havniveau faldet til det niveau, vi ser i dag, men faldet lader ikke til at være jævnt fordelt over tid, og flere studier indikerer et markant fald for omkring 4000 år siden (Clemmensen, Murray & Nielsen, 2012; Clemmensen, Hougaard, Murray & Pedersen, 2018; Hansen et al., 2016; Hede et al., 2015).

Havniveauet er gennemsnitligt steget med omkring 2 mm om året i Danmark siden år 1900 og forventes at stige yderligere som resultat af stigende globale temperaturer (DMI, 2019; Su, Andrée, Nielsen, Olsen & Madsen, 2021). I den forbindelse er det interessant at se nærmere på tidligere havniveauvariationer gennem Holocæn og deres indvirkning på landskabet i kystnære områder for bedre at kunne forudsige fremtidige udfordringer (Sander et al., 2016). Havspejlsstigningerne kan registreres i hav- og søsedimenter (se fx Bennike et al., 2021), men også kystaflejringer gemmer på information om tidligere havniveauændringer. Sander et al. (2016) har demonstreret, hvordan data fra strandvolde og laguner kan komplementere hinanden og tilsammen give et mere nuanceret billede af havspejlshistorien for en given lokalitet. I den forbindelse udpeger Sander et al. (2016) flere mulige feltområder, der er velegnede til lignende studier og potentielt ville kunne bidrage yderligere til den viden, vi har om havniveauvariationer i det danske område. Blandt disse er et strandvoldsplan øst for Rugaard Gods på Djurslands østkyst. Samme strandvoldsplan indgår i Mertz' oversigt fra 1924, hvor strandaflejringer fra Littorinahavet er registreret i en højde på 6,9 m over nuværende havniveau.

Formålet med dette studie er at undersøge ovennævnte kyststrækning på Djurslands østkyst (figur 1.1) og kortlægge den Holocæne udvikling. En kombination af laguneaflejringer og strandvolde giver et periodevist indblik i historien gennem de seneste ca. 7700 år og indeholder især information fra sidste halvdel af Atlantikum, hvor havniveauet i det



Figur 1.1: A) kort over feltområdet (skraveret) på Djurslands østkyst. B) placering ift. isobaser for Littorinahavniveau (m) fra Mertz (1924). C) bølgerose for Djurslands østkyst fra Kystatlas (Kystdirektoratet, 2010). Lille rød pil angiver retning for sedimenttransport.

nordøstlige Danmark var på sit højeste (Bjørnsen, Clemmensen, Murray & Pedersen, 2008; Christensen & Nielsen, 2008; Clemmensen et al., 2018). De geologiske data suppleres af topografiske kort, der bidrager til at kaste lys over de seneste \sim 240 års kystudvikling. Studiet præsenterer daterede havniveauproxydata fra et ikke tidligere undersøgt område, der bidrager til den samlede viden om Holocæne havniveauvariationer i Danmark.

1.1 Områdebeskrivelse

Feltområdet ligger øst for Rugaard Gods i Nationalpark Mols Bjerge i et mikrotidalt miljø ud mod Kattegat på Djurslands østkyst (se figur 1.1). Området består af et øvre og et nedre strandvoldsplan adskilt af en skrænt med en niveauforskel på ~ 4 m (se figur 1.2). De nedre strandvolde ligger ca. 2 m.o.h. og er meget grovkornede med kornstørrelser op til nogle centimeter. De øvre strandvolde er grovkornede tættest på kysten, men mere sandede længere inde. De er delvist dækket af flyvesand (se figur 1.3), og de højeste strandvolde når således op på en total højde på næsten 8 m.o.h. Der er anlagt en strandplantage over størstedelen af det øvre strandvoldsplan, og strandvoldene træder derfor ikke frem i landskabet, men fremstår tydeligt på terrænmodellen (Dataforsyningen, 2016). Vest for det øvre strandvoldsplan findes tidligere moseområder med tørv, der i dag er drænet, og som på vestsiden afgrænses af glaciale aflejringer, der ligger højere i

AFSNIT 1. INDLEDNING

terrænet. Det ene moseområde, Teglkær, danner sammen med strandvoldsplanet grundlag for undersøgelserne i dette studie. Nord for området ligger Katholm Havn Grusgrav på et areal, der tidligere har fungeret som flere mindre kalkbrud med udskibning, da Danienkalken her ligger tæt på overfladen (G. Larsen & Knudsen, 1983). De kalkrige strandvolde danner levegrundlag for en særlig flora og fauna og er derfor også interessante i en biodiversitetsmæssig sammenhæng (Nationalpark Mols Bjerge, 2020).



Figur 1.2: Fotos af feltområdet. a) Kysten ved Rugård set fra nord mod syd. Til højre i billedet fornemmes det nedre og øvre strandvoldsplan. Længst mod syd rager Sønderskov op på en morænebakke. b) Det øvre og nedre strandvoldsplan adskilles af en erosionsskrænt. Skrænten ses her fra øst langs den sti, som den sydlige georadarlinje følger.



Figur 1.3: Jordartskort over feltområdet (GEUS, 2020). Farvede linjer angiver placering af georadarprofiler.

Feltarbejdet er udført over tre omgange i sommeren/efteråret 2021 og har bestået i at indsamle 16 prøver til optisk stimuleret luminescens (OSL)-datering og tre borekerner samt udføre georadar-målinger (GPR) langs to linjer på tværs af strandvoldene (figur 1.3).

2. Metoder

2.1 Kortanalyse

For at undersøge kystlinjens udvikling i nyere tid er kystlinjer fra historiske kort optegnet og sammenlignet i QGIS (oplistet i tabel 2.1). Der er forskel i kortenes nøjagtighed, men kortanalysen giver et estimat af kystlinjens placering gennem de seneste ~ 240 år.

Tabel 2.1: Liste over kort anvendt i analyse af kystudviklingen. Topografiske kort er hentet fra Dataforsyningen (n.d.), og metadata og sognekort er hentet fra Geodatastyrelsen (n.d.).

Kortværk	Opmålt (år)	Udgivet (år)	Målestok
Sognekort	1780	1811	4000
Høje målebordsblade	1877	1878	20000
Lave målebordsblade	1877, rettet 1900	1903-04	20000
4 cm-kort	1875-77, tegnet og rettet 1971-74	1974-75	25000
4 cm-kort	$1984-85^{1}$	1988	25000
DTK/Kort50		2002	50000
DTK/Kort50		2011	50000
DTK/Kort50		2015	50000
DTK/Kort50		2017	50000

¹ Højdekurver fra 1877.

2.2 Borekerne

2.2.1 Feltarbejde

Der er boret tre kerner med russerbor ("halve" kerner på 6 cm i diameter, sektioner på 1 m) i den tidligere mose Teglkær (se figur 2.1). Kernerne blev forseglet med plastik i felten og er efterfølgende opbevaret på køl ved 4°C på Globe Institute, Københavns Universitet. Kerne nr. 3 er længst (274 cm), og den er derfor udvalgt til analyse i dette studie.

2.2.2 XRF-skanning

Alle sektioner er scannet i en ITRAX μ XRF-scanner på GLOBE Institute, Københavns Universitet, Danmark. Kernerne er fotograferet både optisk og som røntgenbilleder, hvorefter der er foretaget x-ray flourescence (XRF)-målinger med et rhodiumrør i et interval på 1 mm og med en eksponeringstid på 30 s. Scanningen registrerer indhold af grundstoffer mellem Z=12 (Mg) og Z=85 (At). Inden XRF-scanning er kernerne rengjort, hvorefter de er dækket med 1,4 μ m Mylar® film for at undgå vanddamp mellem kernen og



Figur 2.1: Kerne nr. 3 rengøres i felten, inden den pakkes ind og transporteres. I venstre side ses et overlap mellem to af kernens sektioner (overgangen er defineret ved bunden af det mørke tørvelag, 184 cm fra toppen). Kernen vender sådan, at venstre er opad og højre er nedad.

scanneren. Formålet er at undersøge, om det er muligt at identificere markante skift, der kan kobles sammen med havniveauændringer. Ca/Fe og Sr/Ca er plottet med henblik på at identificere overgange fra marint miljø til ferskvandsmiljø, og Ti/(inc+coh) er plottet for at identificere overgange mellem gytje og sandet/leret silt (cf. N. K. Larsen et al., 2011, 2017; Strunk et al., 2018; Rothwell & Croudace, 2015, s. 52-58,63-65).

2.2.3 Kernebeskrivelse

Kernerne er rengjort, inden der er tegnet en log og udtaget prøver til artsbestemmelse og ¹⁴C-datering (se figur 2.2). ¹⁴C-prøverne er undersøgt og artsbestemt (hvor det var muligt) af Anthony Ruter¹, og artsbestemmelse af yderligere skaller fra bløddyr er foretaget af Svend Visby Funder² (se tabel appx.4).



Figur 2.2: Udtagning af prøver til artsbestemmelse og ¹⁴C-datering.

¹GLOBE Institute, Københavns Universitet, Danmark

 $^2\mathrm{GLOBE}$ Institute, Københavns Universitet, Danmark

¹⁴C-datering er foretaget vha. accelerator mass spectrometry (AMS) på Tandemlaboratoriet, Uppsala Universitet i Sverige. Til datering er terrestriske plantedele foretrukket, men der er også udvalgt marine skaller til datering, og hvor det ikke var muligt at finde andet materiale, er en enkelt bulk-prøve dateret. Bulk-prøver er forsøgt undgået, da vi her ikke kender oprindelsen på det materiale, vi daterer (cf. N. K. Larsen et al., 2017; Olsen, Kjær, Funder, Larsen & Ludikova, 2012). Kalibrering af ¹⁴C-aldre er foretaget vha. OxCal v.4.4 (Ramsey, 2009) med kalibreringskurverne IntCal20 (Reimer et al., 2020) og Marine20 (Heaton et al., 2020). Marine20 er som udgangspunkt tiltænkt lokationer, der ligger mellem 40°S og 50°N (i Atlanterhavsregionen, 40°N i Stillehavsregionen), fordi den ikke tager højde for de ændringer i havisudbredelse og havcirkulation, der kan påvirke ¹⁴C-koncentrationen omkring polerne, specielt i forbindelse med istid (Heaton et al., 2020). Fordi prøverne i dette studie antages at være Holocæne, vurderer jeg, at Marine20-kurven kan bruges med nogenlunde sikkerhed, selvom prøverne er taget ved 56°N. Dette er almindelig praksis i danske studier (se fx Bennike et al., 2021). For de marine prøver er anvendt en regional korrektionsværdi (ΔR) på -141 ±119 ¹⁴C a (cf. Bennike et al., 2021). Værdien er bestemt ud fra de fem nærmeste lokaliteter i Marine20-databasen (Heier-Nielsen, Heinemeier, Nielsen & Rud, 1995; Olsson, 1980), når Limfjorden og Randers Fjord udelades.

2.3 Georadar (GPR)

2.3.1 Feltarbejde

For at undersøge stratigrafien i området, herunder strandvoldenes opbygning, er der i september 2021 lavet refleksionsundersøgelser med georadar (ground penetrating radar, GPR) langs to linjer (en nordlig og en sydlig). Begge linjer går på tværs af strandvoldenes orientering (placeringer angivet i detaljer på figur 3.2). Den nordlige linje går fra skov-grænsen i nordvest langs en skovsti til vandkanten mod sydøst. Linjen er inddelt i fire profiler (LINE66-69). De fleste OSL-prøver (1-7, HUL1 og HUL2) er taget langs denne linje. Den sydlige linje består af tre profiler. Profilet længst inde i land (LINE65) går NNV-SSØ gennem den tidligere mose Teglkær, hvor borekernen er taget. De to andre profiler (LINE58-59) fortsætter langs en sti fra vejen og østpå ud til kysten. OSL-prøve nr. 8 er taget langs denne linje.

GPR-undersøgelser er foretaget med afskærmede antenner (pulseEKKO PRO® 250 MHz fra Sensors and Software) med en indbyrdes afstand på 0,38 m. For hver position er otte traces målt og stacket, hver trace bestående af 1000 målinger (en måling for hvert 0,4 ns i 400 ns). Intervallet mellem hver position (step size) er 0,053 m.

2.3.2 Processering

Processering af GPR-data er foretaget i programmet EKKO_ ProjectTM (fra Sensors and Software) af prof. Lars Nielsen³ og omfatter dewowing, migrering, dybdekonvertering og topografisk korrektion. Til migrering og dybdekonvertering er anvendt konstante hastigheder, som kan aflæses af profilerne i appendix. Topografidata er hentet fra DHM/Terræn (Dataforsyningen, 2016). Den vertikale opløsning er udregnet som en fjerdedel af bølgelængden (λ)

$$\lambda = \frac{v}{f}$$

, hvor v er hastigheden og f er frekvensen (Neal, 2004; Robinson, Bristow, McKinley & Ruffell, 2013), hvilket i dette studie giver en opløsning på ~0,1 m.

2.3.3 Rekonstruktion af havniveau

Ifølge Hede et al. (2015) har den nederste del af strandvoldene i et prograderende strandvoldssystem et højt bevaringspotentiale, hvilket gør dem velegnede som havniveauindikatorer. Overgangen mellem hældende forstrandsaflejringer (beachface) og fladere strandplansaflejringer (upper shoreface) er i lignende studier anvendt som havniveau-indikator (Figueiredo & Rockwell, 2021; Hede et al., 2015; Clemmensen & Nielsen, 2010; Clemmensen, Nielsen, Bendixen & Murray, 2012). Tamura, Murakami, Nanayama, Watanabe og Saito (2008) finder i et studie fra Japan, at overgangen repræsenterer et niveau ca. 1 m under gennemsnitligt havniveau, men Nielsen og Clemmensen (2009) og Hede, Bendixen, Clemmensen, Kroon og Nielsen (2013) vurderer, at den i det mikrotidale Kattegat- og Østersøområde svarer til det gennemsnitlige havniveau, og at metoden er velegnet her. Samme tilgang er derfor anvendt i dette studie, hvor overgangen mellem forstrand og indre strandplan er identificeret vha. georadar ud fra ændringer i reflektorernes hældning (cf. Hede et al., 2013, 2015). Sea level index points (SLIPs) er markeret, hvor stejlere reflektorer møder mindre stejle, enten i form af downlap eller et skift i hældningen. Ud fra faciesovergangen, som disse punkter markerer, er der optegnet vandrette linjer, der er et estimat af det relative havniveau på aflejringstidspunktet.

2.4 OSL-datering

OSL-datering (optisk stimuleret luminescens) er velegnet til datering af strandvolde, da dateringen foregår vha. sandkorn og dermed ikke kræver organisk materiale (Tamura, 2012). Metoden er brugt flere steder i Danmark i lignende studier (Bjørnsen et al., 2008; Hede et al., 2015; Clemmensen et al., 2018; Kristiansen et al., 2021). Til dette studie er indsamlet 16 sedimentprøver, som er analyseret på Nordisk Laboratorium for Luminescensdatering (NLL)⁴, hvor der er foretaget OSL-dateringer på kvartskorn og feldspatkorn.

³Institut for Geovidenskab og Naturforvaltning, Københavns Universitet, Danmark

⁴DTU Fysik, Risø, Danmark

2.4.1 Teori

OSL-datering er muligt, fordi kvarts- og feldspatkorn opsamler energi fra den radioaktive stråling, de udsættes for i jorden. Jo længere de ligger begravet, jo mere energi opsamles i mineralkornet. Når mineralet opvarmes tilstrækkeligt (over 300°C) eller udsættes for sollys, frigives energien i form af lys og varme, og mineralkornet 'nulstilles'. Det kan ske ved omlejring af sediment, men kan også foregå i et laboratorie ved kunstig stimulering med lys. Ved at måle det luminescenssignal, der udsendes, når mineralkornet stimuleres med lys, kan vi bestemme, hvor stor en radioaktiv dosis mineralkornet har været udsat for, siden det sidst blev nulstillet (Duller, 2008; Murray et al., 2021). Dermed har vi en alder for den seneste omlejring af sedimentet, såfremt sedimentet blev udsat for sollys under omlejringen (se figur 2.3).



Figur 2.3: Kvarts- og feldspatkorn lades op af den radioaktive stråling i jorden. Ved stimulering med sollys eller i laboratorium frigives energien i form af lys (luminescens) og afslører, hvor længe sandkornet har ligget begravet. Fra Geocenter (2020).

Det kræver dog, at vi også kender den årlige dosis af radioaktiv stråling, som mineralkornet har været udsat for (dosisraten).

$$alder [a] = rac{dosis [Gy]}{dosisrate [Gy a^{-1}]}$$

Dosisraten kan enten måles på feltlokationen eller beregnes ud fra indholdet af radioaktive isotoper i sedimentet. Den samlede dosis måles i Gray (Gy = J/kg) og dosisraten måles i Gy/år (Duller, 2008; Murray et al., 2021).

2.4.2 Feltarbejde

Prøver til OSL-datering er indsamlet 16.-17. juni 2021 ved at grave ned i toppen af strandvoldene, der hvor strandvoldene var synlige (prøve 1-5 og 8-9) (cf. Hede et al., 2015). I skoven er det mere besværligt at grave pga. vegetation og æoliske aflejringer, der dækker strandvoldene, og prøverne stammer derfor ikke nødvendigvis fra toppen af strandvoldene. To steder gravede vi huller med en rendegraver og tog hhv. fem og to prøver i forskellige dybder (HUL1 1-5 og HUL2 1-2). Prøvernes placering er angivet på figur 3.2. Alle sedimentprøver til OSL-datering er taget i sorte plastikrør (længde: 30 cm, diameter: 5 cm) og grundigt forseglet med pakketape.



Figur 2.4: a) Hul til OSL-prøve i det nedre strandvoldsplan. Sedimentet er grovkornet og dårligt sorteret. b) OSL-prøvetagning af æolisk sand i HUL1 (prøverne HUL1 3, 4 og 5). Hullet blev gravet med rendegraver ned til 160 cm under terræn.

2.4.3 Dosisrate

Sedimentprøverne er transporteret til Risø i plastikrørene og åbnet i mørkekammer. Det yderste sediment i begge ender af røret er sorteret fra til gammaspektrometri for at bestemme dosisraten, mens sedimentet i midten bruges til selve OSL-målingen.

Vandindhold i prøven optager noget af den radioaktive stråling og indgår derfor i beregning af dosisraten. Vandindholdet er bestemt ved at veje prøverne umiddelbart efter åbning, tørre dem og veje dem igen. For de sandede prøver (prøve 7, HUL1 1-5 og HUL2 1-2) er prøvens vandindhold i mættet tilstand bestemt ved at presse vand ind i sedimentet i en sprøjte. I flere af prøverne er det målte (naturlige) vandindhold meget lavt. Det kan skyldes, at prøverne er taget om sommeren, og at prøverne kan have mistet noget vandindhold under opbevaringen fra prøvetagning i juni til udpakning i september. For at kompensere for dette er vandindholdet i de sandede prøver (7, HUL1 1-5 og HUL2 1-2) angivet som 20% af prøvens maksimale (mættede) vandindhold i de tilfælde, hvor denne værdi er højere end det målte (naturlige) vandindhold (markeret med * i tabel 3.2 og tabel appx.1). De grovkornede prøver vil drænes meget hurtigt, og derfor er de målte værdier anvendt her uden korrigering. Vandindholdet har sandsynligvis varieret i løbet af den periode, sedimentet har ligget begravet, så værdierne er forbundet med en vis usikkerhed.

Som forberedelse til gammaspektrometri er prøverne opvarmet i en ovn for at brænde det organiske materiale af. Herefter er prøverne knust til stenmel, blandet med voks og støbt i en form, der muliggør gammaspektrometeri. Der er lavet en stor voksform (cup) for alle 16 prøver, men for de grovkornede prøver, hvor der var materiale nok (4, 6, 8 og 9), er sedimentfraktionen <2 mm sorteret fra og målt for sig selv i en lille voksform (disc). I disse tilfælde er γ -dosisraten i den samlede prøve efterfølgende beregnet ud fra vægtforholdet mellem de to fraktioner, mens β -dosisraten i den samlede prøve er beregnet ud fra et gennemsnit af værdierne for de to fraktioner. Ved at bruge gennemsnitsværdien i stedet for en værdi baseret på vægtforholdet, tillægges stråling fra fraktionen <2 mm en forholdsmæssigt større betydning. Baggrunden for dette valg er, at β -stråling har en kort rækkevidde på op til $\sim 3 \text{ mm}$ (Murray et al., 2021) og dermed har det betydning, hvordan sedimentet er sorteret. Sandkornene, som vi bruger til datering, vil ligge i porerummene omkring de større sten sammen med resten af fraktionen <2 mm, hvorfor det antages, at stråling fra denne fraktion vil have væsentlig betydning. γ -stråling derimod har en rækkevidde på op til ~ 50 cm (Murray et al., 2021), hvorfor en ensartet fordeling ud fra vægtforholdet er en mere rimelig antagelse her. Se resultater af gammaspektrometri i tabel appx.3.

 γ - og β -dosisraterne er udregnet på baggrund af værdierne fra gammaspektrometri og justeret ift. kornstørrelse og vandindhold. Dosisraten fra kosmisk stråling er estimeret ud fra Prescott og Hutton (1994), og den indvendige dosisrate er angivet som 0,02 ±0,01 Gy/ka. I beregning af β - og γ -dosisraterne antages en ensartet, uendelig sedimentmasse omkring OSL-prøven, hvorfor dosisraten i en prøve taget i mindre end ~50 cm dybde (svarende til rækkevidden af γ -stråling) vil overestimeres en smule (Murray et al., 2021).

2.4.4 Forberedelse af OSL-prøver

Til måling af selve OSL-signalet bruges den midterste del af sedimentprøven, som har været fuldstændigt beskyttet mod lys. Inden OSL-målingen kan foregå, skal prøven igennem en oprensningsproces, der foregår i mørkekammer (se figur 2.5a). Først skal kornene i den rigtige størrelsesklasse sigtes fra prøven. Kornstørrelser i fraktionen 180-250 μ m er ideelle, men i dette tilfælde har jeg for de grovkornede prøver (1-6 og 8-9) anvendt en kornstørrelse op til 300 μ m for at få nok materiale. Denne kornstørrelse ligger stadig inden for den størrelsesorden, der normalt anvendes til OSL-datering (Murray et al., 2021).

Prøverne er sigtet, og de brugbare fraktioner behandlet med 10% HCl for at fjerne kalk og herefter med 30% H₂O₂ for at fjerne organisk indhold. Kvarts og tungere mineraler er separeret fra K-feldspat vha. tung væske (LST), der er fortyndet til en densitet på 2,58 g/cm³. For at sikre korrekt separation fjernes overfladebelægninger med fortyndet flussyre (10% HF) og der renses efter med 10% HCl inden separationen med LST.

Efter separation er kvartsfraktionen behandlet med flussyre (40% HF) for at opløse eventuelle feldspatkorn og fjerne det yderste lag af kvartskornene. På den måde ender vi med kun at skulle estimere mængden af γ - og β -stråling i jorden, fordi α -stråling har en

meget kort rækkevidde og derfor kun vil have påvirket det yderste lag af kvartskornene (Murray et al., 2021). Efter behandling med flussyre er kvartsfraktionen igen behandlet med 10% HCl for at fjerne eventuelle fluorider, der kunne være dannet på sandkornene. Jeg bruger i dette studie kvartsfraktionen til aldersbestemmelse, mens feldspatfraktionen bruges til at vurdere kvarts-aldrenes troværdighed som beskrevet i afsnit 2.4.6.



Figur 2.5: a) Forberedelse af sedimentprøver til OSL-datering. Processen foregår i mørkekammer. b) SAR-procedure anvendt i dette studie. Proceduren gentages flere gange for hver enkelt prøve. Ved første måling gives ingen laboratoriedosis, da vi her ønsker at måle prøvens naturlige luminescenssignal (L_0) . Herefter gentages proceduren med forskellige indledende doser (D_i) , og hver måling efterfølges af en testdosis (D_T) med tilhørende måling (T_i) . Efter hver gentagelse nulstilles prøven ved stimulering i 40 sekunder ved 280°C. Figurer modificeret fra Murray et al. (2021)

2.4.5 OSL-måling på kvartskorn

Måling af selve OSL-signalet er foregået efter SAR-protokollen (single aliquot regenerative dose) som vist på figur 2.5b. Fra hver sedimentprøve er udtaget små delprøver (aliquots), som består af nogle hundrede sandkorn på en lille stålskive. Delprøverne stimuleres med lys i en OSL-reader, der samtidig måler det luminescens-signal, som delprøven afgiver ved stimulering (L_0). Efterfølgende udsættes samme delprøver for en kendt mængde radioaktiv stråling (regeneration dose, D_i), hvorefter de igen stimuleres, og luminescens-signalet (L_i) måles. Dette gentages et par gange med forskellige doser, og hver måling efterfølges af en fast testdosis (D_T) med tilhørende OSL-måling (T_i) for at tage højde for ændringer i prøvens følsomhed (mængden af lys der udsendes pr. radioaktiv dosisenhed). Ud fra målingerne er det muligt at tegne en eksponentiel kurve, der viser det følsomhedskorrigerede luminescens-signal (L_i/T_i) som funktion af den radioaktive dosis givet i laboratoriet (D_i). På den måde kan vi vha. prøvens naturlige luminescenssignal bestemme en tilsvarende radioaktiv dosis (D_e) (se eksempel i figur 3.5b). Testdosis er for hver prøve sat til ~30% af forventet D_e .

Inden hver OSL-måling opvarmes delprøverne (preheat) for at fjerne en ustabil del af signalet. For at bestemme den ideelle preheat-temperatur er der lavet en preheat-test (se figur appx.1). Alle målinger (både af L_i og T_i) er derefter foretaget med en preheat-temperatur på 160°C.

Kvarts-fraktionens renhed er bekræftet i alle prøverne (prøve 1-3 undtaget) ved at stimulere delprøver med infrarødt lys inden den sædvanlige stimulering med blåt lys. Hvis prøven er ren (fri for feldspat), bør dette ikke ændre den målte værdi (illustreret med rød cirkel i figur 3.5b).

For at teste prøvens evne til at gengive et luminescenssignal svarende til den dosis, den har været udsat for, er der foretaget en dose recovery test af de prøver, hvor der var materiale nok (4, 6-8, HUL1 1-5 og HUL2 1-2). Resultatet ses i figur appx.2 og viser god gengivelse.

2.4.6 IRSL på feldspatkorn

Udover datering vha. OSL på kvartskorn er der foretaget OSL-målinger i det infrarøde spektrum (IRSL) på feldspatkorn for at bekræfte aldrene og undersøge hvorvidt sedimentet er blevet tilstrækkeligt nulstillet under den seneste omlejring. IRSL-signalet i feldspatkorn nulstilles langsommere end OSL-signalet i kvartskorn (se fx Buylaert et al., 2012, s. 447), hvorfor det kan bidrage til at bekræfte kvarts-aldrenes troværdighed. Først er IRSL-signalet målt ved 50°C for at måle den ustabile del af signalet (IR₅₀) og efterfølgende er signalet målt ved 150°C for at måle den mere stabile del af signalet (pIRIR). pIRIR-dateringerne skal ideelt set give samme resultat som kvarts-dateringerne, hvis sedimentet er blevet tilstrækkeligt nulstillet under seneste omlejring, mens IR₅₀-aldrene gerne skal ligge lidt lavere, da signalet her falmer over tid (Buylaert, Murray, Thomsen & Jain, 2009). Alle IRSL-målinger på feldspatkorn er foretaget af Amélie Juliette Marie Challier⁵ og vil ikke blive diskuteret i detaljer her.

2.5 Kornstørrelsesanalyse

Kornstørrelsesanalyser er foretaget på de sande
de OSL-prøver (7, HUL1 1-5 og HUL2 1-2) på Wadden Sea Station Sylt⁶ af Lasse Sander. Kun kornstørrelser <1 mm er målt.

⁵PhD-studerende ved NLL, DTU Fysik, Risø, Danmark

 $^{^{6}\}mbox{Helmholz-Zentrum}$ für Polar- und Meeresforschung, Alfred-Wegener-Institut, Tyskland

3. Resultater

3.1 Kortanalyse

Kortanalysen viser, at strandvoldsplanet siden 1780 (sognekort) er prograderet i en smal vifteform, hvor især den nordlige ende af strandvoldsplanet (lige syd for kalkbruddet) er vokset (se figur 3.1). Inden 1900 (lave målebordsblade) er der anlagt udskibningssteder ud for kalkbruddet, som rager længere ud i vandet end den tidligere kystlinje, og i den efterfølgende periode flytter kystlinjen sig med en gennemsnitlig hastighed på næsten 2 m/år frem mod 1984-85 (4 cm-kort) i den nordligste ende af området, hvor udviklingen går hurtigst. Det er dog uklart i hvilket omfang, kystlinjen er genopmålt i 1900 (lave målebordsblade), så udviklingen kan være startet tidligere. Kortene antyder erosion af skrænten ved Sønderskov mellem 1971/72 og 1984/85, mens kysten nordfor prograderer. Siden 1984-85 har kystlinjen ligget nogenlunde stabilt i den sydlige del af strandvoldsområdet, mens prograderingen sandsynligvis er fortsat længst mod nord (med nedsat hastighed) indtil begyndelsen af 00'erne, hvorefter kystlinjen rykker tilbage til omkring samme sted som i 1971-72 (DTK/Kort50, 4 cm-kort). Det nedre strandvoldsplan er ikke synligt på sognekortet fra 1780, og kystlinjen på det georefererede kort ligger lige akkurat inde på det øvre strandvoldsplan, hvilket må anses for en fejl grundet kortets unøjagtighed, men det tyder dog på, at kysten har ligget tæt inde ved skrænten på dette tidspunkt.

Strandplantagen er markeret på de høje målebordsblade fra 1878, og de lave målebordsblade indikerer en udvidelse af plantagen længere mod syd inden år 1900. Sognekortet viser, at der senest i 1811 var gravet en kanal gennem Teglkær.



Figur 3.1: Kort over historiske kystlinjer. De angivne årstal er et estimat ud fra den tilgængelige data (tabel 2.1).



Figur 3.2: Placering af GPR-linjer, OSL-prøver og borekerne. Se figur 1.3 for samlet overblik.

3.2 Borekerne

Figur 3.3 viser en analyse af borekernen fra Teglkær, det tidligere moseområde nord for Nørresø (56,2861°N 10,8222°Ø). Koten for toppen af kernen er 3,1 m over nuværende havniveau (Dataforsyningen, 2016). Nederst består kernen af sand, som afløses af lyst, lamineret leret/sandet silt med et højt kalkindhold (kalkgytje). Kalkgytjen indeholder plantedele samt skaller fra muslinger og snegle, og flere steder er der tynde lag af plantefragmenter. Sandindholdet i kalkgytjen varierer, men ved hhv. 210 cm og 181 cm ses markante sandindslag, der også træder frem i XRF-målingerne af Ti og Si. Kalkgytjen afløses af mørk tørv ved 184-181 cm og igen i den øverste halve meter af kernen. Tabel appx.4 viser artsbestemmelser af skaller fra bløddyr i kernen. Skallerne viser ikke en sikker tendens, men tyder på et gradvist mere ferskt miljø opefter. Der er ikke fundet skaller i tørven.

På baggrund af ovenstående observationer er kernen inddelt i fire sektioner, hvoraf to tolkes som lagunefaser med aflejring af sand og kalkgytje i brakvand (fase 1 og 3) og to tolkes som ferskvandsfaser med tørvedannelse (fase 2 og 4). Fase 3 og 4 ser ud til at være en gentagelse af fase 1 og 2, hvor miljøet går fra brak (kalkgytje med skaller og sandindslag) mod ferskt (tørv). Denne udvikling tolkes som to transgressionsbegivenheder (hhv. ca. 7700 og 7200 år før nu), muligvis begge efterfulgt af et mindre fald i relativt havniveau, der giver anledning til tørvedannelse.

Resultater af ¹⁴C-datering findes i tabel 3.1. Inden for usikkerhederne ligger aldrene i kronologisk rækkefølge op gennem kernen, med undtagelse af dateringen på 8,49 cal. ka BP der adskiller sig markant fra de omkringliggende aldre. Laget indeholdt bl.a. frø fra



Figur 3.3: Log for borekernen i Teglkær. Til venstre ses optisk foto og røntgenfoto. Blå intervaller (fase 1 og 3) markerer brakvandsfaser, og grønne intervaller (fase 2 og 4) markerer ferskvandsfaser. Si-værdi er divideret med coherent scattering.

Lab.nr.	Materiale	Elevation ¹ (m.o.h.)	$\begin{array}{c} \delta^{13} C \% \\ V\text{-PDB} \end{array}$	¹⁴ C-alder (a BP)	Kalibreret alder ² (cal. a BP)	Median (cal. ka BP)
Ua-72627	Træ	2,8	-28,0	4948 ± 32	5737-5596	5,66
Ua-72628	Lavmose, bulk	2,6	-29,6	$6104\ \pm 33$	7158-6857	$6,\!97$
Ua-72622	Cerastoderma glaucum	2,6	-1,6	$6693\ \pm 51$	7424-6815	$7,\!14$
Ua-72623	Cerastoderma glaucum	1,9	-2,8	$6994~{\pm}42$	7692-7163	$7,\!44$
Ua-72624	Cerastoderma glaucum	$1,\!6$	$0,\!6$	6723 ± 41	7445 - 6855	$7,\!17$
Ua-72625	Mytilus edulis	$1,\!4$	2,6	$6439\ \pm41$	7202-6538	$6,\!86$
Ua-72629	Træ- og bladfragmenter	1,3	-31,0	$6464\ \pm 33$	7430-7310	$7,\!37$
Ua-72630	$\mathrm{Gr}\mathrm{as}^3$	0,9	-18,6	$7710\ \pm 35$	8587-8413	$8,\!49$
Ua-72626	Cerastoderma glaucum	0,8	-0,5	$7113~{\pm}46$	7825-7280	$7,\!55$
Ua-72631	Grenfragment	$0,\!6$	-28,1	$6760\ \pm 35$	7675-7571	$7,\!62$
Ua-72632	Træ	0,4	-28,2	$6778\ \pm 34$	7675-7576	$7,\!63$
	Lab.nr. Ua-72627 Ua-72628 Ua-72622 Ua-72623 Ua-72624 Ua-72625 Ua-72629 Ua-72630 Ua-72630 Ua-72631 Ua-72631 Ua-72632	Lab.nr.MaterialeUa-72627TræUa-72628Lavmose, bulkUa-72620Cerastoderma glaucumUa-72623Cerastoderma glaucumUa-72624Cerastoderma glaucumUa-72625Mytilus edulisUa-72629Træ- og bladfragmenterUa-72630Græs ³ Ua-72631GrenfragmentUa-72632Træ	Lab.nr.MaterialeElevation1 $(m.o.h.)$ Ua-72627Træ2,8Ua-72628Lavmose, bulk2,6Ua-72622Cerastoderma glaucum2,6Ua-72623Cerastoderma glaucum1,9Ua-72624Cerastoderma glaucum1,6Ua-72625Mytilus edulis1,4Ua-72629Træ- og bladfragmenter1,3Ua-72630Græs ³ 0,9Ua-72631Grenfragment0,6Ua-72632Træ0,4	Lab.nr.MaterialeElevation1 (m.o.h.) $\delta^{13}C\%_0$ (m.o.h.)Ua-72627Træ2,8-28,0Ua-72628Lavmose, bulk2,6-29,6Ua-72622Cerastoderma glaucum2,6-1,6Ua-72623Cerastoderma glaucum1,9-2,8Ua-72624Cerastoderma glaucum1,60,6Ua-72625Mytilus edulis1,42,6Ua-72629Træ- og bladfragmenter1,3-31,0Ua-72630Græs ³ 0,9-18,6Ua-72631Grenfragment0,6-28,1Ua-72632Træ0,4-28,2	$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$

Tabel 3.1: Resultater af ¹⁴C-datering.

¹ Bestemt ud fra boringens overfladekote i DHM/Terræn (Dataforsyningen, 2016).

 2 95,4% range, BP=før 1950

 3 Sandsynlighed for indhold af vandplanter.

vandplanter som børstebladet vandaks, tornløs hornblad og kransnål, og det var vanskeligt at udvælge sikre terrestriske makrofossiler til datering. Prøven har en δ^{13} C-værdi på -18,6 ‰ V-PDB, hvilket er ~10 ‰ V-PDB højere end de øvrige terrestriske prøver, og det er derfor sandsynligt, at den høje alder på prøven skyldes indhold af vandplanter, der ville forventes at føre til overestimering af alderen.

3.3 Georadar (GPR) og havniveau

Profilerne på tværs af strandvoldene viser hældende reflektorer i retning mod kysten. Hældningen varierer ned gennem profilet, og figur 3.4 viser, hvordan ændring i hældningen tolkes som en faciesovergang mellem forstrand (beachface) og indre strandplan (upper shoreface) og er anvendt som havniveauindikator. Der er også mindre, laterale variationer i hældningen inden for samme facies, hvilket dog nogle steder kan skyldes, at det ikke var muligt at følge en helt lige linje under GPR-indsamlingen, og at profilet derfor ikke alle steder følger den maksimale hældningsretning samt at den topografidata, der er hentet fra DHM/Terræn (Dataforsyningen, 2016) ikke stemmer helt overens med den reelle profil.



Figur 3.4: Sektion af LINE66, her vist med SEC2-gain. Sea level index points (SLIPs) er markeret med åbne cirkler. Havniveauet på aflejringstidspunktet er ud fra disse bestemt til at ligge ca. 1,4 m over nuværende havniveau (markeret med vandret, stiplet linje). Profilet er inddelt i tre facies indikeret ved forskellig stregtype. Nederst indre strandplan, dækket af forstrand og øverst æolisk sand. Ubrudte linjer angiver diskontinuiteter. Den grønne cirkel angiver placeringen for OSL-prøve nr. 7, som er dateret til 6,35 \pm 0,35 ka. Røde markeringer nederst i figuren angiver manglende data (skipped traces). Elevation er angivet i meter over nuværende havniveau.

Overfladetopografien stiger langs den nordlige linje ind mod midten af skoven og falder igen ud mod kysten, inden den afbrydes af erosionsskrænten, der adskiller de øvre og nedre strandvolde. Elevationen på faciesovergangen mellem forstrand og indre strandplan følger samme tendens. Fra omkring 610 til 440 meter fra kysten stiger koten for vores havniveauindikator fra ~1,4 m til ~4,5 m over nuværende havniveau, hvorefter den falder ca. en halv meter igen omkring 300 m fra kysten. Langs strækningen med den høje overfladetopografi er forstrandsaflejringerne dækket af æolisk sand. Grænsen mellem den æoliske og marine georadarfacies varierer i niveau, men stemmer fint overens med observationerne i HUL1 og HUL2.

Langs det meste af den sydlige linje ses grænsen til moræneleret under de holocæne aflejringer. Mellem moseaflejringer på den vestlige side og strandvoldsaflejringer på den østlige side er et kort stykke, hvor morænen når op til terræn og danner en barriere mellem Teglkær og havet (figur appx.4, jf. jordartskort figur 1.3). På østsiden af morænebarrieren ses en erosionsflade, hvor kysten har eroderet morænen inden aflejring af strandvoldssedimenterne. Faciesovergangen mellem forstrand og indre strandplan indikerer herefter et havniveau på 3-3,5 m over nuværende havniveau. I forlængelse af skrænten ses ligesom langs den nordlige linje en erosionsflade under de yngre, lavtliggende strandvolde. Det har ikke været muligt at identificere en tydelig havniveauindikator i det nedre strandvoldsplan, men overfladetopografien tyder på en jævn udbygning med samme havniveau som i dag.

3.4 OSL-datering

Figur 3.5 viser et eksempel på resultater fra en SAR-måling på kvarts og tilhørende bestemmelse af D_e . På samme måde er D_e bestemt for alle delprøver, hvor der var materiale nok (2-9, HUL1 1-5 og HUL2 1-2). For de fleste delprøver er det lykkedes at få et tydeligt signal, der aftager hurtigt (se figur 3.5a), mens kurverne for prøve 2 og 3 indeholder en langsommere komponent, som resulterer i et alt for højt estimat af D_e og dermed af alderen. D_e -værdier for hver prøve kan ses i tabel appx.2.

Figur 3.5: Måleresultater fra prøve nr. 6. a) Eksempel på luminescensmåling. De fleste målinger viser et tydeligt signal, der aftager hurtigt. b) Bestemmelse af D_e .

Tabel 3.2 viser aldre for OSL-datering af kvarts i sammenligning med aldrene bestemt ud fra OSL-datering af feldspat (IR₅₀ og pIRIR). IR₅₀-aldrene ligger generelt lavere end kvarts-aldrene, hvilket indikerer, at sedimentet er blevet tilstrækkeligt nulstillet under seneste omlejring. pIRIR-aldrene stemmer generelt godt overens med kvarts-aldrene, hvilket bekræfter dateringerne. Aldrene i HUL1 er illustreret i loggen i figur 3.6. Her fremgår det, at der er en inversion af de to øverste aldre, der ikke umiddelbart kan forklares

Tabel 3.2: Resultater af OSL-datering med aldre inkl. usikkerheder angivet i ka. I nogle tilfælde var der ikke nok materiale til at måle en D_e -værdi (tomme felter). W.c. angiver prøvens vandindhold i vægtprocent. Både prøvedybde og vandindhold indgår i beregning af dosisraten og dermed alderen.

Risø-nr.	Prøvenr.	Dybde	w.c.	IR ₅₀ -alder		pIRIR-alder			Kvarts-alder			
		cm	%		ka			ka			ka	
214501	1	24	2									
214502	2	19	1							2.20	\pm	0.74
214503	3	45	2							1.62	\pm	0.32
214504	4	33	1	0.3	\pm	0.1	1.0	\pm	0.2	0.07	\pm	0.01
214505	5	18	0							0.28	\pm	0.04
214506	6	68	4	4.9	\pm	0.5	6.8	\pm	0.9	5.92	\pm	0.34
214507	7	92	8	5.5	\pm	0.4	7.2	\pm	0.5	6.35	\pm	0.35
214508	8	28	2	2.5	\pm	0.3	3.8	\pm	1.1	3.22	\pm	0.20
214509	9	35	1	1.9	\pm	0.5	2.7	\pm	0.9	2.25	\pm	0.27
214510	HUL1 1	138	7^*	5.2	\pm	0.3	6.4	\pm	0.4	6.56	\pm	0.37
214511	HUL1 2	114	7^*	5.0	\pm	0.4	6.1	\pm	0.6	6.30	±	0.36
214512	HUL1 3	48	7^*	1.8	\pm	0.1	2.8	\pm	0.2	2.85	\pm	0.15
214513	HUL1 4	28	13	0.4	\pm	0.0	0.5	\pm	0.0	0.43	\pm	0.02
214514	HUL1 5	21	16	1.2	\pm	0.2	1.8	\pm	0.3	1.21	\pm	0.11
214515	HUL2 1	167	8*	4.9	\pm	0.3	6.7	\pm	0.4	6.04	±	0.35
214516	HUL2 2	25	8*	2.0	\pm	0.3	3.2	\pm	0.3	2.87	\pm	0.22

* Beregnet som 20% af prøvens mættede vandindhold.

inden for dateringens usikkerhed. Kvartskornene ser ud til at være nulstillede ved omlejring, så inversionen må antages at skyldes en forstyrrelse af sedimentet.

I beregning af dosisraten (og dermed også alderen) indgår prøvedybden, som bestemmer hvor meget kosmisk stråling, prøven har været udsat for (Murray et al., 2021). Tykkelsen af sedimentdække over prøven kan have ændret sig over tid, og dosisraten kan derfor have varieret. Dateringerne tyder på, at de marine aflejringer i HUL1 (prøve 1+2) og HUL2 (prøve 1) for mellem 3000 og 2700 år siden blev dækket af æoliske sandaflejringer. Inden da kan de have ligget tættere ved overfladen og have været udsat for en højere mængde kosmisk stråling, hvorfor alderen på disse aflejringer kan være overestimeret en smule. Hvis tykkelsen af æoliske aflejringer trækkes fra prøvedybden på prøve HUL2 1 for første halvdel af dens begravelsesperiode, resulterer det i en alder, der er ~0,7% lavere end ellers, hvilket ligger langt inden for usikkerhedsestimatet (der udgør 5,8%). Alle aldre angivet her er derfor beregnet ud fra dybden på prøvetagningstidspunktet. Værdier for den samlede dosisrate anvendt i aldersbestemmelsen af hver prøve kan ses i tabel appx.1.

3.5 Kornstørrelsesanalyse

Resultater af kornstørrelsesanalysen er illustreret i figur 3.7. Kornstørrelsesfordelingen i prøverne er meget ens, og det er ikke muligt på baggrund af denne analyse at skelne

Figur 3.6: Loggen viser profilet i HUL1 (se placering på figur 3.2). Grønne prikker indikerer OSL-aldre.

mellem marint og æolisk aflejret sand, hvilket tyder på, at kilden er den samme. Prøve nr. 7, der i felten er tolket som marin, indeholder som den eneste korn >1 mm. Størstedelen af sandkornene ligger i størrelses
intervallet 200-500 µm for alle prøverne, og de æoliske aflejringer består således sandsynligvis af sand, der ikke har været transporteret langt fra kilden (Nickling & Neuman, 2009, s. 518).

Figur 3.7: Kornstørrelsesfordeling for sandkorn <1 mm i de sandede OSL-prøver.

4. Diskussion

4.1 Geokronologi og landskabsdannelse

På baggrund af de samlede resultater er landskabsdannelsen inddelt i fire faser og beskrevet i de følgende afsnit. Udviklingen er illustreret i figur 4.1.

4.1.1 7700-7000 år før nu: transgression og laguneaflejringer

Dateringer og tolkning af borekernen indikerer, at Teglkær fra for omkring 7700 år siden har været en lagune, hvor havet under storm er skyllet ind og har aflejret sand, mens der under mere rolige forhold er afsat kalkgytje.

Bassinet er fyldt op, muligvis hjulpet af landhævning, i perioden frem mod den første tørvedannelse dateret til omkring 7400 år før nu. Herefter indikerer sandindslag efterfulgt af fornyet aflejring af kalkgytje, at en ny havniveaustigning har overtaget. Fossilindholdet og mangel på sandindslag længere oppe i lagfølgen tyder på, at forbindelsen mellem havet og Teglkær er blevet mindre frem mod ~7000 år før nu, hvor anden fase med tørvedannelse går i gang.

Det nøjagtige havniveau i perioden er ukendt, men ovennævnte udvikling tyder på to transgressionsfaser, hvor havniveauet har stået højere end i dag. Tørv dannes først ca. 1,3 m og senere ca. 2,5 m over nuværende havniveau. I havet lige ud for den nuværende kyst har G. Larsen og Knudsen (1983) fundet ferskvandsaflejringer i tre boringer hhv. ca. 12 m og 23-26 m under nuværende havniveau. Disse er ikke dateret, men må antages at være dannet i et tidligere transgressionsstadie, inden havet nåede Teglkær.

Da der ikke på noget senere tidspunkt er aflejret marine sedimenter i Teglkær, må kystlinjen have ligget længere mod øst efter denne periode. Derfor må det formodes, at erosion af morænen både nord og syd for Teglkær (markeret med røde linjer på figur 4.1A) er foregået i forbindelse med havniveaustigningerne beskrevet ovenfor. Erosionsprodukter fra morænen kan være transporteret nordpå og have dannet de første strandvolde, som har medvirket til at afskære Teglkær fra havet. Det er desuden nærliggende at forestille sig, at der på dette tidspunkt allerede fyldes store mængder sediment ind i bugten som optakt til dannelsen af det øvre strandvoldsplan, som vi ser i terrænet i dag, men alderen og tykkelsen af de inderste sandaflejringer er ukendt. Yderligere OSL-dateringer og georadarundersøgelser af de inderste strandvolde, der flankerer Teglkær, og i den nordvestligste del af bugten ville sandsynligvis kunne give et klarere svar på, hvornår kystudbygningen er begyndt.

4.1.2 6500-5900 år før nu: højstandsstadie og strandvoldsdannelse

OSL-aldrene viser, at dannelsen af denne sektion af strandvolde er sket forholdsvis hurtigt (dateringer ligger mellem 6560 ± 370 og 5920 ± 340 år før nu), hvilket tyder på stor

Figur 4.1: Illustration af områdets geologiske udvikling gennem de seneste \sim 7700 år.

sedimenttilførsel til området. Strandvoldenes højde stiger ud mod kysten de første ~ 350 m langs den nordlige georadarlinje, hvilket bekræfter idéen om, at kystudbygningen i denne periode primært har været drevet af sedimenttilførsel (Figueiredo & Rockwell, 2021) og ikke er sket som en tvungen regression pga. relativt havniveaufald. Tolkning af georadarprofilerne indikerer tilmed en relativ havniveaustigning til 4,5 m over nuværende havniveau og igen et fald på ca. en halv meter inden for denne periode. Det estimerede havniveau følger altså den overordnede topografi i strandvoldsplanet, hvilket også er tilfældet i lignende studier fra Anholt og Samsø (Clemmensen, Murray & Nielsen, 2012; Hede et al., 2015). Fund af Ertebøllebopladser og skaller fra bløddyr langt inde i Kolindsund (nord for Rugård) og ind mod Stubbe Sø (syd for Rugård) bekræfter, at havspejlet har stået højt i denne periode (Pedersen & Petersen, 1997).

Fraværet af marine sedimenter i borekernen fra denne stigning kan muligvis skyldes, at der er opbygget en strandvoldsbarriere, der afskærmer Teglkær fra havet, så der ikke har været forbindelse, selvom havniveauet har stået ~ 2 m højere end der, hvor vi i dag finder bunden af tørven. Teglkær har altså muligvis været en strandvoldsopdæmmet sø på dette tidspunkt. Nærmere undersøgelse og flere dateringer af tørven ville muligvis kunne hjælpe med at afklare, hvad der er foregået i Teglkær under højstanden, herunder om der har været en brakvandsfase som resultat af havniveaustigningen. Længere oppe i borekernen (2,8 m over nuværende havniveau) er tørven dateret til omkring 5700 år før nu, så det er muligt, at havniveauet på dette tidspunkt er faldet yderligere siden 5900 år før nu, hvor strandvoldene som nævnt ovenfor indikerer et havniveau på omkring 4 m over nuværende havniveau. Det er dog sandsynligt, at tørven er dannet i et noget højere niveau, og at tørven og gytjen efterfølgende er kompakteret og sunket til det niveau, hvor vi finder det i dag. Man kunne forestille sig, at tørven i den nordvestlige del af bassinet (adskilt fra Teglkær af en morænebakke) er dannet i samme periode som i Teglkær, men her har vi ingen data.

I den vestligste ende af den nordlige georadarlinje er havniveauet på aflejringstidspunktet estimeret til ca. 1,4 m over nuværende havniveau. OSL-prøve nr. 7, der er taget samme sted, giver imidlertid en alder på 6350 ± 350 år før nu, hvor havniveauet ser ud til at have stået væsentligt højere jf. de øvrige OSL-dateringer (afvigelsen ses på figur 4.3). Det er muligt, at det sediment, der er dateret i prøve nr. 7 er aflejret senere end de forstrandsaflejringer, der danner grundlag for havniveauestimatet. Det kunne fx være ifm. overskyl tidligt i højstandsstadiet.

Den yngste daterede strandvold fra denne periode (dateret til ~ 5900 år før nu) og de efterfølgende strandvolde i det øvre strandvoldsplan indeholder mange sten, hvilket måske er et tegn på, at bugten på dette tidspunkt er ved at være fyldt op, så aflejringen aftager og primært foregår ved storm.

4.1.3 2900 år før nu: sandflugt

OSL-dateringer fra HUL1 og 2 viser, at den nordlige del af det øvre strandvoldsområde i denne periode er overlejret af æolisk sand (dateringer på hhv. 2,85 $\pm 0,15$ og 2,87 $\pm 0,22$ ka i HUL1 og HUL2, og desuden dateringer på 1,21 $\pm 0,11$ og 0,43 $\pm 0,02$ ka tættere på overfladen i HUL1). Det tyder på, at der er har været en fase med sandflugt for omkring

2900 år siden. Kornstørrelsesanalysen indikerer, at sandet ikke er transporteret langt fra kilden, og de æoliske og marine prøver er meget ens. Det kunne tyde på at de æoliske aflejringer består af sand fra strandvoldsplanet, der er omlejret. Georadarprofilerne viser reflektorer, der hælder mod øst, så sandet er sandsynligvis aflejret af vestenvind. De yngre dateringer kan skyldes en ny fase med sandflugt eller en omlejring af det samme sand. Alderen på de to unge prøver er inverteret, så den nederste prøve er den yngste, hvilket muligvis kan skyldes pløjning eller en anden form for forstyrrelse af sedimentet, fx gravegange fra dyr.

4.1.4 Yngre strandvolde i det øvre strandvoldsplan

I den sydlige del af området er to grovkornede strandvolde bevaret i det øvre plan (klaster op til ~ 3 cm). De er dateret til hhv. omkring 3500-3000 år før nu (OSL-prøve 8) og 2500-2000 år før nu (OSL-prøve 9), hvilket er noget yngre end de bagvedliggende strandvolde, som er dateret længere mod nord, og en ung alder i betragtning af deres topografiske niveau (hhv. 6,8 og 6,4 m.o.h.). Havniveauet er ud fra georadarprofilet (LINE 59, figur appx.5) estimeret til ~3,5 m over nuværende havniveau på aflejringstidspunktet for OSL-prøve 8, hvilket kræver en landhævning på lidt over 1 mm/år siden da for at nå det nuværende niveau, og endnu mere hvis der samtidig har været et stigende absolut havniveau, som præsenteret i Clemmensen, Murray og Nielsen (2012) (frem til for 1000 år siden) og Hansen et al. (2012) (seneste 900 år). Den næste strandvold, der er dateret til tusind år senere, ville igen kræve en endnu større landhævning (her har vi dog ingen georadardata og dermed intet havniveauestimat udover strandvoldens elevation). Ud fra et havniveau på 4,5 m på et tidspunkt mellem ~ 6500 og ~ 5900 år før nu får jeg en estimeret landhævning på 0,69-0,76 mm/år for Rugård, hvilket stemmer fint overens med beregningen af landhævning i Kattegatområdet i Hansen et al. (2012), der viser, at den nuværende landhævning ved Rugård skulle ligge mellem 0.5 og 0.75 mm/år (figur 4.2).

Til sammenligning angiver Hede et al. (2015) på Samsø et relativt havniveau omkring 0,6-1,1 m over nuværende for 3500-3000 år siden, og 0-0,5 m for 2500-2000 år siden, hvilket må siges at være noget lavere. Landhævningen er ud fra samme studie bestemt til ca. 0,45 mm/år over de seneste 5000 år (Clemmensen et al., 2018). På Anholt derimod er det relative havniveau estimeret til 3,7 m over nuværende for 3250 år siden og 3,1 m for 2250 år siden (Clemmensen, Murray & Nielsen, 2012). Her ligner værdierne altså dem, vi ser ved Rugård. Landhævningen på Anholt er bestemt til omkring 1,2 mm/år over de seneste 5000 år (figur 4.2), og ligger altså højere end estimatet for Rugård. Både på Anholt og Samsø er der umiddelbart inden 3500 år før nu registreret et markant fald i havniveau (Clemmensen, Murray & Nielsen, 2012; Hede et al., 2015), hvilket mindsker sandsynligheden for, at så højtliggende strandvolde er dannet ved Rugård på dette tidspunkt.

En mulig forklaring kunne være, at strandvoldsaflejringerne, vi ser i det sydlige georadarprofil er dannet under storm, hvor havniveauet har været 1-2 m højere end gennemsnitligt, og at de downlappunkter, jeg observerer, afspejler denne forhøjede havvandstand. Strandvoldenes højde kræver så, at bølger under storm har aflejret groft sediment i en højde på \sim 4-5 m over det gennemsnitlige havniveau, hvilket er noget højere end toppene på de unge strandvolde i det nedre strandvoldsplan og end Mertz' (1924) estimat af stormaflejringshøjden

Figur 4.2: Landhævning i mm/år. Røde linjer angiver nuværende landhævning, mens grønne punkter angiver gennemsnitlig landhævning over de seneste 5000 år på fire lokaliteter i Kattegatområdet. Figur fra Clemmensen et al. (2018) modificeret fra Hansen et al. (2012).

på 2,5-2,8 m over det gennemsnitlige havniveau.

En anden mulighed er, at sand er blæst henover strandvoldene og er drysset ned i de grovkornede strandvoldsaflejringer, så de dateringer, vi har fra OSL-prøve 8 og 9, domineres af æolisk sand, der er yngre end selve strandvoldene. Det kan bl.a. være sket ifm. sandflugt for mellem ~ 3100 og ~ 2700 år siden, men skal også være sket efterfølgende for at forklare alderen på prøve nr. 9 på 2500-2000 år.

For at komme nærmere en afklaring på historien om de højtliggende strandvolde ville det være interessant at lave OSL-dateringer af kvartskorn fra større sten, som må antages at afspejle strandvoldenes egentlige alder. Måske kunne estimatet af dosisraten også forbedres ved at måle dosisraten i felten (cf. Murray et al., 2021). Ud fra vores nuværende viden vurderer jeg det ikke som sandsynligt, at de to højtliggende strandvolde afspejler det gennemsnitlige havniveau h
hv. 3500-3000 og 2500-2000 år før nu, og de er derfor ikke inkluderet i havnive
aukurven i afsnit 4.2.

4.1.5 De seneste \sim 240 år: dannelse af det nedre strandvoldsplan

Efter dannelsen af det øvre strandvoldsplan er der sket en erosion af kysten, og der har altså ikke været rum til yderligere aflejring i takt med landhævningen. Erosionsfladen er synlig under det nedre strandvoldsplan i georadarprofiler fra både den nordlige og sydlige linje (figur appx.5 og appx.9). En ny prograderingsfase har siden afløst erosionsfasen og dannet det nedre strandvoldsplan, vi ser i dag. Kortanalysen indikerer, at det nedre strandvoldsplan først er dannet efter 1780 (sognekort), mens OSL-prøve nr. 5 giver en alder på 280 ±40 år. Prøven ligger ikke langt fra erosionsskrænten, og den gode overensstemmelse mellem dateringen (inden for usikkerheden) og sognekortet tyder på, at udbygningen af det nedre strandvoldsplan er startet for omkring 240 år siden.

Strandvoldenes topografi og indre struktur viser ikke tegn på relative havniveauændringer under aflejringen, og aflejringsperioden ser ud til at være forholdsvis kort (~ 240 år), så skiftet fra erosion til ny progradering skyldes muligvis et nyskabt rum til aflejring i form af en barriere længere nordpå, der forhindrer videre sedimenttransport. Terrænmodellen og målebordsbladene antyder, at der engang inden 1877 A.D. kan være sket et skred fra skrænten langs grusgraven nord for strandvoldsplanet, hvilket kunne være en mulig anledning til at skabe en barriere, der kunne forklare første fremrykningsfase i det nedre strandvoldsplan.

Knapt halvvejs ude på det nedre strandvoldsplan ses en mindre erosionslinje, som primært er synlig på terrænmodellen (DHM/Terræn, Dataforsyningen, 2016) i strandvoldsplanets nordligste ende. Ud fra kortanalysen ser erosionen (efterfulgt af fornyet progradering) ud til at være foregået mellem år 1900 og 1971/72. Forinden ser kysten ud til at have ligget nogenlunde stabilt siden 1877, og erosionen kan måske skyldes en enkelt stormhændelse og ikke nødvendigvis en længere erosionsfase. OSL-prøve nr. 4 er taget på den strandvold, som erosionslinjen skærer, og indikerer et aflejringstidspunkt for 70 ±10 år siden, hvilket sandsynliggør, at erosionen er foregået efter 1940. Herefter er kysten igen bygget ud med omkring 120 m ved den nordlige GPR-linje. Ifølge G. Larsen og Knudsen (1983) er denne progradering forårsaget af en menneskeskabt kystudbygning ved kalkbruddet nord for strandvoldsplanet. Dette er muligvis foregået i forbindelse med udskibning at materialer. Ifølge kortanalysen er prograderingen fortsat frem til begyndelsen af 00'erne efterfulgt af en mindre tilbagerykning de seneste år. Kystdirektoratets Kystatlas (2010) angiver dog fortsat progradering af strandvoldsplanet, mens kysten langs Sønderskov eroderes.

Første del af strandplantagen er ifølge kortanalysen anlagt senest i 1878, hvilket bekræftes af Rugaard Gods' skovoptegnelser, der angiver netop samme år (Søren Nørgaard Madsen¹, personlig kommunikation, 7. marts 2022). Plantagen er senere udvidet først mod syd (inden 1900) og senere mod nordvest (inden 1974). Dræning af Teglkær er i første omgang foregået allerede inden 1811, og er senere udvidet til sin nuværende form.

 $^{^1\}mathrm{Skovfoged}$ ved Rugaard Gods

4.2 Relativt havniveau

Det er ikke muligt ud fra dette studie at sammensætte en kontinuerlig havniveaukurve siden Littorinatransgressionen, men observationerne fra Rugård giver et indblik i transgressionsfasen fra omkring 7700 år siden og frem til en periode med højt relativt havniveau for ca. 6500-5900 år siden. I sammenhæng med data fra andre lokaliteter i Kattegat, bidrager undersøgelserne fra Rugård til forståelsen af relative havniveauændringer siden Atlantikum.

4.2.1 Regional sammenligning

Figur 4.3 viser en havniveaukurve baseret på data fra Rugård (dette studie), Aarhus Bugt (Bennike et al., 2021) og Samsø (Sander et al., 2016). De to studier fra Aarhus Bugt og Samsø viser et kraftigt stigende havniveau i perioden fra ca. 10.000 til 7000 år siden (se Bennike et al., 2021 for kurve fra før 8000 år før nu), hvilket stemmer godt overens med observationerne ved Rugård. Den første transgression, vi observerer i borekernen fra Teglkær, falder tidsmæssigt tæt på en havniveaustigning for omkring 7600 år siden præsenteret af Yu, Berglund, Sandgren og Lambeck (2007), der muligvis skyldes afsmeltning fra Labrador-iskappen i Nordamerika.

Fra ca. 7000 år før nu og frem til omkring 5000 før nu giver studierne fra Aarhus Bugt og Samsø kun et nedre estimat af havniveauet. Begge studier foreslår et maksimalt relativt havniveau på omkring 2,5 m over nuværende havniveau, mens OSL-daterede havniveauestimater i dette studie peger på en højstandsperiode omkring 6500-5900 år før nu med et maksimalt havniveau på omkring 4,5 m over nuværende havniveau. Rugård ligger længere mod nordøst, hvor landhævningen har været større, og derfor er det ikke overraskende, at det relative havniveau er højere her. Mertz (1924) angiver det maksimale Littorina-havniveau ved Rugård til 4,1-4,4 m over nuværende havniveau, mens det maksimale niveau i Aarhus Bugt og på det nordlige Samsø ligger på 2,5-3 m ifølge de optegnede isobaser (se evt. gengivelse i figur 1.1 B), dvs. 1-2 m lavere. Det er derfor sandsynligt, at især den venstre (tidlige) del af kurven på figur 4.3 skal ligge lavere for området i det sydvestligste Kattegat.

Bennike et al. (2021) præsenterer et enkelt datapunkt fra Hjelm, der ligger længere mod øst og dermed tættere på Rugård. Her er marine aflejringer dateret til 6083-5674 cal. år BP fundet 3,8 m over nuværende havniveau, hvilket stemmer godt overens med resultaterne fra dette studie både tids- og højdemæssigt. Det skal dog tilføjes, at aflejringerne på Hjelm muligvis er dannet under storm, og at Mertz' (1924) optegnelser giver et estimeret Littorinahavniveau på kun 2 m over nuværende havniveau for Nordhage på Hjelm. Det er derfor muligt, at Hjelm ikke hører hjemme nordøst for 3,5 m-isobasen, hvor den er placeret.

Figur 4.3: Sammenligning af havniveaudata fra dette studie med data fra Samsø (Sander et al., 2016) og Aarhus Bugt (Bennike et al., 2021). Sorte punkter angiver OSL-aldre (inkl. usikkerhed) med det havniveau (MSL: mean sea level), der er estimeret på aflejringstidspunktet. Det maksimale havniveau på 4,5 m bestemt i dette studie er ikke dateret og er derfor ikke markeret som datapunkt. Boksenes bredde angiver usikkerheden på ¹⁴C-dateringer (95,4%).

4.2.2 Udvikling i Kattegatområdet

Christensen og Nielsen (2008) præsenterer et kort, baseret på Mertz' kort fra 1924, der viser, hvordan tidspunktet for maksimal højstand indtræffer senere, jo længere vi bevæger os væk fra centrum af den iskappe, der har dækket Skandinavien (figur 4.4). Jo hurtigere landhævning, jo før vil landhævningen indhente havniveaustigningen, og jo tidligere vil det relative havniveau nå sit maksimum. Kortet bygger bl.a. på havniveaukurver for otte lokaliteter i Danmark og Blekinge. Kurven for Vedbæk, der ligger lidt nord for Rugårds Littorina-isobase, viser, at havniveauet her når sit maksimum for omkring 6200 år siden, hvilket stemmer godt overens med tidspunktet for det højeste havniveau observeret i dette studie. Det er derfor sandsynligt, at havniveauet på 4,5 m udledt af strandvoldssekvensen ved Rugård repræsenterer det maksimale havniveau for lokaliteten. Sea level index points i strandvolde fra Anholt indikerer et højt (men faldende) havniveau mellem 6500 ±500 år og 5800 ±400 år før nu (Clemmensen & Nielsen, 2010; Clemmensen, Murray & Nielsen, 2012). Her er tidspunktet for maksimal højstand bestemt til 6650 år før nu af Bjørnsen et al. (2008), hvilket stemmer fint overens med Christensen og Nielsens kort. Et nyere studie

fra Skagen Odde (Clemmensen et al., 2018) peger dog på, at havniveauet her først nåede sit maksimum for omkring 6250 år siden, dvs. omtrent samtidig som ved Rugård.

Figur 4.4: A) Havniveaukurver for lokaliteter i Danmark og Blekinge modificeret fra Christensen og Nielsen (2008). B) Isobaser for den højeste Littorinavandstand (Mertz, 1924) redigeret af (Christensen & Nielsen, 2008). Kortet angiver tidspunktet for den maksimale Littorinavandstand og illustrerer, hvordan det indtræffer tidligst mod nordøst og senere mod sydvest. Sorte punkter markerer lokaliteter undersøgt af Charlie Christensen, mens tal refererer til havniveaukurverne i figur A. Alle årstal er angivet i år før nu for at facilitere sammenligning med øvrige aldre angivet i dette studie (der er lagt 2000 år til den oprindelige tidsangivelse i BC i Christensen og Nielsen (2008)).

Havniveaukurverne fra Blekinge og Vedbæk indikerer et relativt hurtigt havniveaufald for omkring 6000 år siden (Christensen & Nielsen, 2008), som ikke er fundet på Anholt, hvor faldet sker mere gradvist (Clemmensen & Nielsen, 2010; Clemmensen, Murray & Nielsen, 2012). Her afbrydes den høje strandvoldssekvens først af en markant strandvold dateret til omkring 4300 år siden, hvorefter der er observeret et hurtigt fald for mellem 4300 og 3600 år siden (Clemmensen, Murray & Nielsen, 2012). Et tilsvarende havniveaufald er registreret på Samsø for mellem 3800 og 3400 år siden (Hede et al., 2015; Sander et al., 2016) og ved Skagen Odde for omkring 4600 år siden (Clemmensen et al., 2018). Fra Rugård kan den yngste del af strandvoldssekvensen i det øvre strandvoldsplan muligvis bidrage med mere information om de ovennævnte havniveaufald efter 6000 år før nu, hvis der foretages yderligere OSL-dateringer og georadarundersøgelser i den sydlige del af området.

5. Konklusion

Kyststrækningen øst for Rugård er undersøgt gennem studier af topografiske kort, laguneaflejringer og strandvolde. På baggrund af disse undersøgelser er områdets geologiske udvikling analyseret og beskrevet gennem de seneste 7700 år. Studiet bidrager desuden til den samlede viden om havniveauvariationer gennem Holocæn. Viden om højden og hastigheden af tidligere fluktuationer i havniveau kan danne grundlag for bedre at kunne forudsige kommende havniveaustigninger, der forventes at indtræffe som konsekvens af klimaforandringer, og forstå deres konsekvenser.

Tolkning og ¹⁴C-datering af en borekerne fra Teglkær viser, at havet trængte ind og skabte en lagune for senest ~7700 år siden, hvorefter lagunen blev fyldt op med sand og kalkgytje, og der dannedes et tørvelag. For omkring 7200 år siden steg havspejlet igen, og historien gentog sig. OSL-dateringer og georadarundersøgelser af strandvoldsplanet indikerer, at havet herefter er steget yderligere og er nået op på et niveau omkring 4,5 m over nuværende havniveau, inden det faldt igen. Stigningen er foregået i et tempo, hvor sedimenttilførslen har kunnet følge med, og i dag ser vi derfor et strandvoldsplan, der stiger og falder i takt med den havniveaustigning, der skabte det. I denne periode er der ikke observeret tegn på indslag af havvand i Teglkær, hvilket tyder på, at der på dette tidspunkt er opbygget en tilstrækkelig stor barriere til at afskærme mosen fra havet. Senere dækkes de højeste strandvolde af flyvesand, havniveauet falder, og kysten eroderes. OSL-dateringer og kortanalyse tyder på, at det nedre strandvoldsplan dannes i løbet af de seneste ~240 år, muligvis som følge af skred eller anlæggelse af udskibningspladser ved de tidligere kalkbrud nord for strandvoldsplanet. I samme periode anlægges plantagen på det øvre strandvoldsplan, og Teglkær drænes.

Studiet fra Rugård er blevet sammenholdt med anden relevant forskning for at indplacere det i en større fortælling om det relative havniveau i Danmark gennem Holocæn. Dette studie bekræfter Mertz' (1924) estimat af det maksimale Littorinahavniveau ved Rugård og fastsætter tidspunktet til for mellem 6500 og 5900 år siden, hvilket stemmer godt overens med Christensen og Nielsens (2008) kortlægning af, hvordan tidspunktet for det maksimale Littorinahavniveau varierer med lokaliteten. Perioden falder sammen med dateringer af den maksimale højstand fra både Vedbæk og Skagen (sidstnævnte dog lidt overraskende, jf. Christensen og Nielsen (2008)), mens havniveauet på Anholt topper ca. 150 år tidligere.

Resultaterne fra Rugård bekræfter en hurtig stigning i havniveauet frem mod højstandsperioden, som også er tydelig i studier fra Samsø og Aarhus Bugt, der tidsmæssigt går længere tilbage. Efter omkring 5900 år før nu er havniveauhistorien for Rugård mere usikker, men yderligere undersøgelser af den sydlige del af strandvoldsplanet ville sandsynligvis kunne føre til information længere frem i tiden og muligvis bidrage med ny viden om det udsving i havniveau, der er observeret andre steder i Danmark for omkring 4000 år siden.

Tak til

Nationalpark Mols Bjerge, Jens Reddersen, Søren Nørgaard Madsen, Elisabeth Mourier-Petersen, Amélie Juliette Marie Challier, Warren Thompson, Vicki Hansen, Henrik Olesen, Andrew Murray, Marie-Louise Siggaard-Andersen, Anthony Henry Ruter, Svend Visby Funder, Mikkel Fruergaard og alle de gæve folk i Juniorgeologerne, der lagde vægt og kræfter i russerboret.

Referencer

- Bennike, O., Andresen, K. J., Astrup, P. M., Olsen, J. & Seidenkrantz, M.-S. (2021). Late Glacial and Holocene shore-level changes in the Aarhus Bugt area, Denmark. *GEUS Bulletin*, 47.
- Bjørnsen, M., Clemmensen, L. B., Murray, A. & Pedersen, K. (2008). New evidence of the Littorina transgressions in the Kattegat: Optically Stimulated Luminescence dating of a beach ridge system on Anholt, Denmark. *Boreas*, 37(1), 157–168.
- Buylaert, J.-P., Jain, M., Murray, A. S., Thomsen, K. J., Thiel, C. & Sohbati, R. (2012). A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas*, 41(3), 435–451.
- Buylaert, J.-P., Murray, A. S., Thomsen, K. J. & Jain, M. (2009). Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar. *Radiation Measurements*, 44(5), 560-565. (Proceedings of the 12th International Conference on Luminescence and Electron Spin Resonance Dating (LED 2008)) doi: https://doi.org/10.1016/ j.radmeas.2009.02.007
- Christensen, C. & Nielsen, A. B. (2008). Dating Littorina sea shore levels in Denmark on the basis of data from a Mesolithic coastal settlement on Skagens Odde, northern Jutland. Polish Geological Institute Special Papers, 23, 27–38.
- Clemmensen, L. B., Hougaard, I. W., Murray, A. S. & Pedersen, S. S. (2018). A highresolution sea-level proxy dated using quartz OSL from the Holocene Skagen Odde spit system, Denmark. *Boreas*, 47(4), 1184–1198.
- Clemmensen, L. B., Murray, A. S. & Nielsen, L. (2012). Quantitative constraints on the sealevel fall that terminated the littorina sea stage, southern scandinavia. *Quaternary Science Reviews*, 40, 54–63.
- Clemmensen, L. B. & Nielsen, L. (2010). Internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt, Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations. *Sedimentary Geology*, 223(3-4), 281–290.
- Clemmensen, L. B., Nielsen, L., Bendixen, M. & Murray, A. (2012). Morphology and sedimentary architecture of a beach-ridge system (Anholt, the Kattegat sea): a record of punctuated coastal progradation and sea-level change over the past 1000 years. *Boreas*, 41(3), 422–434.
- Dataforsyningen. (n.d.). Dataoversigt. Hentet fra https://dataforsyningen.dk/data ?filter=&view=gallery (Tilgået 19. februar 2022)
- Dataforsyningen. (2016). Danmarks Højdemodel Terræn. Hentet fra https:// dataforsyningen.dk/data?filter=&view=gallery (Tilgået 5. februar 2022)
- DMI. (2019). Havet stiger omkring Danmark. Hentet fra https://www.dmi.dk/klima -atlas/om-klimaatlas/havetstigeromkringdanmark/ (Tilgået 10. marts 2022)
- Duller, G. A. (2008). Luminescence Dating: guidelines on using luminescence dating in archaeology.
- Figueiredo, P. M. & Rockwell, T. K. (2021). Application of coastal landforms to active tectonic studies.
- Geocenter. (2020). Strålingsenergi viser sedimenters alder. Geoviden. Hentet fra https://www.geocenter.dk/wp-content/uploads/2020/09/ekspertniveau

_ekstramateriale.pdf (Tilgået 25. januar 2022)

- Geodatastyrelsen. (n.d.). Historiske kort på nettet. Hentet fra https://hkpn.gst.dk/ (Tilgået 23. februar 2022)
- GEUS. (2020). Jordartskort 1:25000, version 5.0. Hentet fra https://frisbee.geus.dk/ geuswebshop/index.xhtml (Tilgået 12. marts 2022)
- Hansen, J. M., Aagaard, T. & Binderup, M. (2012). Absolute sea levels and isostatic changes of the eastern North Sea to central Baltic region during the last 900 years. *Boreas*, 41(2), 180–208.
- Hansen, J. M., Aagaard, T., Stockmarr, J., Møller, I., Nielsen, L., Binderup, M., ... Larsen, B. (2016). Continuous record of Holocene sea-level changes and coastal development of the Kattegat island Læsø (4900 years BP to present). Bulletin of the Geological Society of Denmark, 64(1).
- Heaton, T. J., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R. W., Austin, W. E. N., ... Skinner, L. C. (2020). Marine20—The Marine Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55,000 cal BP). *Radiocarbon*, 62(4), 779–820. doi: 10.1017/RDC.2020.68
- Hede, M. U., Bendixen, M., Clemmensen, L. B., Kroon, A. & Nielsen, L. (2013). Joint interpretation of beach-ridge architecture and coastal topography show the validity of sea-level markers observed in ground-penetrating radar data. *The Holocene*, 23(9), 1238–1246.
- Hede, M. U., Sander, L., Clemmensen, L. B., Kroon, A., Pejrup, M. & Nielsen, L. (2015). Changes in Holocene relative sea-level and coastal morphology: A study of a raised beach ridge system on Samsø, southwest Scandinavia. *Holocene*, 25(9), 1402–1414. doi: 10.1177/0959683615585834
- Heier-Nielsen, S., Heinemeier, J., Nielsen, H. L. & Rud, N. (1995). Recent reservoir ages for Danish fjords and marine waters. *Radiocarbon*, 37(3), 875–882.
- Houmark-Nielsen, M., Knudsen, K. L. & Noe-Nygård, N. (2017). Istider og mellemistider. In K. Sand-Jensen & G. Larsen (Eds.), Naturen i danmark, geologien (3rd ed., pp. 255–303). Gyldendal.
- Kristiansen, S. M., Ljungberg, T. E., Christiansen, T. T., Dalsgaard, K., Haue, N., Greve, M. H. & Nielsen, B. H. (2021). Meadow, marsh and lagoon: Late Holocene coastal changes and human–environment interactions in northern Denmark. *Boreas*, 50(1), 279–293.
- Kystdirektoratet. (2010). Kystatlas. Hentet fra https://geodata-info.dk/srv/dan/ catalog.search#/metadata/af0fd970-b278-486e-a9d5-0df08e460081 (Tilgået 20. februar 2022)
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y. & Sambridge, M. (2014). Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of* the National Academy of Sciences, 111(43), 15296–15303.
- Larsen, G. & Knudsen, B. (1983). Geologiske forhold under havbunden ud for Glatved ved Djurslands østkyst. Dansk Geologisk Forening, Årsskrift, 1982, 27–33.
- Larsen, N. K., Kjær, K. H., Olsen, J., Funder, S., Kjeldsen, K. K. & Nørgaard-Pedersen, N. (2011). Restricted impact of Holocene climate variations on the southern Greenland Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 30(21-22), 3171–3180.
- Larsen, N. K., Strunk, A., Levy, L. B., Olsen, J., Bjørk, A., Lauridsen, T. L., ... Davidson, T. A. (2017). Strong altitudinal control on the response of local glaciers to Holocene climate change in southwest Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 168, 69–78.

- Mertz, E. L. (1924). De sen- og postglaciale Niveauforandringer i Danmark. Danmarks Geologiske Undersøgelse II. Række, 41.
- Mörner, N.-A. (1976). Eustatic changes during the last 8,000 years in view of radiocarbon calibration and new information from the Kattegatt region and other northwestern European coastal areas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 19*(1), 63–85.
- Murray, A., Arnold, L. J., Buylaert, J.-P., Guérin, G., Qin, J., Singhvi, A. K., ... Thomsen, K. J. (2021). Optically stimulated luminescence dating using quartz. *Nature Reviews Methods Primers*, 1(1), 1–31.
- Nationalpark Mols Bjerge. (2020). Årsberetning 2020. Hentet fra https:// nationalparkmolsbjerge.dk/media/290593/11142_a-rsberetning20_final .pdf (Tilgået 14. marts 2022)
- Neal, A. (2004). Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-science reviews*, 66(3-4), 261–330.
- Nickling, W. G. & Neuman, C. M. (2009). Aeolian sediment transport. In A. J. Parsons & A. D. Abrahams (Eds.), *Geomorphology of desert environments* (2nd ed., pp. 517–555). Springer.
- Nielsen, L. & Clemmensen, L. B. (2009). Sea-level markers identified in ground-penetrating radar data collected across a modern beach ridge system in a microtidal regime. *Terra Nova*, 21(6), 474–479.
- Olsen, J., Kjær, K. H., Funder, S., Larsen, N. K. & Ludikova, A. (2012). High-Arctic climate conditions for the last 7000 years inferred from multi-proxy analysis of the Bliss Lake record, North Greenland. *Journal of Quaternary Science*, 27(3), 318–327.
- Olsson, I. U. (1980). Content of 14C in marine mammals from northern Europe. Radiocarbon, 22(3), 662–675.
- Pedersen, S. A. S. & Petersen, K. S. (1997). Djurslands geologi. GEUS.
- Prescott, J. R. & Hutton, J. T. (1994). Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation measurements*, 23(2-3), 497–500.
- Ramsey, C. B. (2009). Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51(1), 337–360. doi: 10.1017/S0033822200033865
- Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., ... Talamo, S. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62(4), 725–757. doi: 10.1017/ RDC.2020.41
- Robinson, M., Bristow, C., McKinley, J. & Ruffell, A. (2013). Section 1.5.5: Ground penetrating radar. In S. Cook, L. Clarke & J. Nield (Eds.), *Geomorphological techniques (online edition)*. London, UK: British Society for Geomorphology. (ISSN: 2047-0371)
- Rothwell, R. G. & Croudace, I. W. (2015). Twenty years of XRF core scanning marine sediments: What do geochemical proxies tell us? In R. G. Rothwell & I. W. Croudace (Eds.), *Micro-xrf studies of sediment cores* (17th ed., pp. 25–102). Springer.
- Sander, L., Fruergaard, M., Koch, J., Johannessen, P. N. & Pejrup, M. (2015). Sedimentary indications and absolute chronology of Holocene relative sea-level changes retrieved from coastal lagoon deposits on Samsø, Denmark. *Boreas*, 44 (4), 706–720.
- Sander, L., Hede, M., Fruergaard, M., Nielsen, L., Clemmensen, L., Kroon, A., ... Pejrup,

M. (2016). Coastal lagoons and beach ridges as complementary sedimentary archives for the reconstruction of holocene relative sea-level changes. *Terra Nova*, 28(1), 43–49. doi: 10.1111/ter.12187

- Strunk, A., Larsen, N. K., Nilsson, A., Seidenkrantz, M.-S., Levy, L. B., Olsen, J. & Lauridsen, T. L. (2018). Relative sea-level changes and ice sheet history in Finderup Land, North Greenland. *Frontiers in Earth Science*, 129.
- Su, J., Andrée, E., Nielsen, J. W., Olsen, S. M. & Madsen, K. S. (2021). Sea Level Projections From IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere Call for a New Climate Adaptation Strategy in the Skagerrak-Kattegat Seas. *Frontiers in Marine Science*, 8, 471.
- Tamura, T. (2012). Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth-Science Reviews*, 114 (3-4), 279–297.
- Tamura, T., Murakami, F., Nanayama, F., Watanabe, K. & Saito, Y. (2008). Groundpenetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan. *Marine Geology*, 248(1-2), 11–27.
- Vestøl, O., Ågren, J., Steffen, H., Kierulf, H. & Tarasov, L. (2019). NKG2016LU: a new land uplift model for Fennoscandia and the Baltic Region. *Journal of Geodesy*, 93(9), 1759–1779.
- Yu, S.-Y., Berglund, B. E., Sandgren, P. & Lambeck, K. (2007). Evidence for a rapid sea-level rise 7600 yr ago. *Geology*, 35(10), 891–894.

Appendix

(a) Preheat plateau for prøve nr. 6.

(b) Recycling ratio, IR depletion og recuperation for prøve nr. 6.

Figur appx. 1: Resultat af preheat-test på kvarts, prøve nr. 6. Hvert punkt repræsenterer et gennemsnit af 6 delprøver (aliquots), og fejlbjælkerne angiver standardfejlen (SEM). Preheat-test bruges til at undersøge hvilken effekt, preheat-temperaturen har på D_e . **a)** viser den målte ækvivalente dosis (D_e) ved forskellige preheat-temperaturer. Den vandrette linje angiver gennemsnittet.

b) viser recycling ratio, IR depletion og recuperation. Recycling ratio (blå) er forholdet mellem to luminescensmålinger $\frac{L_z/T_z}{L_y/T_y}$, hvor prøven forinden er udsat for samme dosis. Det er dermed et mål for, hvor stabilt et signal vi kan regne med ved forskellige preheattemperaturer. IR depletion (rød) er ligeledes forholdet mellem to luminescens-målinger, hvor prøven har været udsat for samme dosis forinden, men her udsættes prøven for infrarød stimulering ved 60°C inden OSL-måling nr. 2. Både recycling ratio og IR depletion ratio skal gerne ligge tæt på 1 for den preheat-temperatur, vi vælger at benytte. Recuperation (åbne trekanter) er det signal, vi måler, når delprøven har været udsat for en 'tom' dosis. Ideelt set skal signalet være nul, men opvarmningen (preheat) kan inducere et signal i delprøven (thermal transfer), der registreres i den efterfølgende OSL-måling. Da prøverne i dette tilfælde er forholdsvist unge og dermed i forvejen ikke viser et kraftigt OSL-signal, er det vigtigt at undgå denne potentielle fejlkilde så vidt muligt. I dette studie er en preheat-temperatur på 160°C anvendt til alle OSL-dateringer af kvarts.

Tabel appx. 1: Dosisrater anvendt i OSL-dateringer. W.c. angiver vandindholdet målt i vægtprocent. Værdier markeret med * er beregnet som 20% af prøvens mættede vandindhold. Øvrige værdier for vandindhold er målt direkte. Både prøvedybde og vandindhold indgår i beregning af dosisraten.

Risø-nr.	Prøvenr.	Dybde	w.c.	Dosisrate fsp		Dosisrate qz			
		cm	%	(∃y/k	a	G	y/ka	1
214501	1	24	2	1.88	\pm	0.08	0.94	\pm	0.04
214502	2	19	1	1.76	\pm	0.07	0.83	\pm	0.04
214503	3	45	2	1.85	\pm	0.08	0.92	\pm	0.04
214504	4	33	1	2.75	\pm	0.11	1.72	\pm	0.09
214505	5	18	0	1.52	\pm	0.07	0.58	\pm	0.03
214506	6	68	4	2.16	\pm	0.09	1.13	\pm	0.06
214507	7	92	8	2.20	\pm	0.09	1.26	\pm	0.06
214508	8	28	2	1.33	\pm	0.06	0.68	\pm	0.03
214509	9	35	1	1.99	\pm	0.12	0.96	\pm	0.10
214510	HUL1 1	138	7^*	1.97	\pm	0.08	1.03	\pm	0.05
214511	HUL1 2	114	7^*	1.93	\pm	0.08	0.99	\pm	0.05
214512	HUL1 3	48	7^*	1.79	\pm	0.07	0.85	\pm	0.04
214513	HUL1 4	28	13	1.85	\pm	0.07	0.91	\pm	0.04
214514	HUL1 5	21	16	1.80	\pm	0.07	0.86	\pm	0.03
214515	HUL2 1	167	8*	2.15	\pm	0.09	1.21	\pm	0.06
214516	HUL2 2	25	8*	2.05	\pm	0.08	1.11	±	0.05

Tabel appx. 2: D_e -værdier anvendt i OSL-dateringer. na angiver antallet af delprøver, der indgår i beregningen af D_e , og nr angiver antal afviste delprøver.

Risø-nr.	Prøvenr.	IR	50 E)e	nr	na	pIF	RIR I	De	nr	na	0	SL I)e	nr	na
			Gy					Gy					Gy			
214501	1															
214502	2											1.8	\pm	0.6	1	4
214503	3											1.5	\pm	0.3	0	3
214504	4	0.85	\pm	0.14	0	9	2.8	\pm	0.6	0	8	0.1	\pm	0.0	5	28
214505	5											0.16	\pm	0.02	2	15
214506	6	10.65	\pm	0.91	0	6	14.6	\pm	1.9	0	6	6.70	\pm	0.15	1	38
214507	7	12.15	\pm	0.62	0	9	15.9	\pm	0.8	0	9	8.01	\pm	0.15	2	19
214508	8	3.26	\pm	0.36	0	8	5.1	\pm	1.4	0	5	2.2	\pm	0.1	1	28
214509	9	3.78	\pm	0.92	0	3	5.4	\pm	1.8	0	3	2.17	\pm	0.14	1	20
214510	HUL1 1	10.15	\pm	0.46	0	9	12.6	\pm	0.5	0	9	6.761	\pm	0.146	1	23
214511	HUL1 2	9.66	\pm	0.59	1	5	11.7	\pm	1.0	0	6	6.25	\pm	0.17	1	28
214512	HUL1 3	3.22	\pm	0.11	3	9	5.1	\pm	0.3	0	12	2.4	\pm	0.0	4	26
214513	HUL1 4	0.72	\pm	0.02	1	8	1.0	\pm	0.0	1	8	0.4	\pm	0.0	1	29
214514	HUL1 5	2.19	\pm	0.37	0	9	3.3	\pm	0.6	0	9	1.0	\pm	0.1	2	22
214515	HUL2 1	10.55	\pm	0.54	1	8	14.4	\pm	0.4	1	8	7.3	\pm	0.2	0	30
214516	HUL2 2	4.18	\pm	0.68	1	5	6.5	\pm	0.5	1	5	3.2	\pm	0.2	0	36

Figur appx. 2: Resultat af dose recovery tests på kvarts. 66 delprøver (aliquots) er blevet udsat for en kendt dosis, hvorefter D_e er målt som om vi ikke kendte den givne dosis, og forholdet mellem given dosis og målt D_e er beregnet. Histogrammet viser, hvordan delprøverne fordeler sig omkring et gennemsnit på $0,993 \pm 0,006$, hvilket indikerer god gengivelse af den givne dosis. Dermed kan vi også med rimelighed antage, at de målte, naturlige D_e -værdier gengiver den naturlige dosis. Der er lavet dose recovery test af alle prøver, hvor der var kvartskorn nok (4, 6, 7, 8, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16).

Risø-nr.			²³⁸ U	²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K	Beta-dosisrate	Gamma- dosisrate
			Bq/kg	Bq/kg	Bq/kg	Bq/kg	Gy/ka	Gy/ka
21	45	01	10 ± 1	8.4 ± 0.2	5.4 ± 0.1	158 ± 3	0.52 ± 0.01	0.25 ± 0.00
21	45	02	8 ± 1	6.7 ± 0.2	4.4 ± 0.1	126 ± 3	0.42 ± 0.01	0.20 ± 0.00
21	45	03	10 ± 1	9.4 ± 0.2	7.1 ± 0.2	142 ± 3	0.50 ± 0.01	0.26 ± 0.01
21	45	04	17 ± 2	13.1 ± 0.2	23.8 ± 0.2	339 ± 5	1.15 ± 0.01	0.64 ± 0.01
21	45	05	8 ± 1	6.3 ± 0.2	2.8 ± 0.1	55 ± 2	0.22 ± 0.01	0.12 ± 0.01
21	45	06	8 ± 2	9.4 ± 0.3	8.9 ± 0.2	216 ± 4	0.70 ± 0.01	0.34 ± 0.01
21	45	07	6 ± 2	7.8 ± 0.3	6.1 ± 0.2	304 ± 5	0.89 ± 0.01	0.37 ± 0.01
21	45	08	4 ± 1	5.3 ± 0.1	1.0 ± 0.1	16 ± 1	0.10 ± 0.00	0.06 ± 0.00
21	45	09	4 ± 1	6.6 ± 0.1	1.9 ± 0.1	41 ± 2	0.18 ± 0.01	0.10 ± 0.01
21	45	10	8 ± 2	7.6 ± 0.2	6.8 ± 0.2	219 ± 5	0.67 ± 0.01	0.31 ± 0.01
21	45	11	3 ± 1	4.0 ± 0.1	3.5 ± 0.1	240 ± 3	0.67 ± 0.01	0.26 ± 0.00
21	45	12	5 ± 1	4.3 ± 0.2	3.0 ± 0.1	183 ± 3	0.53 ± 0.01	0.21 ± 0.00
21	45	13	5 ± 1	4.9 ± 0.2	3.6 ± 0.1	204 ± 3	0.59 ± 0.01	0.24 ± 0.01
21	45	14	3 ± 1	4.5 ± 0.2	3.3 ± 0.1	193 ± 3	0.55 ± 0.01	0.22 ± 0.00
21	45	15	5 ± 2	4.8 ± 0.3	4.5 ± 0.2	320 ± 5	0.88 ± 0.01	0.34 ± 0.01
21	45	16	3 ± 1	3.9 ± 0.2	2.8 ± 0.2	273 ± 5	0.75 ± 0.01	0.28 ± 0.01
21	45	04 <2mm	7 ± 3	6.5 ± 0.7	7.1 ± 0.5	301 ± 10	0.87 ± 0.03	0.37 ± 0.01
21	45	06 <2mm	8 ± 2	5.8 ± 0.4	11.6 ± 0.3	223 ± 6	0.70 ± 0.02	0.35 ± 0.01
21	45	08 <2mm	10 ± 4	8.9 ± 0.7	9.9 ± 0.6	217 ± 9	0.70 ± 0.03	0.35 ± 0.01
21	45	09 <2mm	60 ± 41	18.3 ± 6.7	30.4 ± 6.1	336 ± 72	1.24 ± 0.19	0.75 ± 0.10

Tabel appx. 3: Resultat af gammaspektrometri. Tabellen viser koncentrationen af radioaktive isotoper og den afledte beta- og gammadosisrate.

mod NV, hvor lagune- og moseaflejringer overlejrer morænen (jf. jordartskort). Borekernen i Teglkær er taget tæt på profilet, og dens Figur appx. 3: Tolkning af georadarprofil LINE65 (ikke migreret). Den brune linje tolkes som grænsen til moræneleret, der falder placering er projiceret ind på profilet her. Kernen når ikke ned til morænen, som den ellers burde ifølge tolkningen her, hvilket kan skyldes usikkerhed i tolkningen eller dybdekonverteringen, eller at borekernens faktiske placering er en lidt anden, med en større dybde til morænen. De røde markeringer nederst angiver manglende data (skipped traces).

Figur appx. 4: Tolkning af georadarprofil LINE58. Den brune linje angiver grænsen til moræneleret, der ligger under kystaflejringerne. 0SØ. Røde cirkler indikerer downlap-punkter, der tolkes som en markering af grænsen mellem beachface og upper shoreface, der Den blå linje tolkes som en forkastning i morænen. Øvrige markerede reflektorer tolkes som kystaflejringer ifm. progradering mod bruges som havniveauindikator. Den stiplede, sorte linje angiver det afledte havniveau på aflejringstidspunktet. De røde markeringer nederst angiver manglende data (skipped traces).

downlap-punkter, der tolkes som en markering af grænsen mellem beachface og upper shoreface, der bruges som havniveauindikator. De stiplede, sorte linjer angiver hhv. det aftedte havniveau på aftejringstidspunktet (øvre strandvoldsplan) og det nuværende havniveau Figur appx. 5: Tolkning af georadarprofil LINE59. Den brune linje angiver grænsen til moræneleret, der ligger under kystaflejringerne (jf. jordartskort). Øvrige markerede reflektorer tolkes som kystaflejringer ifm. progradering mod ØSØ. Røde cirkler indikerer (nedre strandvoldsplan), mens den prikkede linje markerer en horisont hvor reflektorerne flader ud, som muligvis repræsenterer grundvandsspejlet. Dybden for OSL-prøve nr. 8 er markeret med grøn cirkel. Placeringen er en projicering, da prøven ikke er taget præcist på georadarlinjen. De røde markeringer nederst angiver manglende data (skipped traces).

Den stiplede, sorte linje angiver det aftedte havniveau på aftejringstidspunktet. Hældningen ændrer sig fra omkring 7,5° i beachface til omkring 3,5° i upper shoreface. Blå cirkler angiver trunkeringer og grønne cirkler angiver onlap. Dybden for OSL-prøve nr. 7 er markeret med større, grøn cirkel. Placeringen er en projicering, da prøven ikke er taget præcist på georadarlinjen. De røde Figur appx. 6: Tolkning af georadarprofil LINE66. Røde cirkler indikerer downlap-punkter. Kun de downlappunkter, der ligger på grænsen mellem beachface (gul) og upper shoreface (lyserød) er talt med som sea level index points og brugt som havniveauindikator. markeringer nederst angiver manglende data (skipped traces)

De stiplede, sorte linjer angiver det afledte havniveau på aflejringstidspunktet. Blå cirkler angiver trunkeringer og grønne cirkler Figur appx. 7: Tolkning af georadarprofil LINE67. Røde cirkler indikerer downlap-punkter. Kun de downlappunkter, der ligger på grænsen mellem beachface (gul) og upper shoreface (lyserød) er talt med som sea level index points og brugt som havniveauindikator. angiver onlap. Dybden for OSL-prøver taget i HUL2 er markeret med grønne cirkler. Placeringen er en projicering, da HUL2 ikke ligger præcist på georadarlinjen. De røde markeringer nederst angiver manglende data (skipped traces).

Figur appx. 8: Tolkning af georadarprofil LINE68. Gule downlap-punkter markerer overgangen mellem beachface og upper shoreface, SØ 64 65 63 70 72 74 76 78 80 82 84 86 altraurikananihananihananihananihananihananihananiha 58 60 62 Z

og de stiplede, sorte linjer angiver det aftedte havniveau på aftejringstidspunktet. Røde downlap-punkter markerer overgangen mellem æoliske og marine sedimenter. Dybden for OSL-prøver taget i HUL1 er markeret med grønne cirkler. Ud fra observationer i HUL1 vurderes overgangen fra marint til æolisk sand til at ligge 0,6-1 m under terræn. Placeringen er en projicering, da HUL1 ikke ligger præcist på georadarlinjen. Røde markeringer nederst angiver manglende data (skipped traces).

Figur appx. 9: Tolkning af georadarprofil LINE69. Røde cirkler indikerer downlap-punkter. Kun de downlappunkter, der ligger på grænsen mellem beachface (gul) og upper shoreface (lyserød) er talt med som sea level index points og brugt som havniveauindikator. De stiplede, sorte linjer angiver hhv. det aftedte havniveau på aftejringstidspunktet (øvre strandvoldsplan) og det nuværende havniveau ikke var muligt at lave en brugbar datering). Placeringen er en projicering, da prøverne ikke er taget præcist på georadarlinjen. De (nedre strandvoldsplan), mens den prikkede linje markerer en horisont hvor reflektorerne flader ud, som muligvis repræsenterer grundvandsspejlet. Den grønne linje tolkes som en erosionsflade dannet ifm. skrænten ovenfor. Blå cirkler angiver trunkeringer og grønne cirkler angiver onlap. Dybden for OSL-prøve nr. 1-6 er markeret med større cirkler (prøve 1-3 markeret med gråt, da det her røde markeringer nederst angiver manglende data (skipped traces). Tabel appx. 4: Artsbestemmelser af skaller fra bløddyr foretaget af Svend Visby Funder. *: Sjælden (1-3 eks.), +: Sparsom (4-9 eks.), +++: Almindelig (10-19 eks.), ++++: Hyppig (>20 eks.). (Næste side)

Trådformede alger ?trækul, frø

b b construction of construction of the cons

Radix peregra (O. F. Müller, 1774) Charophyte Planorbis planorbis (Linné 1758) Gyraulus crista (Linné 1758) Gyraulus crista (Linné 1758) Gyraulus albus (O. F. Müller, 1774) Hippeutis complanatus (Linnaeus, 1758) Sphaerium corneum (Linné 1758)

Bithynia tentaculata (Linné, 1758) Cerastoderma glaucum (Poiret, 1789)

8081 ,uppinoM province Montagu, 1803

Cerastoderma sp. Scrobicularia plana (da Costa, 1778) Rissoa cf violacea Desmarest, 1814 Rissoa parva da Costa, 1779 Hydrobia ulvae Pennant, 1777

(3681 ,iqqilid) muminim muibrosivub

Littorina littorea (Linné, 1758) Cerastoderma edule (Linne, 1758) Bittium reticulatum daCosta, 1778

C14

 $\begin{array}{c} \text{Dybde} \\ \text{(cm)} \end{array}$

Naturrapporter fra Nationalpark Mols Bjerge nr 40 – Holst MR 2022: Havniveauændringer og geologisk udvikling Rugård Strand

W NATIONALPARK MOLS BJERGE

