

Fältrapport inom projektet SISLER

Fältrapport med kustbedömning av 11 lokaler längs Skånes kust

Lykke Lundgren Sassner, Bradley W. Goodfellow, Jonas Ising,
Björn Almström, Magnus Larson, Caroline Hallin, Anna Adell,
Layla Nik & Lisa Van Well

maj 2024

SGU-rapport 2024:06

Diarie-nr: 1.1-2105-0392



Omslagsbild: Bilen illustrerar drönarfotografering vid Glumslövs backars klint.
Fotograf: Lykke Lundgren Sassner

Författare: Lykke Lundgren Sassner (SGU), Anna Adell (LTH), Björn Almström (LTH),
Bradley W. Goodfellow (SGU), Caroline Hallin (LTH), Jonas Ising (SGU), Magnus Larson (LTH),
Layla Nik (SGI) och Lisa Van Well (SGI)

Granskad av: Björn Almström (LTH), Bradley W. Goodfellow (SGU), Jonas Ising (SGU)
och Magnus Larson (LTH)

Ansvarig enhetschef: Anna Hedenström

Redaktör: Johan Sporrang

Sveriges geologiska undersökning
Box 670, 751 28 Uppsala
tel: 018-17 90 00
e-post: sgu@sgu.se

www.sgu.se

INNEHÅLL

Introduktion till Fältarbete.....	4
1. Väster om Lilleskog – Ystad.....	7
2. Kåseberga – öster om samhället	10
3. Kyls sandstrand	13
4. Gislövshammar.....	15
5. Tobisvik.....	17
6. Skräbeåns mynning vid Nymölla bruk.....	19
7. Söder om Edenryd – vid Kråkeskär.....	21
8. Nyhamnsläge.....	22
9. Kulla Gunnarstorp.....	25
10. Garvarliden	28
11. Glumslövs backar.....	28
Slutsatser	31
Referenser.....	31
Bilaga 1. Analysdata	
Bilaga 2. Rapport av Magnus Larsson, LTH	

INTRODUKTION TILL FÄLTARBETE

Den 30–31 maj 2023 genomförde Sveriges geologiska undersökning (SGU), Lunds tekniska högskola (LTH) samt Statens geotekniska institut (SGI) ett fältarbete längs utvalda delar av Skånes kust (fig. 1). Detta är en del av det pågående arbetet i projekt SISLER (Samhällspåverkan längs södra Sveriges kust till följd av ökad erosion från stigande havsnivåer) där kustlinjen, med fokus på erosion, vid en framtida havsnivåhöjning utvärderas.

Under fältarbetet har utgångspunkten varit att besöka så många olika kusttyper som möjligt för att fånga upp stora delar av variationen längs Skånes kust under två dagars fältarbete. Syftet var att fånga de variationer i den skånska kustlinjen som är viktiga för att förstå hur kustlinjen kan reagera (erodera) under förväntad framtida havsnivåhöjning. Sandstränder har under fältarbetet i stor utsträckning prioriterats ner eftersom mycket av befintlig forskning redan behandlar dessa kusttyper och dess respons på havsnivåhöjning. Kuster som har besökts inkluderar lokaler med: olika sedimentära bergarter med olika hårdhet, svallade moränområden, strandängar med påbörjan till marsk (växlande lager av torv och sand på en flack kust), sandstränder där kornstorleken varierar och klintar med olika kornstorlekar, höjd och stratigrafi. Lokalerna dokumenterades med bilder och denna fältrapport sammanfattar vad vi har sett och våra slutsatser.

Fältarbetet ämnar ge insikt i:

1. Vad finns det på kusten och vilka kornstorlekar finns i klinten och/eller strandplan?
2. Har kusten eroderats historiskt?
3. Hur kommer kuststräckan påverkas av en framtida havsnivåhöjning?
4. Hur kan Bruuns lag (1954, 1962) appliceras?

Kusten undersöktes i fält och det gjordes observationer av landformer och tecken på erosion, till exempel ras. För att bestämma kornstorlek gjordes en kvalitativ fältbestämning och bitvis användes stickspjut och borrh. Äldre jordartsanalyser har också använts där de fanns tillgängliga.

Den historiska utvecklingen undersöktes genom Lantmäteriets historiska ortofotografier och Rogbergs (2010) sammanställning av flygbilder från 1930-talet längs Skånes kust. Dessa jämfördes med Lantmäteriets moderna ortofotografier för att få en uppfattning om var, om och hur mycket kusten har förändrats.

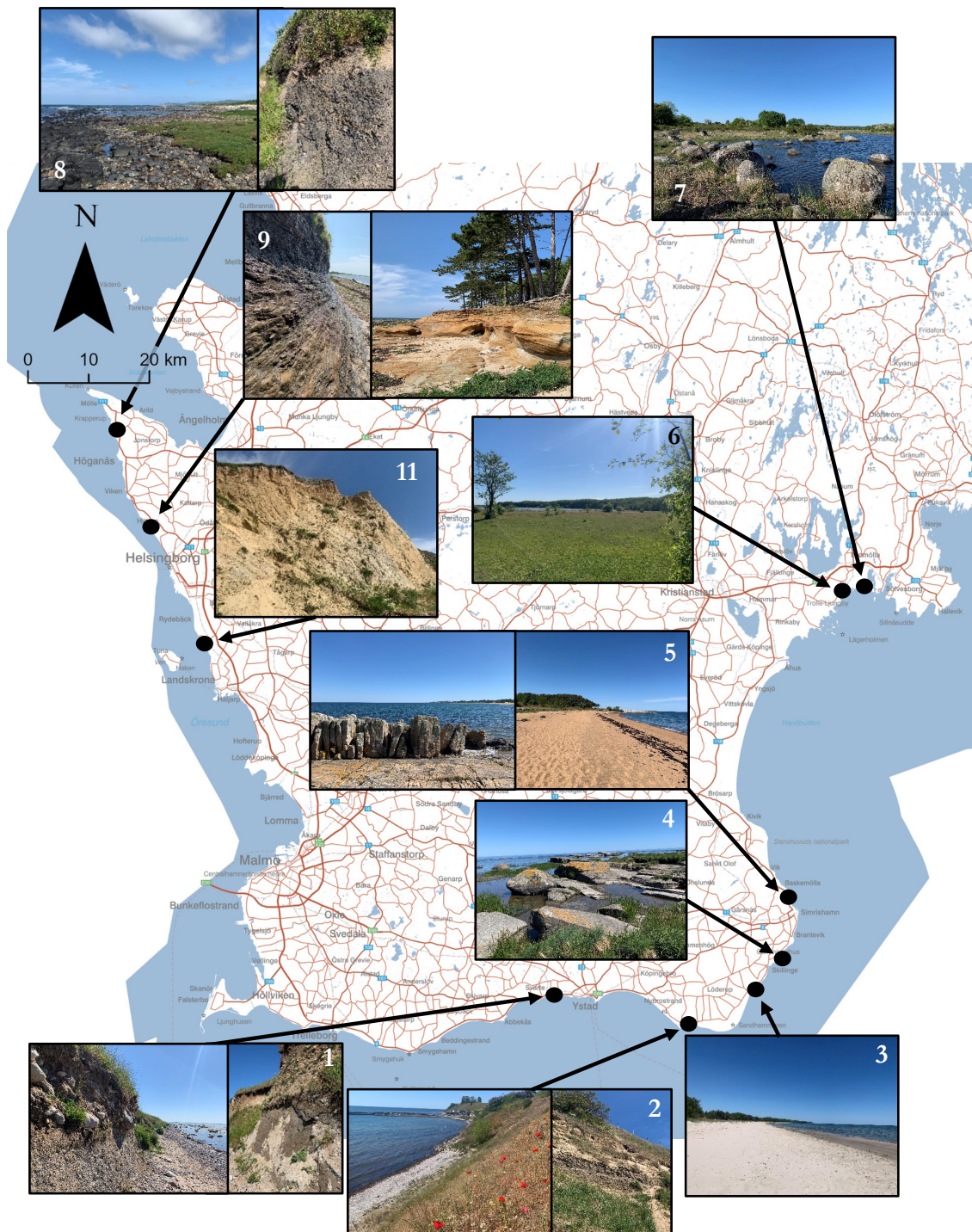
Utifrån morfologi och kornstorlek har det gjorts en bedömning om hur kusten kan reagera vid en höjning av havsnivån. Utgångspunkten har varit att det är samma vågenergi på kusten. Detta behöver inte vara fallet. En högre vattenyta kan översvämma erosionståligare jordarter och bergarter vilka ger ett minskat vattendjup, och på så sätt bryter vågorna längre ut i kustzonen och därmed minskar vågenergin vid strandlinjen.

Bruuns lag (1954, 1962) estimerar förändringen i en jämviktsstrandprofil vid en havsnivåhöjning men antar att det är samma kornstorlek längs hela strandprofilen och i området som eroderas. Detta är något som sällan är fallet i naturen och formeln har kontinuerligt utvecklats för att på ett så optimalt sätt som möjligt representera verkliga stränder. Inom ramen för SISLER-projektet appliceras Bruuns lag (1954, 1962) med modifikationer och utvecklingar av Dean (1977, 1987, 1990), Larson (1991), Kriebel (1991), Moore (1982) och Work & Dean (1991), se bilaga 2. Genom att använda Kriebel m.fl:s (1991) ekvation, där strandens jämviktsprofils formparameter relateras till sedimentens fallhastighet, har Larson (se bilaga 2) från en batymetrisk profil kunnat estimerat kornstorlek på ett sätt som i dagsläget ser lovande ut. Larson (1991) och Work & Dean (1991) har gjort vissa modifikationer av Bruuns lag (1954, 1962) för att fånga upp variationen i kornstorlek längs en kustprofil. Larson (1991) har antagit exponentiell variation med mindre korn

på längre avstånd från vattenlinjen och Work & Dean (1991) har applicerat en variationskonstant. Dessa har potential att på bättre sätt kunna fånga upp de kuststräckor längs Skånes kust där det är stor variation i kornstorlek, även om det fortfarande finns begränsningar. Utifrån ovan beskrivna litteratur och studier utvärderas möjligheten att använda Bruuns lag (1954, 1962) längs de olika kustpartierna och vilka modifikationer som kommer att behöva krävas för att kunna estimeras kustprofilen hos de Skånska stränder som inte uppfyller kriterierna som ställs i dagens modeller.

Kort efter fältbesöket, 20–21 oktober 2023, utsattes Skånes kust för en större storm, Babet, med högt vattenstånd och stormvågor. Vid Ystads mätstation har SMHI:s mätare kl. 00:00 mellan 20 och 21 oktober 2023 registrerat ett havsvattenstånd på 131 cm över normalvattenstånd. Vid Skanör uppmättes ett havsvattenstånd på cirka 150 cm över normalvattenstånd och vid Simrishamn en höjd av cirka 132 cm över normalvattenstånd under samma tid (SMHIIa, SMHIIb & SMHIIc, hämtade 2024). Utöver det höga havsvattenståndet under natten (00:00) mellan 20 och 21 oktober 2023 var det en medelvindhastighet på runt 24,4 m/s, mätt i Hanöbukten (SMHIId, hämtad 2024), vilket är ett medelvärde som nästan når upp till stormstyrka (24,5 m/s). Stormbyarna på samma mätstation mätte en maxhastighet på 33,0 m/s, vilket överstiger värdet för orkan (SMHIIe, hämtad 2024). Vid Skillinge kunde en byhastighet på 24,3 m/s mätas upp vid samma tid och dag, men tidigare under kvällen, kl. 19:00 den 20 oktober 2023, uppgick vindbyarnas hastighet till runt 26 m/s. (SMHIIf, hämtad 2024). Utöver stormens vindhastigheter och ett högt vattenstånd hade stormen även en östlig riktning och följde därför inte trenden med västliga vindar, vilka är de vanligare.

Kombinationen av ett högt vattenstånd, en stark vind och en ovanlig vindriktning resulterade i stor påverkan i Skåne och bitvis hög stormerosion. Stormerosionen exponerade tidigare dolda lager och gav indicier till hur kusten kan komma att se ut och reagera vid en högre vattennivå. Två av lokalerna besöktes därför den 24 oktober 2023 för att kunna utvärdera stormens påverkan: 1. Väster om Lilleskog – Ystad och 2. Kåseberga – öster om samhället (fig. 1).



Figur 1. Översiktskarta som visar de ungefärliga nedslagsplatserna för fältarbetet. Siffrorna korresponderar med lokalernas siffror i rubrikerna: **1.** Väster om Lilleskog – Ystad. **2.** Kåseberga – öster om samhället. **3.** Kyls sandstrand. **4.** Gislövshammar. **5.** Tobisvik. **6.** Utmyning Skräbån vid Nymöllabruk. **7.** Söder om Edenryd – vid Kråkeskär. **8.** Nyhamnsläge. **9.** Kulla Gunnarstorp. **10.** Garvarliden och **11.** Glumslövs backar. Kartdata från Lantmäteriet modifierat i ArcGIS Pro och Microsoft Word. Foton: Lykke Lundgren Sassner.

1. VÄSTER OM LILLESKOG – YSTAD

Kusten består av en klint med foten på cirka 1 m över havet och en maximal höjd av ungefär 5 m. Det understa och dominerande lagret i klinten är morängrovlera vilket överlagras av svallad morän (fig. 2). Esko Daniel (1992) gjorde en kornstorleksanalys på morängrovleran på platsen och det framgick att 61 % av sedimenten var mindre än finsand (bilaga 1). Det ovanliggande svallade moränlagret saknar sediment mindre än finsand.

Strandplanet hade under fältbesöket 30 maj 2023 sediment i storlek över sand och liknade den svallade moränen i klinten, varför majoriteten av sedimenten på strandplanet tros komma från detta lager. De finare fraktionerna, vilka dominerar i moränleran i klinten, saknas på strandplanet. Därför tolkar vi miljön som sådan att dessa finare sediment i klinten transporteras vidare till områden med mindre energi, så som djupt vatten. I kontakten mellan moränleran och den svallade moränen rann det under fältbesöket grundvatten (fig. 2). Det finns en möjlighet att vattenmättnad i klintens sediment kan påverka hållfastheten vid vågattack genom en minskad kohesion och därför öka erosionsrisken. Hur mycket och om grundvattnet här påverkar erosionen har inte undersökts.

Stormen Babet hade en vindriktning som var dominerande mot väst och stormvågorna genomgick därför en refraktion och minskade i energi innan de nådde sydkusten väster om Ystad. Detta betyder att om samma storm hade blåst mot norr skulle den eroderande energin kunnat vara betydligt högre om vi antar samma stryklängd. Under fältbesöket efter stormen (24 oktober 2023) var det tydligt att kusten hade eroderat och strandplanet hade minskat. Det hade med en regelbundenhet bildats lokala urgröpningar ur den leriga moränen av vilka majoriteten i fält upplevdes ha en riktning mot öst och därigenom mot vågattacken. Det återfanns inte heller rester av eroderad morängrovlera på strandplanet. (fig. 3). På flera lokala områden fanns det tydliga terrasseringar där morängrovleran var beständig medan den svallade moränen var borteroderad, vilket påvisar en större erosionsbeständighet hos moränleran än den svallade moränen (se figur 3). Huruvida grundvattnet, vilket under tidigare fältbesök runnit ut i kontakten, hade en effekt i detta är oklart. Det gick även att se hur de grövre fraktionerna, sten och block, var deponerade ovanpå den leriga moränen i terrasseringarna (fig. 3).

Vid jämförelse av Lantmäteriets nutida ortofotografier och de från 1960-talet ser det ut som att bredden på strandplanet vid klinten har minskat och sedimenten framstår som mycket vitare än i dag. Detta är ofta en indikation på sandstrand men av litteratur framkommer att området i början av 1900-talet kartlagts till svämsand (Holst 1902a). Holst (1902b) skriver hur det återfinns ett smalt postglacialt strandbälte som buktar inåt vid Klintholmen, väster om Ystad. I jordarts-kartläggningen 1989 har Daniel (1989) kartlagt förekomst av sand och vid klinterna grus, och han skriver i Daniel (1992) att klapper med sand återfinns strax väster om Svarte. Under SGU:s kartläggning inom projekt Skånestrand (Malmberg Persson m.fl. 2014, Malmberg Persson m.fl. 2016) kartlades denna del av stranden som sand, grus. Det är oklart hur mycket sand/grus/klapperstranden har varierat över tid om man ser till kornstorlek.

Det går genom terrängskuggning från Lantmäteriets nationella höjdmodell att se ett tydligt strandhak direkt väster om lokalen, cirka 3,5 m över havet. Området ser ut att vara eroderat och saknade vegetation när de äldre bilderna från 1960-talet togs (fig. 4). I de nutida bilderna har området vuxit igen. Om det finns en storm som haket kan korrespondera med har inte undersökts men det har förekommit flera stormar under 1960-talet (Burman 2014). Holst (1902b) dokumenterade att det under Novemberstormen 1872 hade spolats bort en del av det postglaciala strandområdet 1 km väster om Svarte. Vilket av de hak vilka går att se i dag som detta korresponderar med är

osäkert, men det framgår av Holst (1902b) att erosionen var så omfattande att landsvägen behövde byggas om – längre in mot land. Det finns även lägre strandhak i området.

Avseende kronisk påverkan vid en högre framtida havsnivå, skulle vattenytan vid normalvattenstånd och en normal våghöjd mycket väl kunna nå upp till den nuvarande klintens fot. Detta skulle betyda en direkt vågattack mot klintens fot och med det erosion av klinten. Om vi antar att det är samma vågenergi som i dag, skulle de små fraktionerna fortsatt och kontinuerligt transporteras bort tills kusten har nått jämvikt och vi riskerar ett sedimentunderskott med effektiv kronisk erosion av morängrovleran.

Av stormpåverkan efter Babet har vi kunnat konstatera att den i klinten ovanliggande svallade moränen eroderat i större utsträckning än den underliggande morängrovleran. Ett möjligt framtida normalscenario är, om vattenståndet når upp till detta lager, att vågenergin kommer att koncentreras i den svallade moränen och det, genom en naturlig överspolning av morängrovleran, blir en effektiv erosion av den svallade moränen och en terrassering likt den som gick att se vid fältbesöket den 24 oktober 2023. Terrasseringen som skulle komma av detta scenario skulle dock också kunna innebära en successiv uppgrundning i den ovanliggande svallade moränen och därför med tiden en effektiv förlust av vågenergin och på så sätt en viss negativ feedback med successivt mindre erosion.

Det finns möjlighet att de grövre fraktionerna som eroderas fram ur moränen resulterar i en armering av de underliggande sedimenten, och i och med detta skyddar underliggande sediment mot vidare erosion. Detta är ett område där det kan krävas modifikationer av Bruuns lag (1954, 1962) för att få ett tillförlitligt resultat i och med att den största delen av tillgängligt sediment troligen inte kommer kunna bygga upp profilen och vi har en stratigrafisk distigering i erosionstålighet.



Figur 2. Bilderna visar klinten 30 maj 2023, med den underliggande moränleran och den överliggande svallade moränen. Kornstorleken varierar lokalt med en största kornstorlek från stenar (se a) till grovgrus (se b). Bild b visar hur grundvatten rinner från kontakten mellan moränleran och den svallade moränen. Bild a är tagen mot öster och bild b mot väst. Foton: Lykke Lundgren Sassner.



Figur 3. Bilderna visar kusten efter stormen Babet från fältbesöket 24 oktober 2023. Det är tydligt att kusten eroderat och det har bildats lokala urgröppningar ur den mörkare moränleran (se bild a). Den sandigare svallade moränen, som på bilderna är ljusare än den mörka morängrovleran hade eroderats effektivt varför den underliggande moränleran byggde upp terrasser som kunde ses i fält (se bild b). Både bild a och b är tagna mot öster.
Foton: Lykke Lundgren Sassner.



Figur 4. Bild a är ett historiskt ortofotografi som visar hur kusten såg ut på 1960-talet och bild b visar hur kusten ser ut i dag. Strandplanet var bredare på 1960-talet och det var ett vegetationslöst hak i väster. Klinten har förändrat sig marginellt under de gångna åren. Båda bilderna är gjorda i ArcGIS Pro genom kartdata från Lantmäteriet: historiska ortofotografier samt moderna ortofotografier foton som överlagras av terrängskuggning från Lantmäteriets nationella höjdmodell.

2. KÅSEBERGA – ÖSTER OM SAMHÄLLET

Under besöket den 30 maj 2023 kunde vi i klinten enbart se finsand med tunna lager av horisontellt lagrad grovsand samt grus och sten (fig. 5). Foten av klinten varierade något men låg runt 1 m över havet och klinten var cirka 28 m hög. På strandplanet dominerade sten men det fanns grovsand i vissa strandvallar. Rundad klapper återfanns på de brantare partierna av kustlinjeslätten, i den lägre svallzonen, medan skivformad klapper var deponerade i den övre delen av svallzonen.

Fraktioner mindre än grovsand antas transporteras bort till lugnare vatten, med mindre energi, under vågenergin som format kusten vid besöket den 30 maj 2023, vilken vi ser som den i dagsläget ”normala”. Vid fältbesöket 30 maj 2023 kunde det inte hittas något tecken på nyare skred och klinten hade vegetation ner till strandplanet.

Efter stormen den 19 oktober 2023 eroderades närmre 5 m av klinten och det smala strandplanet hade övergått till ett brett strandplan med sand (24 oktober 2023). Stratigrafin i klinten var väl-exponerad i vertikala väggar med lager av varierande kornstorlek: silt till sten. Vegetationen som tidigare varit ner till strandplanet var borteroderad (fig. 5). Det är tydligt att den exponering som syntes innan stormen, med dominerande fina fraktioner i klinten, inte var representativ och att klinten även är uppbyggd av en större andel grövre fraktioner. Dessa skulle kunna eroderas fram och deponeras lokalt för att därifrån utgöra en armering av underliggande sediment och grunda upp profilen, samt minska erosionen. Erosionen av klinten bedöms främst vara ett resultat av underminering av klintens fot vilket orsakar instabilitet och medföljande skred i de övre delarna. Detta kommer att resultera i ett temporärt tillskott av sediment till strandplanet och kusten, samt att klinten successivt kommer att eroderas tillbaka.

När Lantmäteriets bilddokumentation från 1960-talet jämförs med nutida ortofotografier ser stranden ut att vara en sandstrand under 1960-talet jämfört med den moderna sten/klapper-stranden (fig. 7). Det går dock att från bilder i Rogbergs (2010) sammanställning av flygbilder från 1930-talet se tydliga hak på strandplanet och den ser ut att ha större korn. Stranden bör därför rent historiskt bedömas som, likt i dag, – en sten/klapperstrand, trots att den från ortofoton från 1960 ser mer sandig ut. Det är även troligt att den, likt som vi har sett i det moderna systemet, har variationer mellan sten och klapper under lugnare väder och sand efter stormar som eroderar klinten och bidrar med sediment. Klintens fot har eroderats runt 7 m mellan bilderna, motsvarande en hastighet av cirka 11 cm/år.

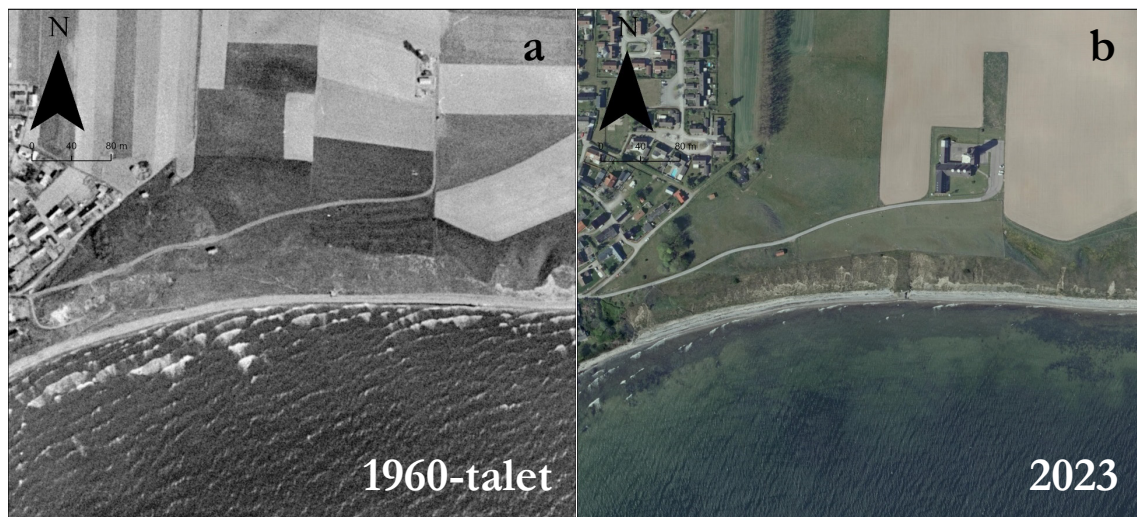
Vid en havsnivåhöjning kommer den nuvarande klintfoten kunna eroderas, se figur 6. För att estimeras förskjutningen av profilen krävs vissa modifikationer av Bruuns lag (1954, 1962), i och med att det enbart är delar av de stratigrafiska lagren, med kornstorlekar över grovsand, som bedöms kunna bidra med sediment till den ”normala” profilen. Andelen befintligt sediment i klinten som tros kunna bygga upp profilen behöver estimeras. I och med att strandlinjen når upp till klintens fot kan det också vara problematik med den kontinuerliga sorteringen där de mindre kornstorlekarna sorteras bort resulterande i en underminering av klinten, en instabilitet, skred och erosion av klinten som följd.



Figur 5. Bilderna av klinten vid Kåseberga den 30 maj 2023. Bild a visar hur klinten sluttar mot den smala stenstranden och bild b visar den exponerade horisontellt lagrade grovsanden och gruset/stenarna samt de skivformade stenarna på stranden. Foton: Bradley Goodfellow (t.v.) och Lykke Lundgren Sassner (t.h.).



Figur 6. Bilder tagna under fältbesöket den 24 oktober 2023. Bild a visar klintens frameroderade vertikala väggar, den lagrade delvis grovkorniga stratigrafien och det breda strandplanet. Bild a är tagen på ungefär samma plats som figur 5a. Bild b är en bild på en del av klintens vägg med sina grovkornigare lager, sand samt skjuvade siltlager. Foton: Bradley Goodfellow (t.v.) och Lykke Lundgren Sassner (t.h.).



Figur 7. Bild a är ett historiskt ortofotografi som visar hur kusten såg ut på 1960-talet och bild b visar hur kusten ser ut i modern tid. Det är tydligt att erosion har förekommit. Båda bilderna är gjorda i ArcGIS Pro genom kartdata från Lantmäteriet: historiska ortofotografier samt moderna ortofotografier som överlagras av terrängskuggning från Lantmäteriets nationella höjdmodell.

3. KYLS SANDSTRAND

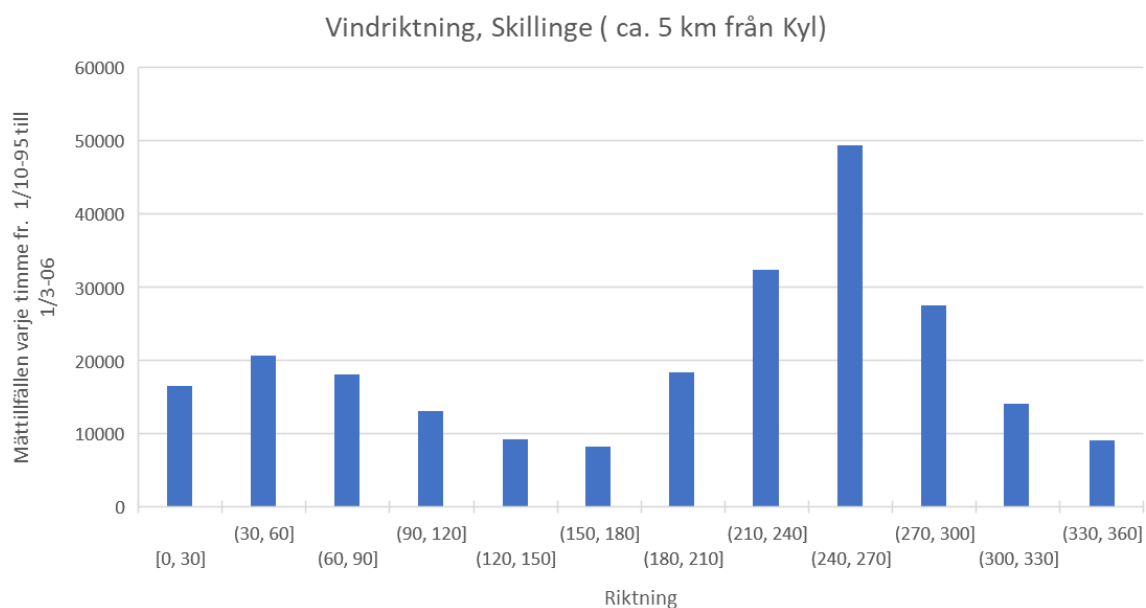
Detta är en mycket finkornig finsandstrand (fig. 8). I och med kornstorleken är grundvattnet högt och sanden är under stora delar av året fuktig. Fukten i sanden tros till en betydande del begränsa sedimenttransporten genom att vattnet binder samman kornen vilket försvårar en eolisk (vinddriven) transport. Detta i kombination med den lägre stabiliteten hos finkorniga jordar jämfört med större kornstorlekar, tros vara en av de drivande orsakerna till att stranddynerna är så låga och strandplanet flackt på Kyls sandstrand. Vindriktningen kan här också vara en påverkande orsak till det flacka strandplanet med låga stranddyner. Enligt data från SMHI (SMHIg, hämtad 2024) dominerar en väst-sydvästlig vindriktning cirka 5 km bort, i Skillinge (fig. 9). Vindriktningen antas vara liknande här vilket skulle innebära att den eoliska sedimenttransport som sker, främst är kustparallell snarare än till stranddynerna.

Vid undersökning av Lantmäteriets bilder från 1960-talet syns tre kustparallella revlar av vilka det enbart återstår två. Strandplanet är ungefär lika brett i dag som då, möjligen med en liten tillväxt. Bakom dynerna var det under 1960-talet en öppen tallskogsliknande vegetation och sandblottor. Skogen har i modern tid vuxit sig tätare och infrastruktur och bebyggelse har tillkommit (fig. 10). Stranden är i balans och det finns inte tydliga spår efter erosion i dagsläget. Vid skånestrand-kartläggningen (Malmberg Persson m.fl. 2014, Malmberg Persson m.fl. 2016) har stranden definierats som *strand med växelvis erosion/ackumulation men i huvudsak i balans*.

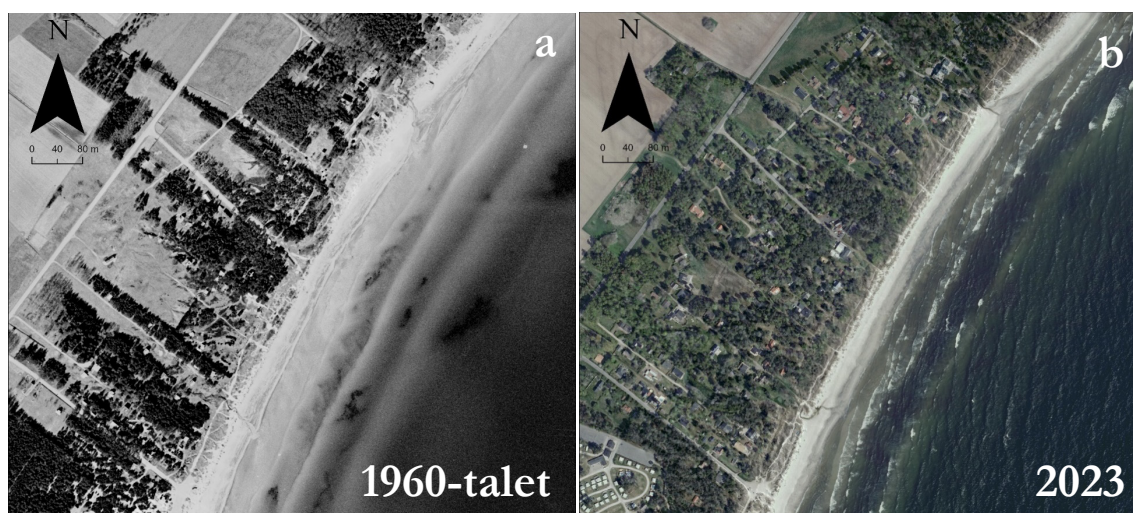
I och med att det är liknande sediment i dynen som bakom denne, och i strandplanet och profilen antas det gå bra att använda Bruuns lag (1954, 1962) på denna kuststräcka. Det breda strandplanet i dag ger en indikation om att det kan vara en betydande förskjutning av kustprofilen in mot land om vågenergin är den samma och bebyggda områden kan komma att påverkas.



Figur 8. Bild på det flacka strandplanet med de låga dynerna vid Kyl. Sanden är fuktig långt upp på strandplanet (se den mörkare färgen). Foto: Lykke Lundgren Sassner.



Figur 9. Dominerande vindriktning enligt mätningar/data från SMHI (SMHIg, hämtad 2024) i Skillinge, cirka 5 km från Kyl sandstrand.



Figur 10. Bild a är ett historiskt ortofotografi som visar hur kusten såg ut på 1960-talet och bild b visar hur kusten ser ut i modern tid. Vid jämförelse är det tydligt att det var mer öppen vegetation bakom stranddynerna under 1960-talet än i modern tid. Antalet revlar har minskat från 3 till 2. Strandplanet är ungefär lika brett. Båda bilderna är gjorda i ArcGIS Pro genom kartdata från Lantmäteriet: historiska ortofotografier samt moderna ortofotografier som överlagras av terrängskuggning från Lantmäteriets nationella höjdmodell.

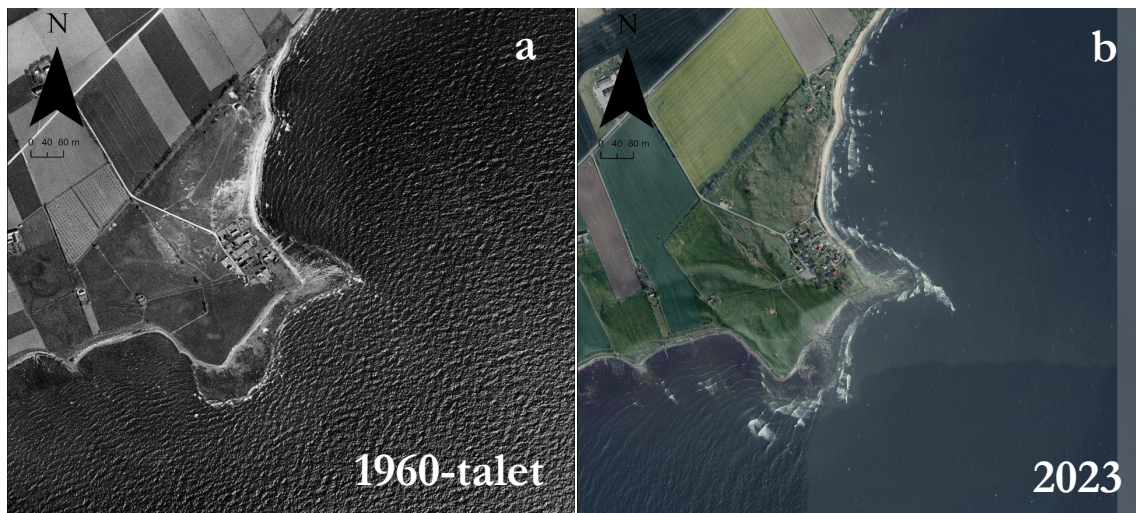
4. GISLÖVSHAMMAR

Norr om Gislövshammar ligger komstadkalkstenen exponerad i befintlig havsnivå och i söder överlagras den av mjukare skiffer vilken är exponerad i ett strandhak (Erlström m.fl. 2004). Ett tydligt strandplan finns enbart i söder, vid skifferhaket. Detta är grovsandigt till grusigt (fig. 11). Vid jämförelse mellan Lantmäteriets ortofotografier från 1960-talet och nutida bilder är det inte någon större förändring i området, med undantag för att det har skett en tillväxt i söder (fig. 12). Detta tros dock vara massor som dumpats vid stranden snarare än en naturlig påbyggnad. Enligt den erosionskartläggning som gjordes vid skånestrandkartläggningen (Malmberg Persson m.fl. 2014, Malmberg Persson m.fl. 2016) är kusten här stabil. I Lantmäteriets terrängskuggning från Lantmäteriets nationella höjdmödel går det att se två strandhak längs stranden i öster, en på 2,5 m och en på 1,5 m över havet.

Trots att kalkstenen och skiffern har olika resistens mot erosion, och med hänsyn till den begränsade erosionen historiskt sedan 1960-talet, bör erosionen i det kortare perspektivet vara begränsad till under en meter. Erosion bör främst kunna förekomma i den mjukare skiffern. Kalkstenen i kombination med svallad morän, grus och sten på havsbotten tros här effektivt bryta vågorna så att energin vid strandlinjen är låg. Här finns inte lösa sediment och det går inte att använda Bruuns lag (1954, 1962).



Figur 11. Bild a visar hur kalkstenen ligger i dagen och ungefär i nivå med havet och bild b är från området söder om Gislövshammar och visar strandhaket i vilket det fanns en håll med skiffer. Det är ett grovsandigt till grusigt strandplan. Foton: Lykke Lundgren Sassner.



Figur 12. Bild a är ett historiskt ortofotografi som visar hur kusten såg ut på 1960-talet och bild b visar hur kusten ser ut i modern tid. Det syns inga större förändringar, med undantag tillväxten i söder. Detta tros vara ett resultat av dumpning av massor. Båda bilderna är gjorda i ArcGIS Pro genom kartdata från Lantmäteriet: historiska ortofotografier samt moderna ortofotografier som överlagras av terrängskuggning från Lantmäteriets nationella höjdmodell.

5. TOBISVIK

Tobisvik har en sandstrand med grovsand av varierad litologi. Det är mycket kalifältspat och kornen är relativt kantiga. Att kornen är kantiga är en indikation på kort transportsträcka och lokalt ursprung. Enligt modellering av Nunes de Brito Junior m.fl. (2020) begränsas detta kust-sedimentsystem av Simrishamns hamn och Vårhallen (Nyberg m.fl. 2021). Kornen skulle ha kunnat bevarat sitt ursprungliga kantiga utseende genom att denna strand är en del av ett mycket litet kustsedimentsystem och kornen har därför inte förflyttats större sträckor. I norr kunde vi under fältarbetet identifiera en kvartsitsandsten som tillhör vad Erlström m.fl. (2005) har kartlagt som en del av Hardebergaformationen. Under stranden har Erlström m.fl. (2005) kartlagt alunskifferformationen innehållandes alunskiffer, kalksten och orsten. Inga kalifältspatrika berghällar hittades under fältbesöket och ursprunget på sanden är okänt.

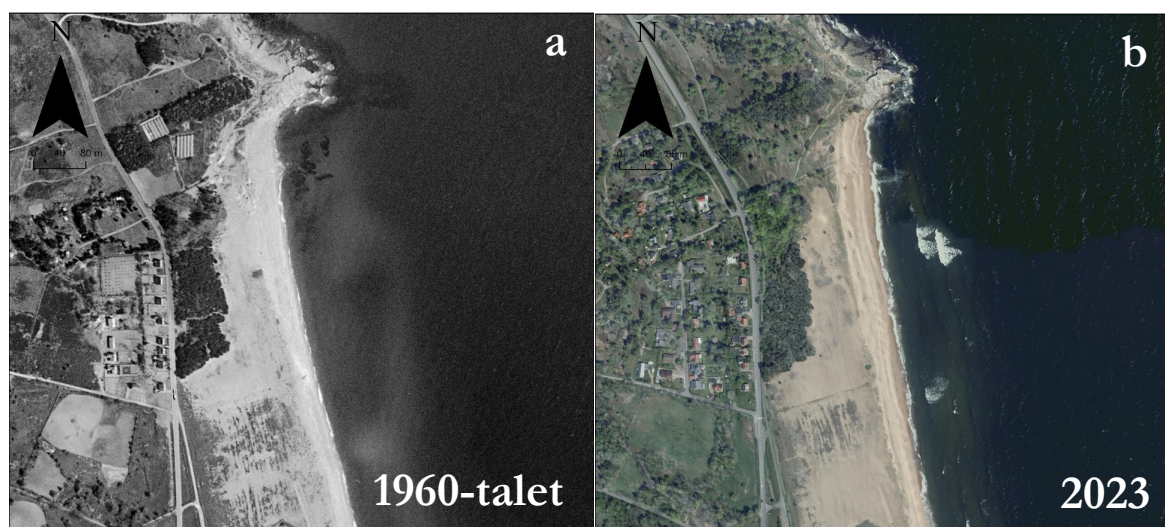
Strandplanet har en kraftig lutning och vid fältbesöket kunde ett strandhak identifieras på ungefär 1 m över havet samt en strandvall på cirka 2 m över havet. Dessa hade rester av sjögräs och strandvallen hade även grövre sediment i foten mot havet, vilket indikerar att dessa är aktiva under stormar men att strandplanet vid lugnt väder byggs på och lämnar efter sig terrasser (fig. 13). Området ovanför strandplanet upplevdes i fält som platt och det fanns inte några tydliga dyner. Kornstorleken här var också grovsand.

I terrängskuggning från Lantmäteriets nationella höjdmodell kunde fyra separata strandvallar identifieras upp till 4 m över havet. Bakom dessa bedöms det finnas spår av odlingsmark i form av en fortsättning på väg 9 ut mot stranden och två tydligt avgränsade plana ytor med raka avgränsningar. Detta innebär att äldre ”naturlig” morfologi här har förstörts och förklarar att området ovanför strandplanet upplevdes som mycket platt. Vid jämförelse av Lantmäteriets moderna och historiska ortofotografier från 1960 är det tydligt att det har förekommit en tillväxt av strandplanet. Malmberg Persson m.fl. (2014, Malmberg Persson m.fl. 2016) har definierat stranden som *strand med växelsvis erosion och ackumulation men i huvudsak i balans* (fig. 14).

I och med att det är samma sedimentfraktioner i strandplanet som det är inåt land kommer påverkan av en framtida höjning av havsnivån här kunna estimeras väl med Bruuns lag (1954, 1962).



Figur 13. Bild a och b visar kvartsiten i Tobisvik. I bild c går det att se strandhaket med sjögräs under och det går att ana strandvallen med sjögräs och de grövre kornstorlekarna i foten till vänster. I bakgrunden syns kvartsiten och de olika hållarna har markerats genom pilar. Foton: Lykke Lundgren Sassner.



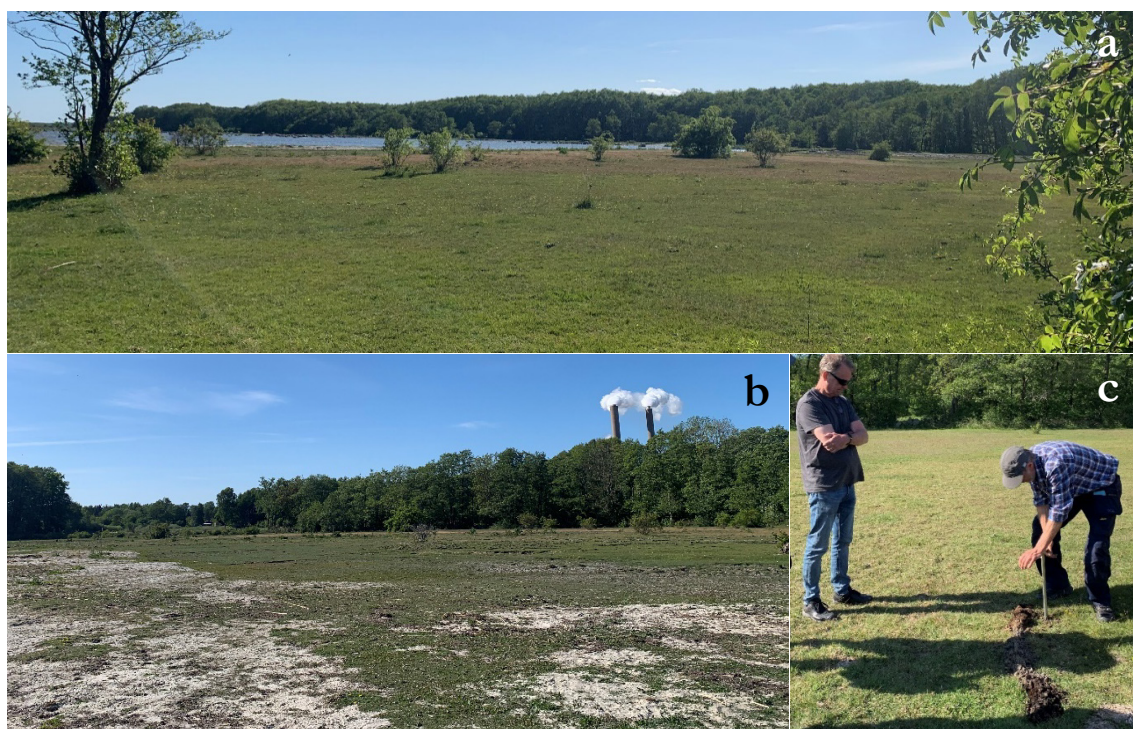
Figur 14. Bild a är ett historiskt ortofotografi som visar hur Tobisviks kust såg ut på 1960-talet och bild b visar hur kusten ser ut i modern tid. Det går att se fyra separata strandvallar. Vid jämförelse är det tydligt att det förekommit en regression. Båda bilderna är gjorda i ArcGIS Pro genom kartdata från Lantmäteriet: historiska ortofotografier samt moderna ortofotografier som överlagras av terrängskuggning från Lantmäteriets nationella höjdmodell.

6. SKRÄBEÅNS MYNNING VID NYMÖLLA BRUK

Området är i dag en strandäng med gräs. Den dominerande kornstorleken är mellansand men denna är till stor del uppbunden av vegetation och rötter (fig. 15). Under fältbesöket genomfördes två skruvborrningar till ungefär 1 m djup och det återfanns, utöver mellansanden: grovsand, torv och alggyttja på djup över 0,5 m.

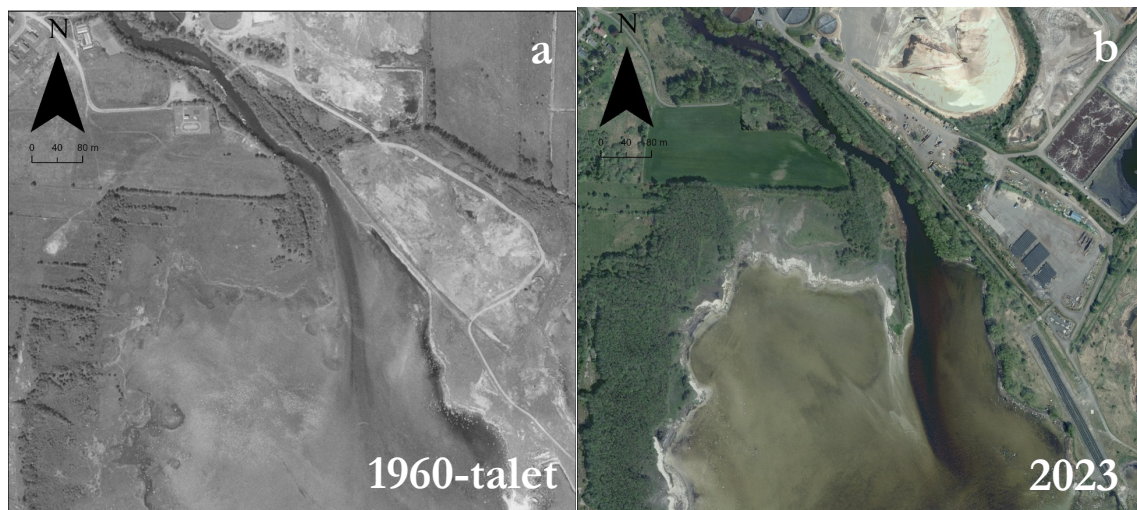
Vid jämförelse av moderna och historiska ortofotografier är det tydligt att området under perioder har varit delvis översvämmat. Strandängen har med stor sannolikhet varit en del av det tidigare utloppet av Skräbeån och senare lämnats och vuxit igen. I moderna ortofotografier framgår ett mönster i området som liknar både ett gammalt utlopp i den västra delen av strandängen och vad som liknar en korvsjö centralt (fig. 16). Detta skulle kunna förklara den alggyttja som hittades vid borrningen, vilken kan ha bildats i det stagnanta vattnet i den varma korvsjön. Troligen har området därefter fyllts med mellansand under högvattentillfällen.

Vid en högre havsnivå kommer den flacka strandängen översvämmas. Den svallade steniga och blockiga moränen längre ut kommer att bryta mycket av vågorna och dämpa vågenergin.



Figur 15. Bild a och b visar den flacka strandängen på söder sida av Skräbeåns mynning. I bild b syns också mellansanden och hur den bitvis blottas ur vegetationstäcket. Bild c är från skruvborrningen.

Foton: Lykke Lundgren Sassner.



Figur 16. Bild a är ett historiskt ortofotografi som visar hur kusten på söder sida av Skräbeåns mynning såg ut på 1960-talet och bild b visar hur kusten ser ut i modern tid. Det är ingen större förändring. Båda bilderna är gjorda i ArcGIS Pro genom kartdata från Lantmäteriet: historiska ortofotografier samt moderna ortofotografier som överlagras av terrängskuggning från Lantmäteriets nationella höjdmodell.

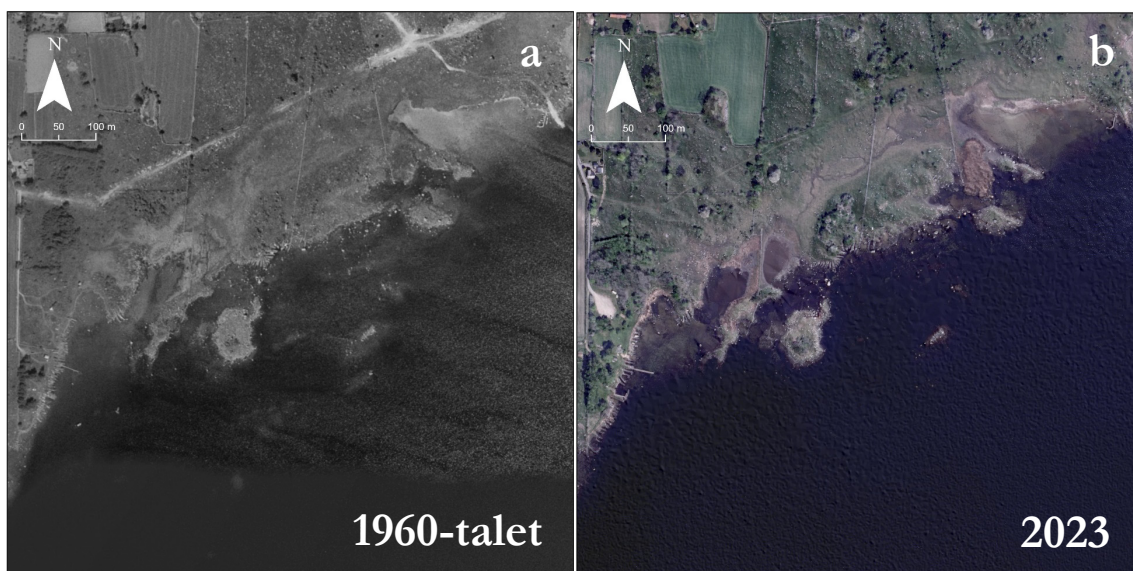
7. SÖDER OM EDENRYD – VID KRÅKESKÄR

Området består av blockrik svallad morän med påbörjan till marsktrav och en mycket kraftig vegetation (fig. 17). Kornstorlek varierar från mellansand till sten, men huvudsaklig kornstorlek är mycket svårt att definiera i och med den höga halten organiskt material och vegetationen. Vid granskning av ortofotografier från 1960 och i närtid (fig. 18) är området i princip oförändrat.

Kusten är flack och vid en framtida höjning av havsnivån förväntas området översvämmas. Den rika andelen stora korn, den flacka lutningen i kombination med den kraftiga vegetationen bedöms effektivt bryta vågorna och minska vågenergin vid strandlinjen utan att sediment i en större utsträckning transporteras bort, varför erosionen inte tros bli omfattande.



Figur 17. Bild a och b visar den blockrika svallade moränen med påbörjan till marsktrav och en mycket kraftig vegetation vid Kråkeskär. Som framgår av bilderna är det inte mycket minerogent sediment utöver blocken som syns i ytskiktet. Foton: Lykke Lundgren Sassner.



Figur 18. Bild a är ett historiskt ortofotografi som visar hur kusten vid Kråkeskär såg ut på 1960-talet och bild b visar hur kusten ser ut i modern tid. Det är marginell skillnad. Båda bilderna är gjorda i ArcGIS Pro genom kartdata från Lantmäteriet: historiska ortofotografier samt moderna ortofotografier som överlagras av terrängskuggning från Lantmäteriets nationella höjdmodell.

8. NYHAMNSLÄGE

I Nyhamnsläge, norr om hamnen, återfinns en sten- och grusstrand (bitvis även grovsand) vilken i ett mindre parti övergår till en skoning och sedan tillbaka till sten- och grusstrand. Bakom stranden i norr är en exponerad klint med alunskiffer som överlagras av svallad morän och längre inåt land klapper. Foten av strandhaket/hällen ligger på cirka 2 m över havet och är runt 3 m hög. Diabasgångar skär skiffern och går mot norr att följa ut till strandlinjen där den i dag är i höjd med havsnivån (fig. 19). Bakom klinten har Daniel (1976) kartlagt förekomst av klapper. Vid sten- och grusstränderna har Daniel (1976) kartlagt postglacial sand och svallsediment (fig. 20).

Genom Rogbergs (2010) sammanställning av flygbilder från 1930-talet går det att se hur Nyhamnsläge historiskt har haft flackare sten- och grusstränder i norr och först söder om staden återfanns en sandstrand längs kusten. Detta liknar det mönster som finns i dag, men på mycket av det som tidigare varit sten- och grusstränder har det senare anlagts skoningar. Vid jämförelse av modernare ortofotografier och de från 1960-talet (fig. 21 & fig. 22) syns det tydligt att bredden på sten- och grusstrandplanet har minskat efter att strandskoningarna har byggts och det går att se en tillväxt av strandplanet i den södra, mer finkorniga, delen av samhällets kust. I terrängskuggning från Lantmäteriets nationella höjdmodell syns två strandhak, cirka 0,5 och 2 m över havet, som går att följa över en kilometer i de områden som inte har strandskoning. I skånestrandkartläggningen (Malmberg Persson m.fl. 2014, Malmberg Persson m.fl. 2016) definieras sten- och grusstränderna i området antingen som i *huvudsak stabila* eller som *stränder med växelvis erosion/ackumulation men i huvudsak i balans*. Skoningarna har antingen inte bedömts eller definierats som *Strand med betydande erosion*. Vid området med alunskifferhällen har Malmberg m.fl. (2014, 2016) bedömt att det förekommer en långsam erosion.

Vid en havsnivåhöjning kommer havet kunna nå upp över det lägre av strandhaken och till alunskifferhällens fot. I och med att strandplanens minsta kornstorlek är grovsand, norr om hamnen, antas detta vara den minsta kornstorleken som kommer att kunna bygga upp en ny profil här.

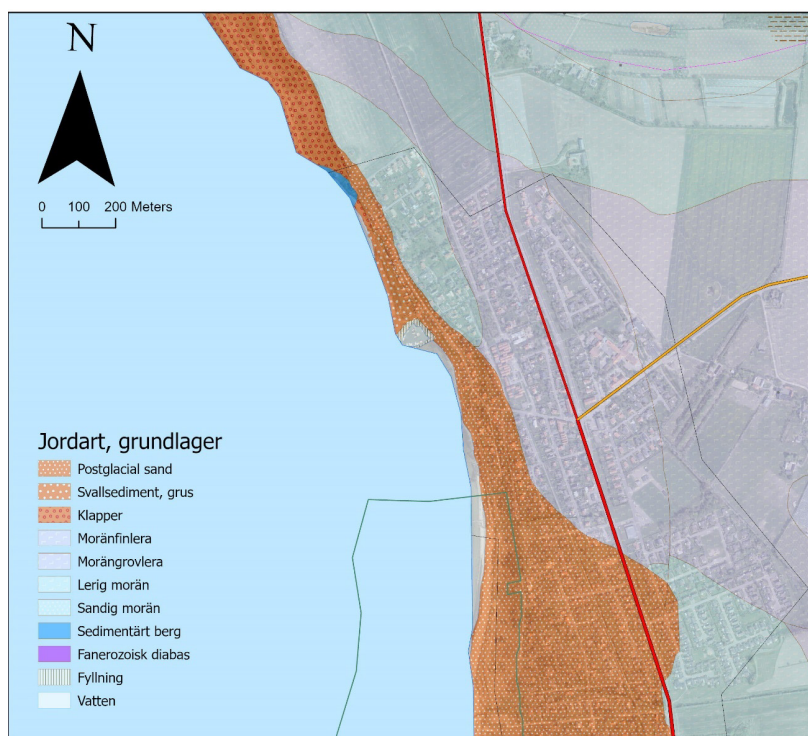
Där diabasen i dag är i nivå med havet, kommer berget att bilda en naturlig terrass/uppgrundning där vågorna bryts. Detta betyder att vågenergin vid denna del av strandlinjen eventuellt kan minska i förhållande till i dag. Sten- och grusstranden kommer att skydda väl mot erosion tillsammans med den ovanliggande klappern och moränen. Sedimenten kommer att svallas och fina partiklar kommer att transporteras bort, men erosionen bedöms som mycket begränsad. Erosionshastigheten hos alunskiffern är svår att estimeras, men den är att se som marginell inom projektets tidsskala och kommer sannolikt inte att bidra med en större mängd sediment till kustprofilen.

För områdena med naturlig sten-, grus- och grovsandstrand skulle eventuellt Bruuns lag (1954, 1962) kunna appliceras. Vi vet inte storleken av den kartlagda sanden och svallsedimentet (Daniel 1976) och kan därför inte estimeras hur stor del av sedimenten bakom nuvarande strandplanet som skulle kunna bygga upp och bibehålla strandprofilen, och hur stor del som skulle transporteras bort. Mer underlag skulle därför behövas här.

Områdena med skoningar är svåra att bedöma men fortsatt erosion är att förvänta.



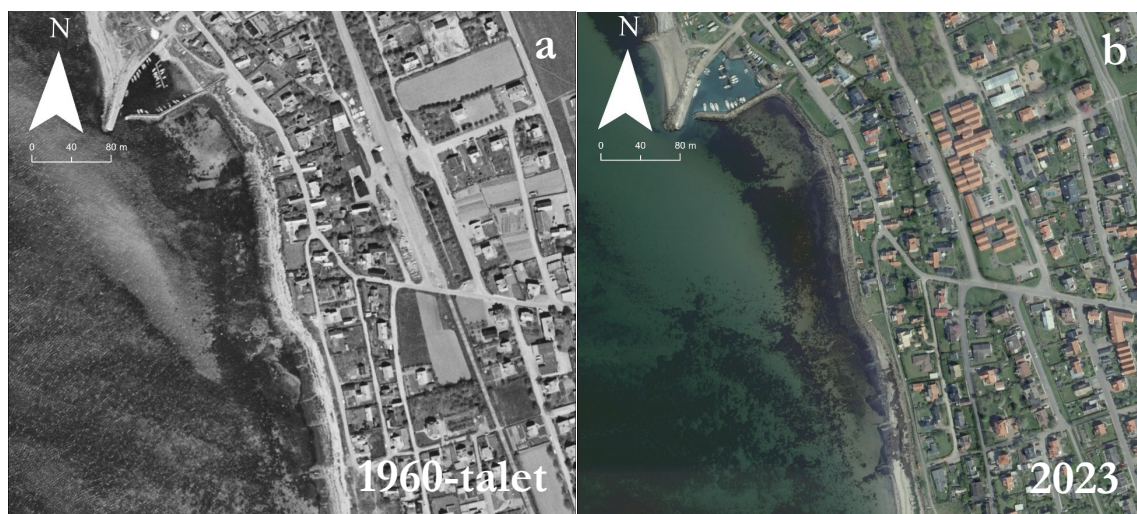
Figur 19. Bilderna visar kusten vid Nyhamnsläge. I bild a visas strandhaket med alunskiffer under vilken det finns en sten- och grusstrand. Bild b visar alunskiffern (mörka lagret) med överliggande svallad morän. I bild c går det att se diabasen som är i nivå med havet och bygger upp en skyddad terrass. Innanför diabasen syns en grusstrand och vegetationstäckte. Foton: Lykke Lundgren Sassner.



Figur 20. SGU:s jordartskarta över Nyhamnsläge kust överlagrad med Lantmäteriets översiktskarta från 2017. Bakgrundskarta är Lantmäteriets moderna ortofotografi som överlagras av terrängskuggning från Lantmäteriets nationella höjdmodell.



Figur 21. Kartorna visar den norra kusten i Nyhamnsläge. Bild a är ett historiskt ortofotografi som visar hur kusten såg ut på 1960-talet och bild b visar hur kusten ser ut i modern tid. Det ser ut som det har förekommit erosion i mittenpartiet, i synnerhet vid skoningen och viss ackumulation i söder. Huset längst ned till höger är huset högst upp till vänster i figur 22. Båda bilderna är gjorda i ArcGIS Pro genom kartdata från Lantmäteriet: historiska ortofotografier samt moderna ortofotografier som överlagras av I terrängskuggning från Lantmäteriets nationella höjdmodell.



Figur 22. Kartorna visar den södra kusten i Nyhamnsläge. Bild a är ett historiskt ortofotografi som visar hur kusten såg ut på 1960-talet och bild b visar hur kusten ser ut i modern tid. Det är på kartorna tydligt att strandplanet har minskat eller försvunnit i områdena där det har anlagts skoningar och det har skett en ackumulation av sediment i söder. Huset högst upp till vänster är huset längst ned till höger i figur 21. Båda bilderna är gjorda i ArcGIS Pro genom kartdata från Lantmäteriet: historiska ortofotografier samt moderna ortofotografier som överlagras av terrängskuggning från Lantmäteriets nationella höjdmodell.

9. KULLA GUNNARSTORP

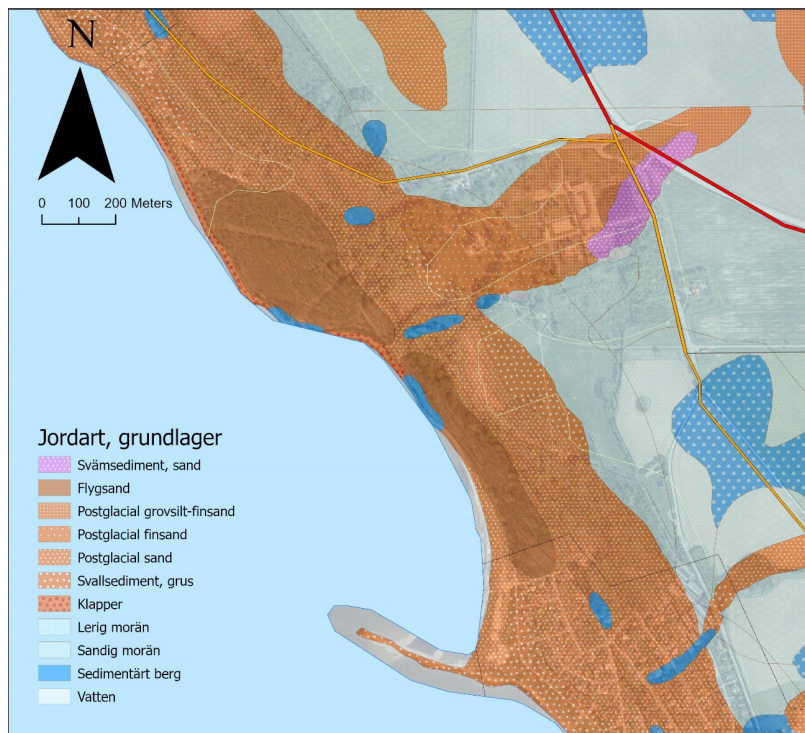
I Kulla Gunnarstorp finns två olika typer av sedimentärt berg i dagen vid kusten, de senjurassiska leden: Helsingborgsledet och Döshultsledet. Helsingborgsledet återfinns söder om bäcken och är här en varvad sand- och lersten med ovanliggande svallad morän. Döshultsledet går att hitta i norr och är en grovkornig sandsten med ovanliggande lös finsand (Sivhed 1986, fig. 23).

I Helsingborgsledet noterades det vid fältarbetet att berget sticker ut där sandlagren dominerar medan de mer lerrika partierna buktar inåt. Mönstret tolkas som att de partier i hällen som är mer lerrika också är de som i högre grad har eroderats än de mer sandrika lagren (fig. 24). Det går att se hur rötter från träd sticker ut ur moränen ovanför klinten och även ärr från ras. Strandplanet är uppbyggd av material liknande moränen ovanför klinten varför detta troligen är den huvudsakliga källan till sediment. Det förekommer även grundvatten vilket rinner ut ur berget. Hur detta påverkar erosionen är oklart. Trots indikationerna på att det förekommer erosion i Helsingborgsledet, är det inom tidsramen för projektet en mycket långsam process och estimeras till max 1–2 m per århundrade, det vill säga cirka 1 cm per år.

Döshultsledet hade inga tydliga tecken på ras och överlagras av postglacial flygsand (fig. 23). Strandplanet består av klapper med finsand invid hällen (fig. 24). Finsanden tros ha blåst till platsen från den ovanliggande flygsanden, medan klappern representerar den vågavsatta partikelstorleken i denna mer hög-energimiljö.

Vid jämförelse av Lantmäteriets ortofotografier från 1960-talet samt de moderna går det inte att se någon större förändring av kustlinjen (fig. 25). I skånestrandkartläggningen (Malmberg Persson m.fl. 2014, Malmberg Persson m.fl. 2016) har denna kuststräcka beskrivits som långsamt eroderande.

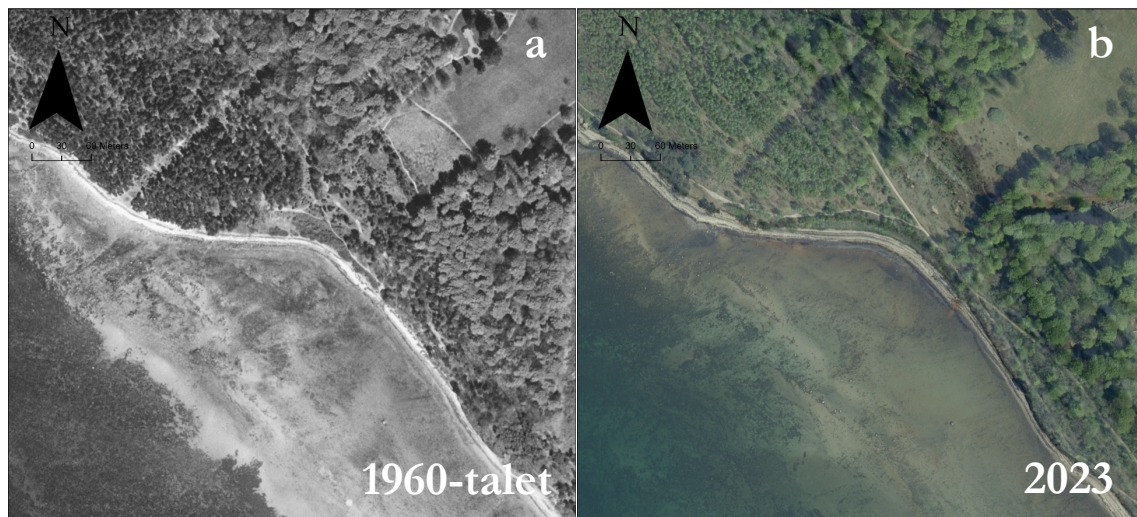
Vid en framtida havsnivåhöjning kommer havsnivån kunna nå de nuvarande bergväggarnas fot. Det finns en möjlighet att erosionshastigheten ökar genom att vågorna bryts direkt mot väggen, men den bedöms fortfarande som liten inom tidsramen för SISLER, varför inte området behöver undersökas vidare inom detta projekt. För Döshultsledet gör vi bedömningen att det inte bör vara någon större erosion i berget inom SISLER:s tidsram. Vi bedömer att den stora risken här är att havsytan når 2–3 m över nuvarande havsnivå och flygsanden. Flygsandssediment har dominerande finsand och kommer därför effektivt kunna transporteras bort och deponeras på områden med mindre vågenergi. Detta skulle kunna betyda en akut erosion och att en större kvantitet sediment kan transporteras bort under ett stormtillfälle.



Figur 23. SGU:s jordartskarta över Kulla Gunnarstorps kust. Bakgrundskarta är Lantmäteriets moderna ortofotografi som överlagras av terrängskuggning från Lantmäteriets nationella höjdmödel. Kartan är skapad i ArcGIS Pro.



Figur 24. Bild a visar Döshultsledets grova sandsten. Bild b och c visar Helsingborgsledet och hur de mer lerrika lagren buktar in och de mer sandiga buktar ut. Det går i bild b att se rötterna som sticker ut ur den ovanliggande moränen. Foton: Lykke Lundgren Sassner.



Figur 25. Bild a är ett historiskt ortofotografi som visar hur Kulla Gunnarstorps kust såg ut på 1960-talet och bild b visar hur kusten ser ut i modern tid. Det är ingen större skillnad på kusten. Båda bilderna är gjorda i ArcGIS Pro genom kartdata från Lantmäteriet: historiska ortofotografier samt moderna ortofotografier som överlagras av terrängskuggning från Lantmäteriets nationella höjdmodell.

10. GARVARLIDEN

Garvarliden är sedimentärt berg som har blivit söndervittrat och liknar jord. Fältbesöket var mycket kort och bestod av okulär undersökning från fordon. Vid fältbesöket syntes inte något tydligt i hällen och vittringsjorden, men det gick tydligt att se berg i dagen under vattenytan. Detta område har inte undersökts vidare.

11. GLUMSLÖVS BACKAR

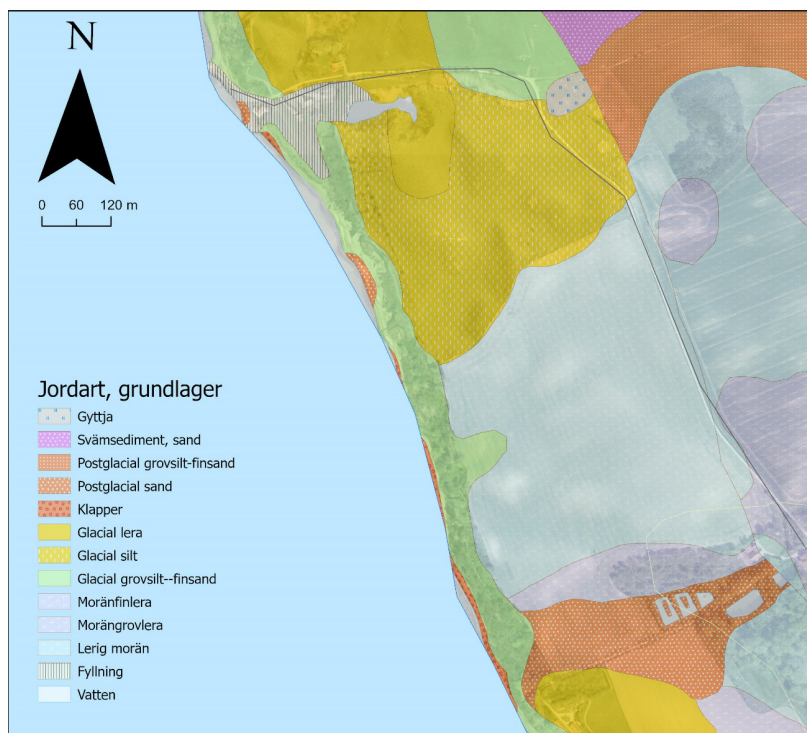
Glumslövs backar är en klint med deformerat isälvsmaterial vilket överlagras av glacial finsand till grovsilt (fig. 26 & fig. 27). Sedimenten i klinten är främst finsand men det förekommer mindre mängd silt, ler och mellansand. Runt 75 m mot land från strandlinjen är det större lokal variation i den överlagrande jordarten, med glaciallera och silt i norr följt av (mot söder) lerig morän, morän-grovlera, postglacial sand, glacial sand och moränfinlera (fig. 27). Höjden på klinten varierar mycket, men är ofta mellan 20 och 25 m hög. Klintens fot ligger på runt 1 m över havet. På strandplanet är det främst klapperformat tegel, klapper och mellansand. Mellansanden är främst deponerad på den övre delen av strandplanet, och klappern i den nedre. Foliationerna i klinten är tydliga och det finns en förkastning i studieområdets södra del. Det finns tydliga skredmassor och skredärr i klinten (fig. 26). Erosionen här tros främst bero på underminering av klintfoten resulterande i en förbrantning av klinten, instabilitet och skred. Vid jämförelse mellan Lantmäteriets moderna ortofotografier och från 1960-talet går det att se hur strandplanet har minskat i bredd, men det har inte förekommit något större skred i klinten (fig. 28). Skredmassorna som under 1960-talet var exponerade har i dag en etablerad vegetation. Det går även att på fotografierna från 1960 ana tre kustparallella revlar varav två är tydliga i dag. I LTH:s modell har kornstorleken i den kustnära zonen, i en havsprofil i närområdet, estimerats till $d_{50} = 0,19$ mm, det vill säga finsand (bilaga 2). Att det är sand bedöms som rimligt med hänsyn till ortofotografier och utifrån fältbesöket. Storleken på sanden är fortfarande osäker.

Vid framtida havsnivåhöjning kommer strandlinjen kunna nå upp till och över klintens fot. Detta kommer att ge en betydande ökning av undermineringen av klinten, öka rasfrekvensen och med det stranderosionen. Hur mycket erosionen kommer att öka är svårt att förutse. Eftersom den minsta kornstorleken som förekommer på strandplanet är mellansand antas korn som är mindre än dessa transporteras ut till djupare och lugnare vatten och/eller vidare längsmed kusten till områden med mindre energi. Vad som händer sedan är svårt att förutse. Om det är finsand i kust-zonen kan det stora sedimenttillskottet innebära att profilen snabbt anpassar sig efter den nya havsnivån.

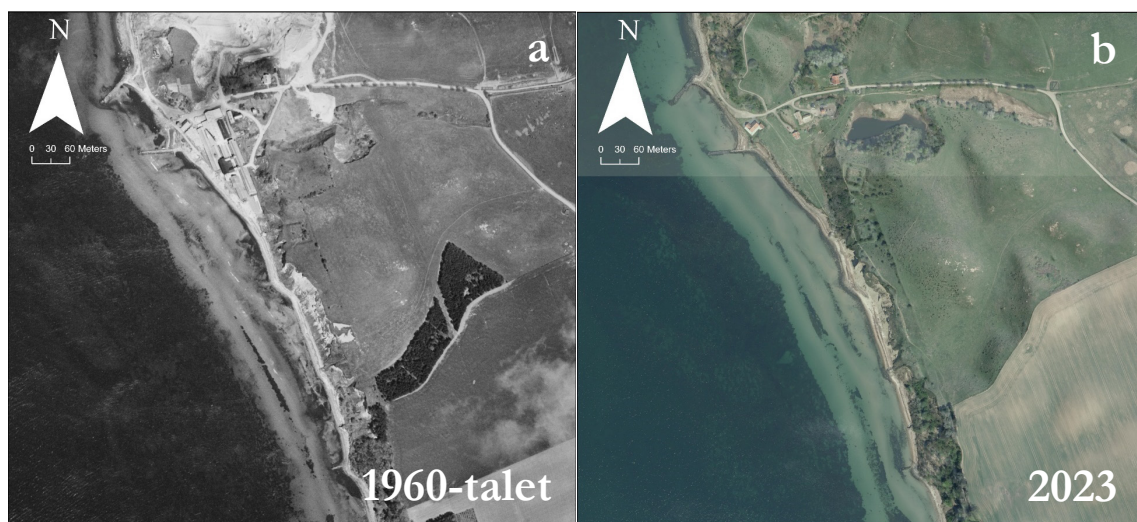
I och med att det är oklart om de finare sedimenten kommer att deponeras lokalt eller transporteras bort är detta ett område där det är oklart om det går att använda befintliga modeller och det kan krävas modifikationer för att kunna applicera Bruuns lag (1954, 1962) och få ett tillförlitligt resultat.



Figur 26. Bild a visar den steniga klapperstranden och klintens sluttning. I bild b syns de glaciotecktoniskt bildade foliationerna och de olika lagren, där det gråa är ett lerigt siltlager och det gulorangea är finsand. Bild c är ett skredärr med skredmassor nedan. På skredmassorna har det börjat växa vegetation. Foton: Lykke Lundgren Sassner.



Figur 27. SGU:s jordartskarta över Glumslövs backars kust. Bakgrundskarta är Lantmäteriets moderna ortofotografi som överlagras av terrängskuggning från Lantmäteriets nationella höjdmodell. Kartan är skapad i ArcGIS Pro. Klinten överlagras av glacial finsand till grovsilt. Runt 75 m mot land från strandlinjen är det större lokal variation, med glaciallera och silt i norr följt av (mot söder) lerig morän, morängrovlera, postglacial sand, glacial sand och moränfinlera.



Figur 28. Bild a är ett historiskt ortofotografi som visar hur Glumslövs backars kust såg ut på 1960-talet och bild b visar hur kusten ser ut i modern tid. Det har inte förekommit något större skred i klinten mellan bilderna. Båda bilderna är gjorda i ArcGIS Pro genom kartdata från Lantmäteriet: historiska ortofotografier samt moderna ortofotografier som överlagras av terrängskuggning från Lantmäteriets nationella höjdmodell.

SLUTSATSER

Skåne har en stor variation på kusten vilket gör att befintliga modeller kan behöva modifieras. Detta är synnerligen påtagligt vid klintkusterna där en erosion kan bidra med ett stort sedimenttillskott varav enbart en mindre del bidrar till den lokala sedimentbudgeten, medan en majoritet transporteras vidare och bort, se: 1. Väster om Lilleskog – Ystad, 2. Kåseberga – öster om samhället och 11. Glumslövs backar. Klintkusterna ger också stora svårigheter vid fjärrkartläggning, då jordartskartor presenterar jordarten på cirka 0,5 meters djup och denna inte är representativ för hela stratigrafin. Detta betyder att områden som i jordartskartan kan vara kartlagda som erosionstålga jordarter kan eroderas effektivt då dessa underlagras av erosionskänsligare jordarter i klinten. I fält har SGU kartlagt Svallsediment - grus väster om Lilleskog medan klintens nedre del här består av lerig morän. För Kåseberga är det kartlagt isälvssediment-sand och för Glumslövs backar glacial grovsilt/finsand. I och med att dessa kuster är kliner är inte den övre, kartlagda, jordarten alltid representativ för klinten som helhet, vilken kan ha flera stratigrafiska lager, se figur 6b och 26.

De olika sedimentära bergarterna i exempelvis 4. Gislövshammar, 5. Tobisvik, 8. Nyhamnsläge, 9. Kulla Gunnarstorp och 10. Garvarliden eroderas med olika hastighet, men utifrån ett kortare perspektiv bör erosionen på dessa lokaler ses som relativt försumbar och enbart högst några meter. Ingen av lokalerna har haft någon större historisk erosion från 1960-talet till i dag. De svallade moränerna i 6. Skräbeåns mynning vid Nymölla bruk och 7. Söder om Edenryd – vid Kråkeskär tros även de ha en mycket begränsad erosion, i och med att stränderna är så flacka och de större kornstorlekarna bitvis armerar marken vilket förhindrar erosion av finare partiklar.

De rena sandstränderna i 3. Kyls strand och 5. Tobisvik som har samma eller liknande kornstorlek på strandplanet som bakom och i vattnet kommer med största sannolikhet vara de enklaste att förutspå genom Bruuns lag (1954, 1962). Det betyder att dessa med en god tillförlitlighet kan modelleras.

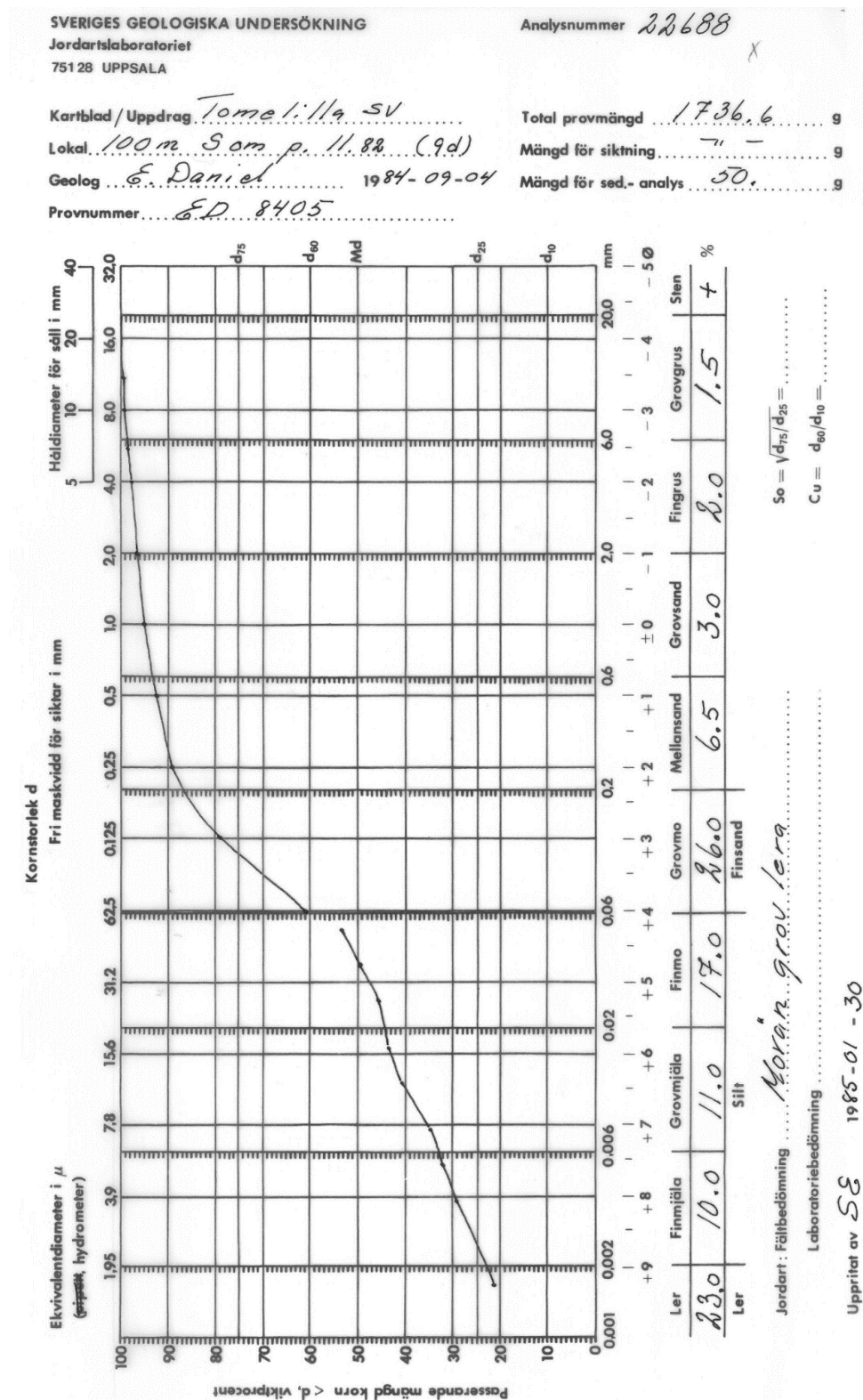
REFERENSER

- Bruun, P. 1954: Coast erosion and the development of beach profiles. *Technical Memorandum No. 44*. Beach Erosion Board, U.S. Army Corps of Engineers, 79 s.
- Bruun, P., 1962: Sea level rise as a cause of shore erosion. American Society Civil Engineers Proceedings. *Journal Waterways & Harbors Division* 88, 117–130.
- Burman, J., 2014: Stormar i Sydsverige. Kandidatuppsats i meteorologi 15 hp. Lunds universitet, 26 s.
- Daniel, E. 1976: Jordartskartan Höganäs NO/Helsingborg NV. *Sveriges geologiska undersökning Ae* 25, 1 s.
- Daniel E. 1989: Jordartskartan 1D Ystad NV. *Sveriges geologiska undersökning Ae* 100, 1 s.
- Daniel, E. 1992: Beskrivning till jordartskartorna Tomelilla SV och Ystad NV. Jordartsgeologiska kartblad skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ae* 99–100, 149 s.
- Dean, R.G. 1977: Equilibrium beach profiles: U.S. Atlantic and Gulf coasts. *Ocean Engineering Report No. 12*. Department of Civil Engineering, University of Delaware, Newark, DE. 45 s.
- Dean, R.G. 1987: Coastal sediment processes: Toward engineering solutions. *Proceedings of Coastal Sediments '87*. ASCE, 1–24.
- Dean, R.G. 1990: Equilibrium beach profiles: Characteristics and applications. *Report UFL/COEL-90/001*. Coastal and Oceanographic Department, University of Florida, Gainesville, FL, 140 s.

- Erlström, M., Sivhed, U. & Kornfält K-A. 2005: Berggrundskartan 2D Tomelilla SO, 2E Simrishamn SV, 1D Ystad NO & 1E Örnahusen NV. *Sveriges geologiska undersökning Af 215*, 2 s.
- Erlström, M., Sivhed, U., Wikman, H. & Kornfält, K-A., 2004: Beskrivning till berggrundskartorna 2D Tomelilla NV, NO, SV, SO 2E Simrishamn NV, SV 1D Ystad NV, NO 1E Örnahusen NV. *Sveriges geologiska undersökning Af 212–214*, 144 s.
- Holst, N. O. 1902a: Geologiska Kartbladet Ystad. *Sveriges geologiska undersökning Aa 117*, 1 s.
- Holst, N. O. 1902b: Beskrivning Kartbladet Ystad. *Sveriges geologiska undersökning Aa 117*, 37 s.
- Kriebel, D.L., Kraus, N.C. & Larson, M., 1991: Engineering methods for predicting beach profile response. *Proceedings of Coastal Sediments '91*. ASCE, 557–571.
- Larson, M., 1991: Equilibrium profile of a beach with varying grain size. *Proceedings of Coastal Sediments '91*. ASCE, 905–919.
- Malmberg Persson, K., Nyberg, J., Ising, J. & Persson, M., 2014: Skånes känsliga stränder – ett geologiskt underlag för kustzonsplanering och erosionsbedömning. *SGU-rapport 2014:20*. Sveriges geologiska undersökning, 29 s.
- Malmberg Persson, K., Nyberg, J., Ising, J. & Rodhe, L., 2016: Skånes känsliga stränder – erosionsförhållanden och geologi för samhällsplanering. *SGU-rapport 2016:17*. Sveriges geologiska undersökning, 61 s.
- Moore, B.D., 1982: Beach profile evolution in response to changes in water level and wave height. Unpublished M.S. thesis, University of Delaware, Newark, DE. 328 s.
- Nyberg, J., Goodfellow, B. & Ising, J. 2021: Fysiska och dynamiska förhållanden längs Skånes kust – underlag för klimatanpassningsåtgärder. *SGU-rapport 2021:02*. Sveriges geologiska undersökning, 79 s.
- Nunes de Brito Junior, A., Almström, B. & Larson M. 2020: Methodology for Wave Climate and Longshore Transport Along Coasts of Skåne and Halland. Lunds tekniska högskola, 20 s.
- Rogberg, M. 2010: Skånekust 1935 en nostalgisk flygresor från Listerlandet till Bjäre flygfotografier och vykort. Saltsjöbaden: Trafiknostalgiska förlaget, 208 s.
- Sivhed, U. & Wikman, H. 1986: Beskrivning till berggrundskarta 3C Helsingborg SV. Berggrunds-geologiska och Geofysiska kartblad skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Af 149*, 149 s.
- SMHIa, 2024: Öppen historisk havsvattenståndsdata Ystad sjö.
<<https://www.smhi.se/data/oceanografi/ladda-ner-oceanografiska-observationer#param=sealevelrh2000,stations=core,stationid=35159>> hämtad den 6 mars 2024
- SMHIb, 2024: Öppen historisk havsvattenståndsdata Skanör.
<<https://www.smhi.se/data/oceanografi/ladda-ner-oceanografiska-observationer#param=sealevelrh2000,stationid=30488>> hämtad den 6 mars 2024
- SMHIc, 2024: Öppen historisk havsvattenståndsdata Simrishamn.
<<https://www.smhi.se/data/oceanografi/ladda-ner-oceanografiska-observationer#param=sealevelrh2000,stationid=2320>> hämtad den 6 mars 2024
- SMHIId, 2024: Öppen historisk meteorologisk data medelvindhastighet Hanö A.
<<https://www.smhi.se/data/meteorologi/ladda-ner-meteorologiska-observationer/#param=wind,stations=core,stationid=64020>> hämtad den 6 mars 2024
- SMHIe, 2024: Öppen historisk meteorologisk data byvind, max Hanö A.
<<https://www.smhi.se/data/meteorologi/ladda-ner-meteorologiska-observationer/#param=gust,stations=core,stationid=64020>> hämtad den 6 mars 2024
- SMHIIf, 2024: Öppen historisk meteorologisk data byvind, max Skillinge.
<<https://www.smhi.se/data/meteorologi/ladda-ner-meteorologiska-observationer/#param=gust,stations=core,stationid=54290>> hämtad den 6 mars 2024

- SMHIg, 2024: Öppen data meteorologisk data Skillinge a.
<<https://www.smhi.se/data/meteorologi/ladda-ner-meteorologiska-observationer/#param=wind,stations=core,stationid=54290>> hämtad den 8 juni 2024.
- Work, P.A. & Dean, R.G., 1991: Effect of varying sediment size on equilibrium beach profiles.
Proceedings of Coastal Sediments '91. ASCE, 890–904.

BILAGA 1. ANALYSDATA



Från analys till Daniel, E. 1992: Beskrivning till jordartskartorna Tomelilla SV och Ystad NV. Jordartsgeologiska kartblad skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ae 99-100*, 149 s.

BILAGA 2. RAPPORT AV MAGNUS LARSSON, LTH

Equilibrium Beach Profiles along the Scanian Coast

Introduction

The concept of an equilibrium beach profile (EBP) is of central importance to coastal engineers because it provides a basis for assessing a characteristic shape to a beach in design and analysis situations. A beach of a specific grain size, if exposed to constant forcing conditions (monochromatic waves or random waves with constant statistical properties), normally assumed to be short-period breaking waves, will develop a profile shape that displays no net change in time, although sediment will be in motion. The validity of this concept has been verified through a large number of laboratory experiments on beach profile change (e.g., Waters 1939, Rector 1954, Saville 1957, Swart 1976, Kajima et al. 1982, Kraus and Smith 1994). On a natural beach, however, the forcing conditions are never constant and change in the beach topography occurs at all times. In spite of this, the beach profile in the field exhibits a remarkably persistent concave shape (Bruun 1954, Dean 1977), where temporary changes may be regarded as perturbations upon the main profile configuration. Thus, the general shape of a beach adapts to the average forcing conditions of the coastal environment, at least in an engineering time perspective, and in that sense an EBP may be defined and usefully employed.

Equilibrium Beach Profile Theory

Previous work

Bruun (1954) proposed a power law to describe the profile depth as a function of distance from the shoreline based on field data from the Danish West coast and from California (a power of $2/3$ provided the best fit). To obtain a $2/3$ -power he assumed in the derivation that the bottom shear stress and wave energy dissipation was constant at equilibrium (no variation with the cross-shore distance). Dean (1977) analyzed an extensive data set consisting of beach profiles measured along the Atlantic and Gulf coasts of United States. He also found that a power law with a power of $2/3$ provided the best overall fit to the measured profile shapes. Furthermore, Dean (1977) theoretically motivated this power law by assuming that equilibrium occurred for constant wave energy dissipation per unit water volume along the profile. This constant is known as the equilibrium energy dissipation and has been shown to be a function of grain size (Moore 1982) or fall speed (Dean 1987).

Bowen (1980) derived EBP shapes by analysis of the sediment transport formulas proposed by Bagnold (1963) for bedload and suspended sediment transport. Analytical expressions for the profile shape were obtained for the cases of a steady drift due to wave mass transport in the boundary layer and wave asymmetry; in both cases only suspended sediment transport was considered. For a steady drift a power of $2/3$ was obtained, whereas wave asymmetry produced a power of $2/5$. Larson (1988) and Larson and Kraus (1989) generalized the derivation by Dean (1977) to include the effect of gravity leading to a planar beach slope at the shoreline (and not an infinite slope as occurred in the original derivation by Dean). Dean (1990) also developed alternative forms of the equation governing the EBP shape that involved terms to account for the gravity effects. Larson (1991), Work and Dean (1991), and Horn (1992) investigated the effect of a varying grain size on the EBP shape. Bodge (1992) empirically fitted a power function and an exponential function to the data set employed by Dean (1977) and concluded that the exponential function provided an improved fit compared to the power function. Inman

et al. (1993) divided the profile into two portions, an inner and outer region, which corresponded to the regions with breaking and non-breaking waves, respectively. Both portions were successfully approximated with power curves matched at the break point and the optimum values of the power was 0.4 for both curves. In fitting the power curve to the inner portion of the profile the height of the berm was employed as the base elevation; this differs from previous studies where typically the mean sea level was used as vertical datum. The formulations of Inman et al. (1993) involve several unknown parameters that must be determined by best fit.

Beach profile slopes at equilibrium under non-breaking waves, as well as the complete EBP shape under such waves, have been investigated by a number of authors. Ippen and Eagleson (1955) and Eagleson et al. (1963) studied the profile shape outside the surf zone. A theoretical EBP shape was developed by considering the mechanics of a single spherical particle moved by waves on a plane, impermeable beach. Inman and Bagnold (1963) derived an equilibrium beach slope under non-breaking waves by considering the frictional losses during the onshore and offshore motion of the wave. Wells (1967) determined the position of a neutral line (zero net transport) for sediment motion by considering the location of zero skewness for the probability distribution of the horizontal water velocity of second-order waves. Greenwood and Mittler (1984) employed the theoretical model by Inman and Bagnold (1963) to study equilibrium slopes in the field and found agreement between the theory and the measurements. Hardisty (1985, 1986) obtained equilibrium profile slopes by considering a balance between the sediment transport during the onshore and offshore phases of a wave having an asymmetric velocity variation, where the transport relationship by Bagnold (1963) was used.

The shape of the EBP has also been studied extensively in the laboratory through movable bed experiments. These experiments have often been performed with the objective of determining whether a profile develops towards an EBP characteristic for accretionary or erosive waves, or to derive scaling laws for movable-bed modeling. Criteria to distinguish between accretionary and erosive conditions have been derived by Waters (1939), Rector (1954), Kemp (1960), Iwagaki and Noda (1962), Nayak (1970), Dean (1973), Sunamura and Horikawa (1974), Larson and Kraus (1989), and Kraus et al. (1991), among others. Examples of investigations into the scale effects in laboratory modeling are Saville (1957), Gourlay (1968, 1980), Noda (1972, 1978), van Hijum (1974, 1976), Collins and Chestnutt (1975), Dalrymple and Thompson (1975), and Hughes (1993).

Brief review of theory

Dean (1977) made the assumption that equilibrium conditions are attained when a constant wave energy dissipation per unit water volume occurs across the beach profile. This condition may be expressed as (normally incident waves),

$$\frac{1}{h} \frac{dF}{dx} = D_{eq} \quad (1)$$

where h is the water depth, F is the wave energy flux, x is the cross-shore distance (axis originating at the shoreline), and D_{eq} is the equilibrium energy dissipation that is assumed to be primarily dependent on grain size (Moore 1982, Dean 1987). In the original derivation by Dean (1977) D_{eq} was assumed to have a constant value for a specific beach profile. Using small-amplitude wave theory for shallow water and assuming that the wave height H is proportional to the water depth in the surf zone, $H = \gamma h$, where γ is an empirical constant relating wave height to water depth in the surf zone (e.g., 0.78), Eq. 1 may be written:

$$K\sqrt{h}\frac{dh}{dx} = D_{eq} \quad (2)$$

The coefficient K in Eq. 2 is,

$$K = \frac{5}{15}\rho g\sqrt{g}\gamma^2 \quad (3)$$

where ρ is the density of water and g is the acceleration due to gravity. The general solution to Eq. 2, imposing a boundary condition of zero depth at the shoreline, is,

$$h = \left(\frac{3}{2K} \int_0^x D_{eq} dx \right)^{2/3} \quad (4)$$

where a variation in D_{eq} with x is assumed (Dean 1990, Larson 1991).

In order to evaluate the integral in Eq. 4, two pieces of information are needed, namely knowledge of the variation in median grain size d_{50} across the profile, and the relationship between D_{eq} and d_{50} . An empirically derived curve by Moore (1982), later modified by Dean (1987), gives such a relationship, although the analysis of the field data was carried out on the basis of one representative grain size for a specific beach. If the variation in D_{eq} is expressed in terms of some elementary function, the integral in Eq. 4 may be solved analytically, thereby maintaining the usefulness of a simple mathematical expression yet providing a more rigorous description of the beach characteristics. The solution for a constant $D_{eq} = D_{\infty}$, previously given by Dean (1977), is,

$$h = Ax^{2/3} \quad (5)$$

where the shape parameter A was introduced, defined as:

$$A = \left(\frac{3D_{\infty}}{2K} \right)^{2/3} \quad (6)$$

Kriebel et al. (1991) related the A -parameter to the sediment fall speed w and obtained the following empirical expression (compare Dean, 1987):

$$A = \frac{9}{4} \left(\frac{w^2}{g} \right)^{1/3} \quad (7)$$

Eq. 7 should be applicable for sediments where the fall speed is in the range 1 to 10 cm/sec. The equilibrium energy dissipation might be computed from Eq. 6, which in rearranged form yields:

$$D_{\infty} = \frac{2}{3} KA^{3/2} \quad (8)$$

The sediment fall speed can be calculated from the grain size using the relationships derived by Hallermeier given in SPM (1984). For the range of fall speeds stated above, the following equation should approximately hold,

$$w = \left(\left(\frac{\gamma_s}{\gamma} - 1 \right) g \right)^{0.7} \frac{d_{50}^{1.1}}{6\nu^{0.4}} \quad (9)$$

where $\gamma = \rho g$, d_{50} the median grain size, ν the kinematic viscosity, and subscript s denotes the sediment. For temperatures around 20 deg, Eq. 9 should approximately be valid for sediment sizes between 0.1 and 1.0 mm.

Engineering models to calculate beach profile change under varying waves and water levels typically exhibit a pronounced dependence on the grain size (Kriebel and Dean 1985, Larson and Kraus 1989). At the same time, these models often employ a single representative grain size (for example, the median grain size) to characterize the beach material and there is no attempt to describe temporal and spatial variations in the grain size across the profile. On natural beaches the grain size often becomes finer with depth or distance offshore (Bascom 1951, Komar 1976, Larson 1991). However, this overall trend is typically superimposed by local grain-size variations that reflect the energetics at the position where the grains are located. For example, at the crest of a bar coarser material may be found than in the trough (see Hoekstra et al. 1993) because of the larger energy dissipation and turbulence at the bar crest compared to the trough. Also, the swash zone is typically an area where coarse material is found due to the intensive energy dissipation. Thus, there is a need to improve models of beach profile change in order to take into account a varying grain size, both in time and space. A first step towards such an improvement is to develop EBPs that take into account the grain size may vary across the profile.

Larson (1991) and Work and Dean (1991) derived EBP shapes for cases where the grain size varies across shore. Larson (1991) assumed an exponential decrease with distance offshore for D_{eq} and solved Eq. 4 analytically. Two empirical parameters appeared in the solution (see below) that were determined by comparison with field data from various sites. Work and Dean (1991) instead varied the value of the A -parameter and then used both analytical and numerical techniques to solve the governing equation depending on the complexity of the function selected to describe the variation in A .

Study Area

A number of beach profiles, more or less evenly distributed along the Scanian coast, representing the variety of morphology and beach sediment that is typically encountered on this coast, was selected for analysis with regard to the profile shape. The locations of these profiles are displayed in Figure 1.

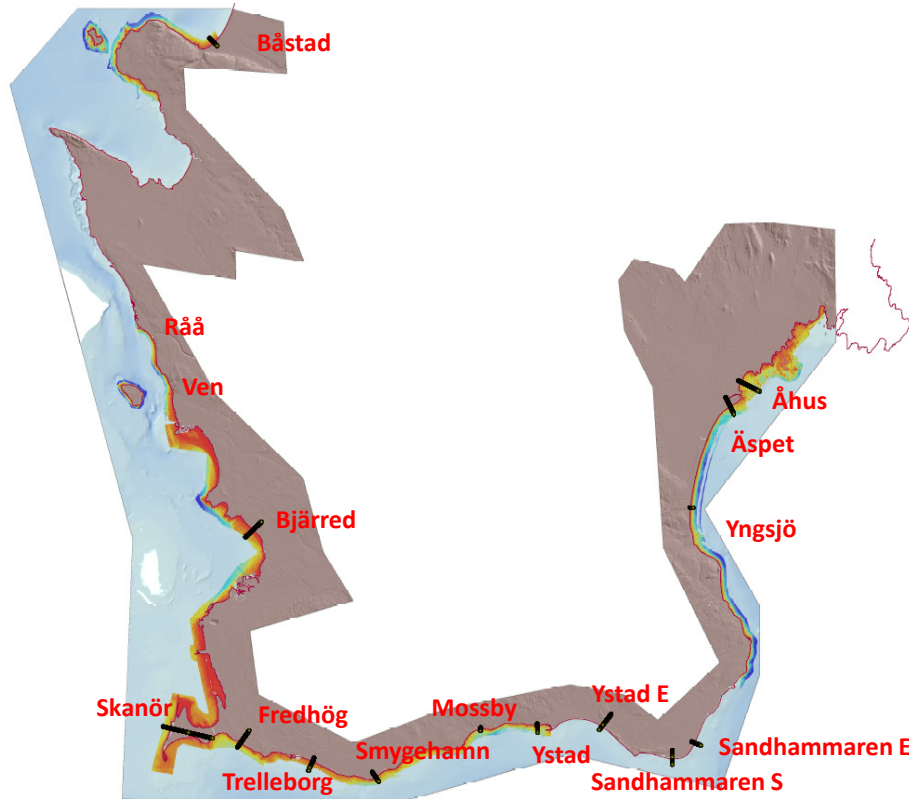


Figure 1. The Scanian coast and the locations of the profile lines that were subject to analysis for investigating equilibrium profile properties.

Equilibrium Beach Profile Fitting

Least-squares fitting of equilibrium beach profile

Equation 5 was least-squares fitted to the observed beach profiles shown in Figure 1 (one profile survey at each site). The measurements represent a snapshot of the beach profile at a certain time; however, the general shape reflects the typical forcing and sediment conditions at the site, implying that the fit of an EBP is possible if focusing on the overall shape. With regard to this shape, deviations may occur depending on short-term variations such as bar development and migration.

In the least-squares fitting several issues arise when it comes to the data employed and the numerical procedure implemented. In Eq. 5, the shoreline is located at $x = 0$ and it is only seaward of this point that the fitting should be made. The shoreline is normally referred to mean sea level, although in most places there is a pronounced variation in the instantaneous shoreline location due to swash, surge, and tide. Since the beach profile is typically surveyed using some local reference system, the shoreline is located at a specific point $x = x_s$, and Eq. 5 is rewritten as:

$$h = A(x - x_s)^{2/3} \quad (10)$$

In practice, to obtain the best fit between the measured beach profile and Eq. 10, both A and x_s may be included in the least-squares fitting. The least-squares approach involves minimizing the sum of squares of the difference between measured and calculated profile elevations,

$$Q = \sum_1^N (h_{m,i} - h_{c,i})^2 = \sum_1^N (h_{m,i} - A(x_i - x_s)^2)^2 \quad (11)$$

where subscripts m and c denote measured and calculated, respectively, and N is the number of measured points in the profile. To find the optimal values on A and x_s , the partial derivatives of Q with respect to these to variables are taken and put equal to zero, creating two equations with two unknowns ($\partial Q / \partial A = 0$, $\partial Q / \partial x_s = 0$). After some rearrangement, the following equations may be developed:

$$A = \frac{\sum_1^N h_{m,i} (x_i - x_s)^{2/3}}{\sum_1^N (x_i - x_s)^{4/3}} \quad (12)$$

$$\sum_1^N h_{m,i} (x_i - x_s)^{2/3} \sum_1^N (x_i - x_s)^{1/3} - \sum_1^N h_{m,i} (x_i - x_s)^{-1/3} \sum_1^N (x_i - x_s)^{4/3} = 0 \quad (13)$$

In finding the optimal values, Eq. 13 is first solved to determine x_s after which Eq. 12 yields A . Equation 13 cannot be solved analytically, but a numerical approach is needed. Another complication is that only points for which $x \geq x_s$ should be included, so the number of points included may vary in the fit depending on the x_s -value. Thus, in the solution of Eq. 13, no automatic procedure, for example Newton-Raphson, was employed, but a trial-and-error approach was taken.

Another aspect to consider is how far offshore the profile should be assumed to follow an EBP according to Eq. 10, which determines to what depth to include measured points (i.e., the value of N). A major assumption behind the EBP equation employed is that breaking waves shape the profile; thus, only points where this is this case should be considered. In the present fitting, the most offshore depth to include corresponded approximately to the depth-of-closure at the site, although the general shape of the profile was also taken into account. Since the bed material may vary across a profile, even including non-erodible material, other restrictions to fitting the EBP besides depth prevailed.

Result of least-square fitting

Table 1 summarizes the result of the least-squares fit of the EBP following Eq. 10 for the profile lines studied (the following Appendix displays the plotted profiles for the studied locations together with the least-squares fitted EBP over the applicable spatial range). The optimal values for x_s and A are given in the table together with the median grain size calculated from an empirically derived equation that relates A to d_{50} (see next section). For two of the profiles, Båstad and Skanör, the available data did not allow for any fitting and they were neglect in the analysis.

Profile location	x_s (m)	A (m ^{1/3})	d_{50} (mm)
Båstad	-	-	-
Råå	319	0.038	0.08
Ven	31	0.089	0.19
Bjärred	1095	0.015	0.03
Skanör	-	-	-
Fredhög	2150	0.087	0.19
Trelleborg	235	0.045	0.10
Smygehamn	61	0.069	0.15
Mossby	157	0.106	0.24
Ystad	0	0.085	0.19
Ystad E	2575	0.11	0.25
Sandhammaren S	1500	0.095	0.21
Sandhammaren E	604	0.094	0.20
Yngsjö	26	0.095	0.21
Äspet	1737	0.088	0.20
Åhus	403	0.097	0.21

Table 1. Optimal EBP parameters for the studied profile lines along the Scanian coast together with median grain size (d_{50}) derived from the shape parameter (x_s = shoreline location; A = shape parameter).

Relationship with Grain-Size

There are several relationships for how A depends on the grain size (or fall speed; see Eq. 7), but here the equations proposed by Hanson and Kraus (1989) were employed. These equations were obtained by empiricals fit to the curve presented by Moore (1982) and is given by:

$$\begin{aligned}
 A &= 0.41d_{50}^{0.94} & d_{50} < 0.4 \\
 A &= 0.23d_{50}^{0.32} & 0.4 \leq d_{50} < 10.0
 \end{aligned}
 \tag{14}$$

Conclusions

The studied beach profiles along the Scanian coast and the attempt to fit them with an EBP following Bruun (Eq. 10) yielded the following observations:

- In general, it was possible to obtain a satisfactory fit with the EBP for the measured beach profiles from the shoreline to the depth-of-closure, if focus was put on the overall shape of the profile. Since the profile represented an instantaneous record of the shape,

short-term effects produced expected deviations from the EBP because of the presence of longshore bars and different features at the shoreline.

- The inferred median grain size from empirical relationships that relate the EBP shape parameter to the grain size indicated estimates in agreement with observations.
- The Bruun EBP can be a suitable starting point for developing a model to predict coastal erosion due to sea level rise (SLR). However, since the topography and type of material in the subaerial part of the profile vary substantially from the typical assumptions made when applying the Bruun EBP modifications will be needed to derive reliable estimates of the erosion.

References

Bagnold, R.A. (1963). "Mechanics of marine sedimentation." In: *The Sea Vol 3*, editor M.N. Hill, Interscience, New York, pp 507-528.

Bailard, J.A. (1982). "An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach." Naval Civil Engineering Laboratory, Report No. TN-1626.

Bascom, W.N. (1951). "The relationship between sand size and beach-face slope." *Transactions American Geophysical Union*, Vol 32, No. 6, pp 866-874.

Bodge, K.R. (1992). "Representing equilibrium beach profiles with an exponential expression." *Journal of Coastal Research*, Vol 8, No. 1, pp 47-55.

Bowen, A.J. (1980). "Simple models of nearshore sedimentation: Beach profiles and longshore bars." In: *The coastline of Canada*, editor S.B. McCann, Geological Survey of Canada, Paper 80-10, pp 1-11.

Bruun, P. (1954). "Coast erosion and the development of beach profiles." Technical Memorandum No. 44, Beach Erosion Board, U.S. Army Corps of Engineers.

Capobianco, M., Larson, M., Nicholls, R.J., and Kraus, N.C. (1997). "Depth of closure: A contribution to the reconciliation of theory, practice, and evidence," *Proceedings of Coastal Dynamics '97*, ASCE, pp 506-515.

Collins, J.I. and Chestnutt, C.B. (1975). "Tests on the equilibrium profiles of model beaches and the effects of grain shape and size distribution." *Proceedings of the Symposium on Modelling Techniques*, San Francisco, pp 907-925.

Creed, C.G., Dalrymple, R.A., Kriebel, D.L., and Kaihatu, J.M. (1992). "Equilibrium beach profiles with random seas." *Proceedings of the 23rd Coastal Engineering Conference*, ASCE, pp 1973-1986.

Dally, W.R. (1992). "Random breaking waves: Field verification of a wave-by-wave algorithm for engineering application." *Coastal Engineering*, Vol 16, pp 369-397.

Dalrymple, R.A. and Thompson, W.W. (1976). "Study of equilibrium profiles." *Proceedings of the 15th Coastal Engineering Conference*, ASCE, pp 1277-1296.

Dean, R.G. (1973). "Heuristic models of sand transport in the surf zone." *Proceedings of the Conference on Engineering Dynamics in the Surf Zone*, Sydney, Australia, pp 208-214.

Dean, R.G. (1977). "Equilibrium beach profiles: U.S. Atlantic and Gulf coasts." Department of Civil Engineering, Ocean Engineering Report No. 12, University of Delaware, Newark, DE.

Dean, R.G. (1987). "Coastal sediment processes: Toward engineering solutions." *Proceedings of Coastal Sediments '87*, ASCE, pp 1-24.

Dean, R.G. (1990). "Equilibrium beach profiles: Characteristics and applications." Report UFL/COEL-90/001, Coastal and Oceanographic Department, University of Florida, Gainesville, FL.

Detle, H.H., Peters, K., and Neue, J. (1997). "Large Wave Flume Experiments '96/97. Equilibrium Profile with Beach Slope 1:20," Report No. 819, Leichtweiss-Institut fuer Wasserbau, Hydromechanik und Kuesteningenieurwesen, Technische Universitaet Braunschweig, Braunschweig, Germany.

Detle, H., Neue, J., and Peters, K. (1998). "Data Documentation: LWF Experiments '96/97." Report No. 825, Leichtweiss-Institute, Technical University of Braunschweig, Braunschweig, Germany.

Eagleson, P.S., Glenne, B., and Dracup, J.A. (1963). "Equilibrium characteristics of sand beaches." *Journal of the Hydraulics Division*, Vol 89, No. HY1, pp 35-57.

Everts, C.H. (1978). "Geometry of profiles across the inner continental shelves of the Atlantic and Gulf Coasts of the United States." Technical Paper No. 78-4, Coastal Engineering Research Center, US Army Corps of Engineers, Fort Belvoir, Virginia.

Gourlay, M.R. (1968). "Beach and dune erosion tests I." Report No. M 935/M 936, Delft Hydraulics Laboratory.

Gourlay, M.R. (1980). "Beaches: Profiles, processes, and permeability." *Proceedings of the 17th Coastal Engineering Conference*, ASCE, pp 1320-1339.

Greenwood, B. and Mittler, P.R. (1984). "Sediment flux and equilibrium slopes in a barred nearshore." *Marine Geology*, Vol 60, pp 79-98.

Hanson, H. and Kraus, N.C. (1989). "GENESIS: Generalized model for simulating shoreline change. Report 1. Technical reference." Technical Report CERC-89-19, Coastal Engineering Research Center, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.

Hardisty, J. (1985). "A note on negative beach slopes and flow asymmetry." *Marine Geology*, Vol 69, pp 203-206.

Hardisty, J. (1986). "A morphodynamic model for beach gradients." *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol 11, pp 327-333.

Hallermeier, R.J. (1982). "Oscillatory bedload transport - Data review and simple formulation." *Continental Shelf Research*, Vol 1, pp 159-190.

Hoekstra, P., Houwman, K.T., Kroon, A., Van Vessem, P., and Ruessink, B.G. (1994). "The NOURTEC experiment of Terschelling: Process-oriented monitoring of a shoreface nourishment (1993-1996)." *Proceedings of Coastal Dynamics '94*, ASCE, pp 402-416.

Horn, D.P. (1992). "A review and experimental assessment of equilibrium grain size and the ideal wave-graded profile." *Marine Geology*, Vol 108, pp 161-174.

Hughes, S.A. (1993). "Physical models and laboratory techniques in coastal engineering." *Advanced Series on Ocean Engineering*, Vol 7, World Scientific, Singapore.

Inman, D.L. and Bagnold, R.A. (1963). "Littoral Processes." In: *The Sea Vol 3*, editor M.N. Hill, Interscience, New York, pp 529-553.

Inman, D.L., Elwany, M.H.S., and Jenkins, S.A. (1993). "Shorerise and bar-berm profiles on ocean beaches." *Journal of Geophysical Research*, Vol 98, No. C10, pp 18,181-18,199.

Ippen, A.T. and Eagleson, P.S. (1955). "A study of sediment sorting by waves shoaling on a plane beach." Technical Memorandum No. 63, Beach Erosion Board, Corps of Engineers.

Iwagaki, Y. and Noda, H. (1962). "Laboratory study of scale effects in two-dimensional beach processes." *Proceedings of the 8th Coastal Engineering Conference*, ASCE, pp 194-210.

Kajima, R., Shimizu, T., Maruyama, K., and Saito, S. (1982). "Experiments of beach profile change with a large wave flume." *Proceedings of the 18th Coastal Engineering Conference*, ASCE, pp 1385-1404.

Kemp, P.H. (1960). "The relationship between wave action and beach profile characteristics." *Proceedings of the 7th Coastal Engineering Conference*, ASCE, pp 262-277.

Komar, P.D. (1976). "Beach processes and sedimentation." Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.

Kraus, N.C. and Smith, J.M (1994). "SUPERTANK laboratory data collection project. Volume I: Main text." Technical Report CERC-94-3, Coastal Engineering Research Center, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.

Kraus, N.C., Larson, M., and Kriebel, D.L. (1991). "Evaluation of beach erosion and accretion predictors." *Proceedings of Coastal Sediments '91*, ASCE, pp 572-587.

Kriebel, D.L and Dean, R.G. (1985). "Numerical simulation of time-dependent beach and dune erosion." *Coastal Engineering*, Vol 9, pp 221-245.

Kriebel, D.L., Kraus, N.C., and Larson, M. (1991). "Engineering methods for predicting beach profile response." *Proceedings of Coastal Sediments '91*, ASCE, pp 557-571.

Larson, M. (1988). "Quantification of beach profile change." Report No. 1008, Department of Water Resources Engineering, University of Lund, Lund, Sweden.

Larson, M. (1991). "Equilibrium profile of a beach with varying grain size." *Proceedings of Coastal Sediments '91*, ASCE, pp 905-919.

Larson, M. and Kraus, N.C. (1989). "SBEACH: numerical model for simulating storm-induced beach change. Report 1, empirical foundation and model development." Technical Report CERC-89-9, Coastal Engineering Research Center, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.

Larson, M. and Kraus, N.C. (1994). "Temporal and spatial scales of beach profile change, Duck, North Carolina." *Marine Geology*, Vol 117, pp 75-94.

Larson, M. and Wise, R.A. (1998). "Simple Models for Equilibrium Profiles Under Breaking and Non-Breaking Waves." *Proceedings of the 26th Coastal Engineering Conference*, ASCE, pp 2722-2735.

Larson, M., Kraus, N.C., and Wise, R.A. (1999). "Equilibrium Beach Profiles under Breaking and Non-Breaking Waves," *Coastal Engineering*, Vol 36, pp 59-85.

Moore, B.D. (1982). "Beach profile evolution in response to changes in water level and wave height." unpublished M.S. thesis, University of Delaware, Newark, DE.

Nayak, I.V. (1970). "Equilibrium profiles of model beaches." *Proceedings of the 12th Coastal Engineering Conference*, ASCE, 1321-1340.

Newe, J. and Peters, K. (1996). "Preliminary Results of LWF Experiments '96/97." *SAFE 1st Annual Workshop*, Marine Science and Technology Program, Thessaloniki, Greece.

Nicholls, R.J, Birkemeier, W.A., and Lee, G. (1998). "Evaluation of Depth of Closure Using Data from Duck, USA." *Marine Geology*, Vol 148, pp 179-201.

Noda, H. (1972). "Equilibrium beach profile scale-model relationship." *Journal of Waterways, Harbors, and Coastal Engineering*, Vol 98, No. WW4, pp 511-527.

Noda, H. (1978). "Scale relations for equilibrium beach profiles." *Proceedings of the 16th Coastal Engineering Conference*, ASCE, 1531-1539.

Peters, K. and Newe, J. (1997). "Large Wave Flume Experiments '96/97." *SAFE 1st Annual Workshop*, Marine Science and Technology Program, Thessaloniki, Greece.

Peters, K., Newe, J., and Dette, H.H. (1996). "Development of Underwater Beach Profile by Monochromatic and Random Waves," *Proceedings of the 25th Coastal Engineering Conference*, ASCE, pp 3442-3452.

Rector, R.L. (1954). "Laboratory study of equilibrium profiles of beaches." Technical Memorandum No. 41, Beach Erosion Board, U.S. Army Corps of Engineers.

Saville, T. (1957). "Scale effects in two dimensional beach studies." *Transactions from the 7th General Meeting of the International Association of Hydraulic Research*, Vol. 1, pp A3-1-A3-10.

SPM. (1984). "Shore protection manual." Coastal Engineering Research Center, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.

Sunamura, T. and Horikawa, K. (1974). "Two-dimensional beach transformation due to waves." *Proceedings of the 14th Coastal Engineering Conference*, ASCE, pp 920-938.

Swart, D.H. (1976). "Predictive equations regarding coastal transport." *Proceedings of the 15th Coastal Engineering Conference*, ASCE, 1113-1132.

van Hijum, E. (1974). "Equilibrium profiles of coarse material under wave attack." *Proceedings of the 14th Coastal Engineering Conference*, ASCE, pp 939-957.

van Hijum, E. (1976). "Equilibrium profiles and longshore transport of coarse material under oblique wave attack." *Proceedings of the 15th Coastal Engineering Conference*, ASCE, pp 1258-1276.

Waters, C.H. (1939). "Equilibrium slopes of sea beaches." unpublished M.S. thesis, Department of Civil Engineering, University of California, Berkeley, CA.

Weinstock, R. (1974). "Calculus of variations." Dover Publications Inc, New York.

Wells, D.R. (1967). "Beach equilibrium and second-order wave theory." *Journal of Geophysical Research*, Vol 72, No. 2, pp 497-504.

Work, P.A. and Dean, R.G. (1991). Effect of varying sediment size on equilibrium beach profiles." *Proceedings of Coastal Sediments '91*, ASCE, pp 890-904.

Appendix: Least-Square Fitted Equilibrium Beach Profiles

