

1.8. ARBEID MED NY STRANDFORSKYVINGSKURVE I SAMBAND MED ARKEOLOGISKE UTGRAVINGAR LANGS DEN NYE E18-TRASÉEN MELLOM TVEDESTRAND OG ARENDAL

Anders Romundset, ph.d., Noregs geologiske undersøking (NGU)

BAKGRUNN

Strandforysying er ein klassisk disiplin i nordisk kvartærgeologi som handlar om å rekonstruere korleis høgda/plasseringa til strandlina har endra seg sidan siste istid. Denne endringa er eit resultat av både globale/regionale havnivåendringar og endringar i landnivå, altså heving eller nedpressing av jord-skorpa (fig. 1.8.1). Fagområdet har lang tradisjon og er heilt sentral kunnskap for å forstå istidshistorie og landskapsutvikling både i Noreg og andre tidlegare isdekte område. Samstundes er dette temaet svært dagsaktuelt og har stor interesse internasjonalt i geologiske og klimafaglege forskingsmiljø sett i lys av framskrivingar av havnivåstiging som følgje av issmelting og utviding av havvatnet i dagens klima. For å forstå ulike prosessar og dynamikken i dagens natursystem treng vi detaljert kunnskap om korleis endringane har skjedd i fortida.

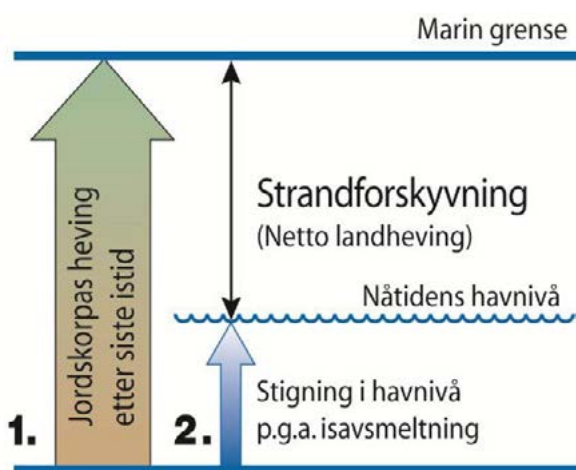
Geologisk kunnskap om strandforysying er også mykje brukt i arkeologifaget. Tidlegare tiders strandline gjev ei definitiv avgrensing av alderen til buplassar og menneskeleg verksemd nær sjøen. Strandforysying

er såleis eit viktig dateringsverktøy i arkeologi, men sidan forløpet til strandforysyinga vil variere over berre få kilometer, er presisjonen til slik datering heilt avhengig av kor godt denne geologiske utviklinga er kartlagt lokalt/regionalt.

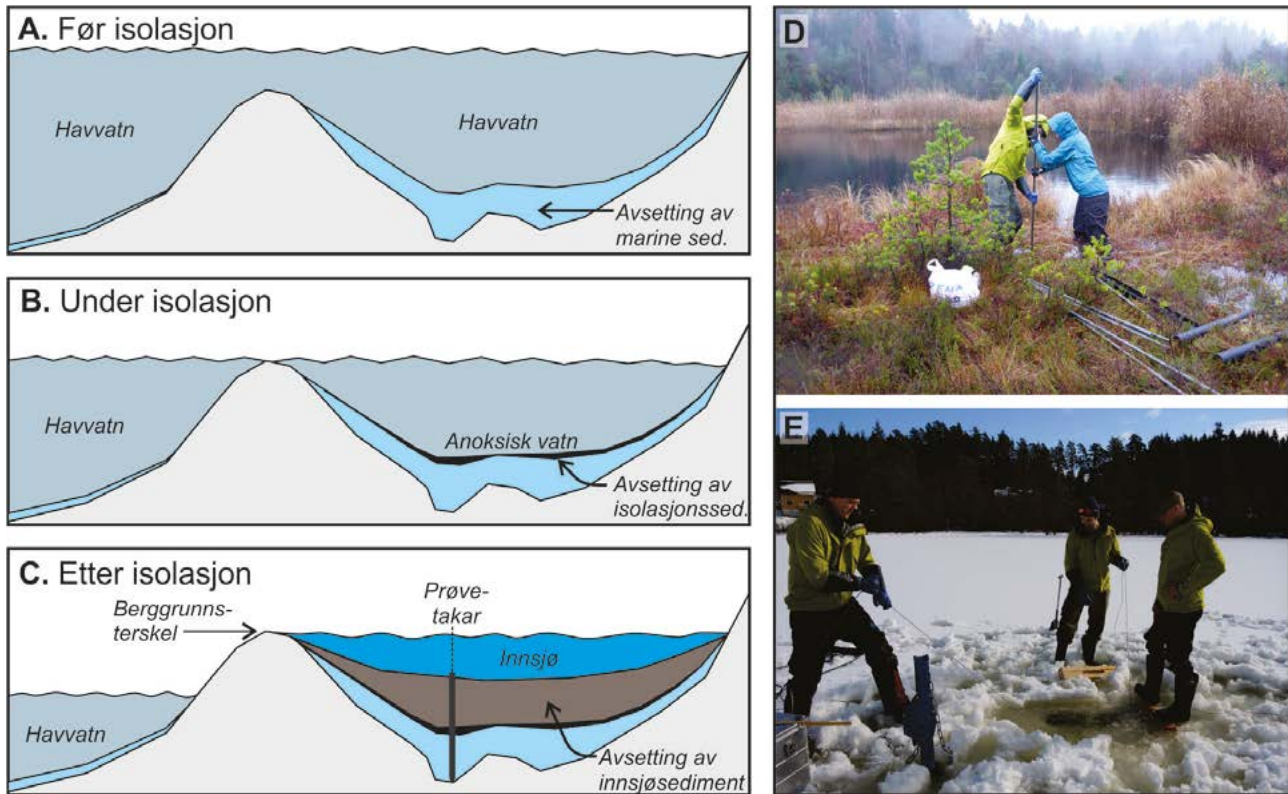
STRANDFORSKYVING PÅ SØR-AUSTLANDET

Strandforysyinga langs Sørlandskysten har til nå vore i stor grad ukjent. Dei næraste rekonstruksjonane er gjort ved Lista og Mandal i sør (Gabrielsen 1959; Hafsten 1983; Prøsch-Danielsen 1997; Prøsch-Danielsen 2006; Romundset mfl. 2015) og Kragerø i nord (Stabell 1980). Regionale rekonstruksjonar for Sørlandskysten baserer seg difor på korrelasjonar og ekstrapolering over svært lange avstandar. Dette fører til mange meters og tusenårs uvisse. I tillegg veit vi at midt i holocen, vår mellomistid som starta for 11 700 år sidan, skjedde den såkalla tapestransgresjonen langs mykje av norskekysten. I tida mellom ca. 9000 og 7000 år før nåtid steig havnivået raskare enn raten til landhevinga langs heile ytre kysten av Vestlandet og også lengst sør ved Lista. Vi veit samstundes at landhevinga kring Oslofjorden var så sterk at strandlina der hadde eit fall gjennom heile perioden. Men omfanget av transgresjonen på Sørlandet – kor langt nord for Lista den rakk – har i stor grad vore ukjent. Nye resultat frå Vest-Agder har påvist at den eksisterande rekonstruksjonen av holocene strandlineisobasar for området til dels er misvisande (Sørensen mfl. 1987; Romundset mfl. 2015). Denne misvisinga forplantar seg også vidare nordover langs Sørlandskysten. Ved å bruke berre eksisterande geologisk kunnskap med ekstrapolering av strandforysyingforløp basert på nærastliggjande kurver og isobasar frå Sørensen mfl. (1987) vil difor strandlinedatering av arkeologiske buplassar kring Arendal–Tvedestrand vere svært usikker eller umogleg.

Vi har i dette arbeidet brukt såkalla isolasjonsbasseng til å laga ein detaljert, lokal rekonstruksjon av strandforysyinga for området. Sjå fig. 1.8.2 for forklaring av prinsippa for metoden. Isolasjonsbasseng er mykje



Figur 1.8.1: Figuren syner korleis strandforysyinga (svart pil) ved ein typisk lokalitet ved norskekysten er summen av total jordskorpeheving (tjukkaste pil) og havnivåstiging (blå tynnare pil). Marin grense (den høgste strandlina etter istida) og dagens havnivå/strandline er også teikna inn (illustrasjonen er laga av Harald Sveian, NGU).



Figur 1.8.2: Figuren viser prinsippet for metoden med bruk av isolasjonsbasseng til å kartleggje strandforskyving. Til venstre (A–C) er eit tenkt profil ved strandlina, der eit lite basseng ligg nær havet. A: situasjonen rett etter isavsmeltinga, med strandlina på marin grense, høgt over bassengterskelen. Marine sediment blir avsett, det vil si silt, leir og restar etter marint liv, m.a. skjel. B: Strandlina har fløtt seg nedover, og salt sjø skvulpar berre over terskelen og inn i bassenget ved flo sjø, to gonger i månaden. Ei relativt sett stutt periode er det brakt vatn i bassenget og lite liv i vatnet. Svarte, fint lagdelte avsetningar legg seg da på botnen, nesten utan spor etter liv i form av subfossile plante- og dyrerestar. C: Bassenget er for lengst isolert. Brun gytje, eit typisk organiskrikt innsjøsediment, blir avsett. Den svarte vertikale streken syner korleis ei kjerneprøve vil bore gjennom lagfølgja og hente opp sediment frå dette geologiske arkivet. D: fotografi av boring med såkalla russarbor frå myrkanten av ein innsjø. E: fotografi av boring med stempelprøvetakar frå isen på ein innsjø om vinteren. Båe foto er frå lokalitetar nær Tvedestrand.

brukt i Noreg fordi naturen i mange område høver godt for dette. Eit liknande geologisk arbeid vart nyleg gjort som del av Kulturhistorisk museum sitt E18 Brunlanes-prosjekt i samband med E18-utbygginga i Vestfold og Telemark (Sørensen mfl. 2014a).

METODIKK – ISOLASJONSBASSENG OG BORUTSTYR

Den mest presise måten å rekonstruere tidlegare tidars havnivå langs norskekysten på er ved analyse av den geologiske lagfølgja i isolasjonsbasseng (fig. 1.8.2). Dette er fordjupingar i berggrunnen som i dag enten er myrar eller innsjøar, og som gjennom delar av tida sidan siste istid har vore under havnivået. Bassenga ligg altså under det vi kallar marin grense, forkorta til *MG* vidare i teksta. Langs norskekysten varierer *MG* frå berre nokre meter til godt over 200 moh., og kring Arendal og Tvedestrand er *MG* ca. 65–80 moh. Ved å C14-datere grenser i lagfølgjene mellom marine

og lakustrine sediment kan vi finne presist når dei ulike bassenga vart avsnørt frå havet, eventuelt om dei har vorte transgredert (fløymt over) på nytt. For utfyllande informasjon om isolasjonsbassengmetoden, sjå til dømes Romundset 2010 og Long mfl. 2011.

På grunn av det svært kupert terrenget og lite lausmassar er det mange slike isolasjonsbasseng i traktene kring Tvedestrand og Arendal. Her ligg det altså frå naturen si side svært godt til rette for å gjere ein detaljert rekonstruksjon. Mange av bassenga er også heilt eller delvis fylt inn og er i dag djupe myrar, ofte med ei lita attgroingstjønn. Boring av slike basseng skjer vanlegvis med såkalla russarbor (Jowsey 1966), det vil seie ei 1 m lang prøvekanne av varierende diameter, som ein festar stenger i. Når prøvekanne er pressa ned til ønska djup, vrir ein boret 180 grader og sedimentprøva blir «skoren inn» og kann lukkar seg. Så kan ein dra det heile opp til overflata utan at prøva blir forstyrra. Russarboring frå myroverflata er logistisk sett langt enklare og mykje meir tidseffektivt

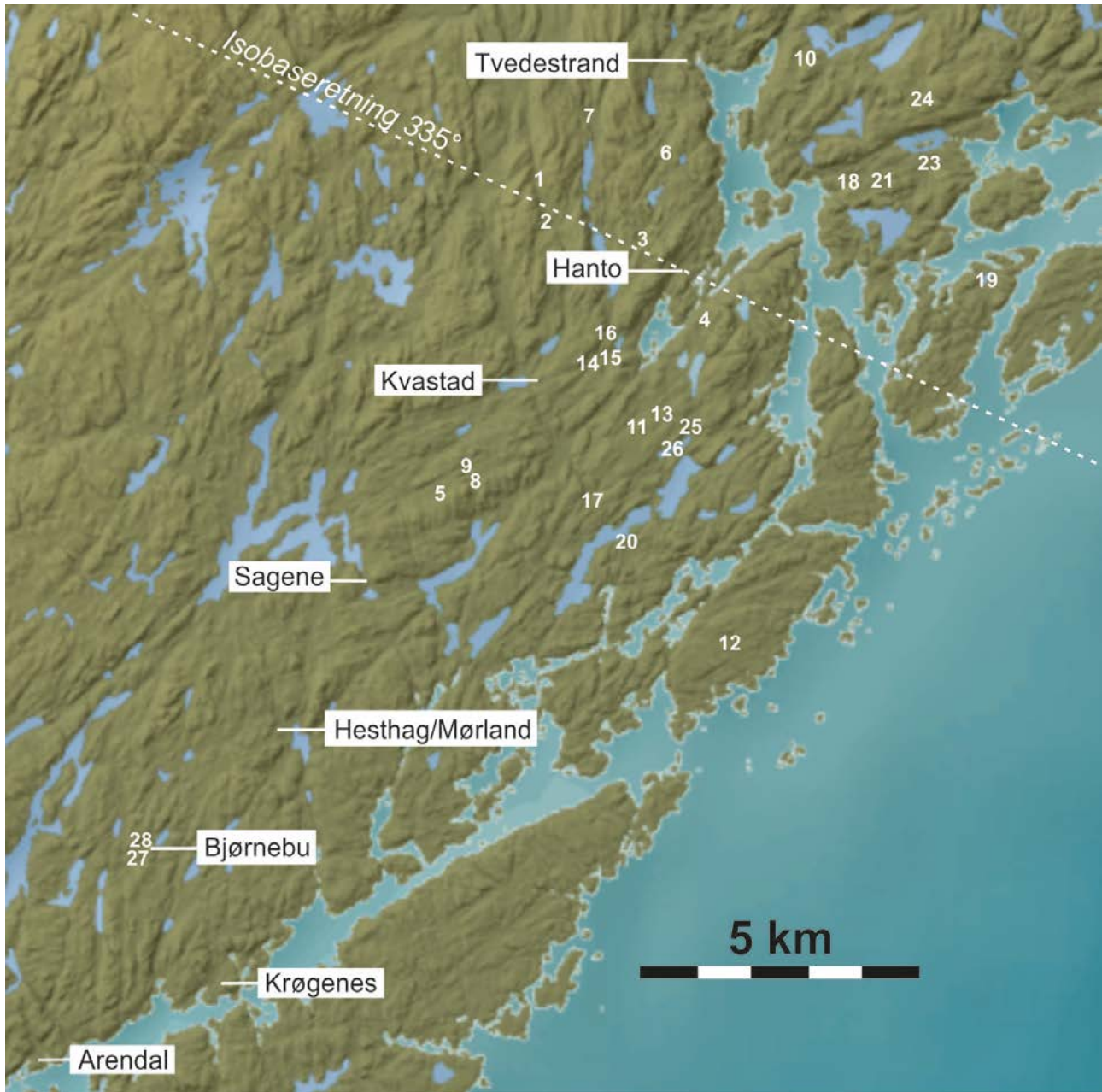
enn boring av innsjøbasseng. Prøvene frå russarboring er forma som halv sylindrar. Storleiken på prøva er avhengig av indre diameter i prøvekanna, som varierer mellom 5 og 11 cm. Smalare prøvekannar kan vere enklare å presse ned/ta opp, men kan også gje vanskar ved at det blir for lite materiale for datering frå eit bestemt nivå i lagfølgja. Under feltarbeidet må ein difor vurdere fortløpande kva som høver best til ulike sediment og lagfølgjer.

Russarbor kan også nyttast i svært grunne innsjøar (vassdjup <3–4 m), medan djupare innsjøar gjerne blir bora med ein type stempelprøvetakar (Nesje 1992). Da blir prøverøyrret, standard røyr av PVC-plast og med stempel i nedre ende, senka ned til innsjøbotnen ved hjelp av wirar. Ein wire er festa i stampelet og den andre i sjøve røyrret. Stempelwiren blir låst fast før eit tungt lodd gong på gong blir lyft opp og sleppt ned på toppen av røyrret. Slik slår ein røyrret sakte, men sikkert ned i sedimenta medan stampelet står stille, og ofte trengst tusenvis av slag før røyrret enten blir heilt fullt eller det stoppar mot berget og når botnen av sedimentlagfølgja. Stempelet gjer at prøva ikkje renn ut når ein dreg det fylte røyrret opp att med vinsj. Med slik prøvetakar kan ein ta opptil 6 m lange prøver med 11 cm diameter, og borutstyret kan brukast ned mot 100 m vassdjup. Dette blir veldig fine prøver med rikeleg materiale, men det krev ganske mykje tid, utstyr og transport for å ta slike prøver. Det er ein stor fordel å kunne ta prøvene frå frosne innsjøar om vinteren samanlikna med å bruke spesialbygd flåte på opne innsjøar. Erfaring viser at ein da i snitt kan ta ei fullstendig prøve på ein dag i felt. For feltarbeidet på Sørlandet følgde vi med på isforhold og vërmeldingar utover etterjulsvinteren både i 2015 og i 2016, og vi drog i felt da vi visste at isen var trygg.

VIKTIGE KRITERIUM FOR STUDIEN OG KJELDER TIL UVISSE

Dei viktigaste faktorane for å få god presisjon i ein rekonstruksjon av strandforskyvinga basert på isolasjonsbasseng er

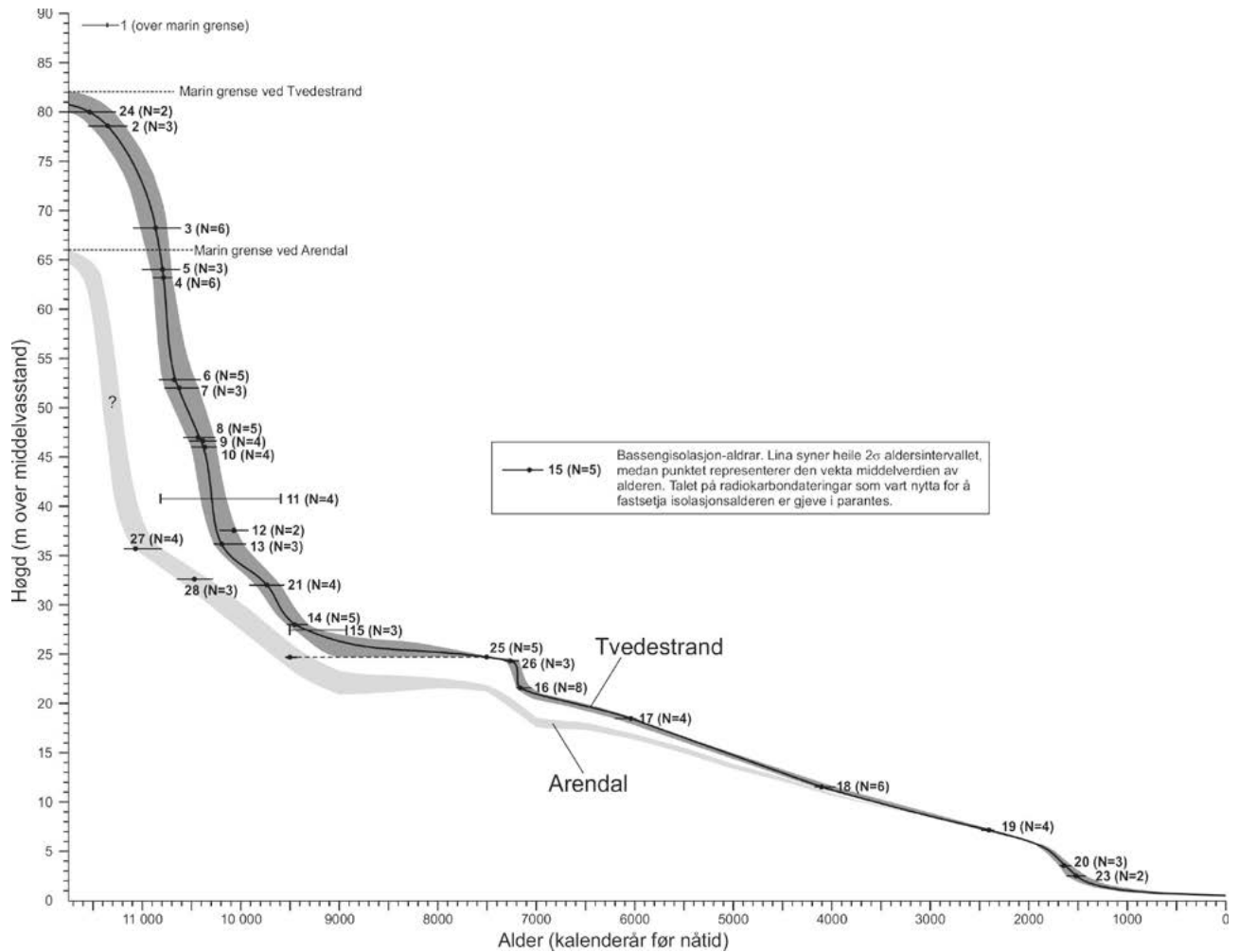
- a. tilgangen på gode, skjerma berggrunnsbasseng, der høgda til terskelen/utløpet kan nivellerast nøyaktig. Basseng som er oppdemt av lausmassar, t.d. moreneryggar, strandvollar eller tjukk torv, er langt dårlegare eigna, da terskelhøgden her kan vera annleis i dag enn dei var ved isolasjons-/ingresjonstidspunktet. Basseng som ligg slik til at dei er svært eksponert for havet, er heller ikkje gode, da stormbølgjer og sjøsprøyt kan forstyrre sedimentlagfølgja;
- b. avstanden mellom bassenga. På grunn av såkalla skeiv landheving, det vil seie ulike hevingrater som følgje av varierende islast under siste istid, må alle basseng som ligg til grunn for ei kurve, korrigjerast til ein felles isobase/lokalitet midt mellom bassenga. Om avstanden blir stor mellom dei ulike bassenga relativt til isobaseretninga, blir korreksjonen også stor, og dette medfører auka uvisse. Nokre kilometers avstand på tvert av isobaseretninga kan bety opp mot 10 m høgdekorreksjon (jf. Lohne mfl. 2004; Sørensen mfl. 2014a), men dette er avhengig av kor bratte strandlinegradientane er for den aktuelle tidsperioden. I praksis er dei brattare til eldre dei er. Det vil seie at stor geografisk spreining av bassenga generelt sett er eit større problem i tidleg holocen enn for dei siste tusenåra før nåtid;
- c. stratigrafisk analyse. Kor godt/presist greier geologen å fastsetja nivået i lagfølgja som representerer overgangen mellom marine og lakustrine miljø og vice versa? Dette er vanlegvis ikkje vanskeleg for organiskrike, holocene sediment (sjå t.d. Romundset 2010) og kan gjerast med god presisjon, det vil seie innanfor 2–3 cm i sedimentkjerna, noko som svarar til få tiår om sedimenta er uforstyrra. Og det skal dei vere om bassenget er skjerma og har god terskel. Ved NGU nyttar vi analyse av makrofossil, det vil seie subfossile restar frå planter eller dyr (>150 µm), til å identifisere endringar i bassengmiljøet gjennom tid. Denne analysen erstattar altså diatoméar, som tradisjonelt har vore meir brukt i liknande studiar frå Noreg (t.d. Stabell 1980; Kjemperud 1981). Mange vanlege artar av både planter og dyr lever enten i ferskvatn eller saltvatn, nokre finst også berre i brakkvatn. Desse artane toler ikkje ei vesentleg endring i saliniteten. Når dei døyr, søkk restar frå organismane ned til botnen og blir liggjande som del av innsjøsedimenta. Biostratigrafien av makrofossil (subfossile, harde delar som ikkje lett blir brotne ned) gjennom ei kjerneprøve gjev difor eit godt bilde av korleis ei avsnøring frå havet (isolasjon) eller overfløyming av havet (ingresjon) skjer. Resedimentasjon og lufttransport/sjøsprøyt kan vere eit problem ved bruk av mikrofosillanalyse (diatoméar og pollen), men er det i noko mindre grad for dei større makrofossila. Makrofossil har vore mykje brukt i bassengstudiar frå Grønland og Noreg; sjå Romundset 2010: 23–28 om bruken av makrofossil og ein samanliknande



Figur 1.8.3: Kart over området mellom Arendal og Tvedestrand. Tala (1–28) syner dei mange ulike lokalitetane der det vart bora kjerneprøver i dette arbeidet (for detaljar om dei ulike lokalitetane, sjå Romundset, kap. 3.2 i denne boka).

studie av diatoméstratigrafi og makrofossil gjennom isolasjons- og ingresjonssekvensar frå Finnmark. Det stratigrafiske nivået der overgangen frå marine/brakke til limniske artar ligg, tolkar vi som den siste tilførselen av saltvatn over terskelen inn i bassenget ved flo sjø (middels flo / høgvatn). Difor er det viktig å vera merksam på at denne høgda representerer nettopp middels høgvatn og ikkje middelasstand. Strandforskyvingskurver representerer vanlegvis middelasstand, og høgdene må difor korrigerast for skilnaden som flomålet utgjer;

d. presisjonen i C14-datering. Eit vanleg problem i slike geologiske studiar har vore at det blir datert såkalla bulkprøver av sediment, ofte ei 2–5 cm tjukk skive av organiske sediment skoren ut frå kjerneprøva, der innslag av minerogen karbon, reservoareffekt og/eller resedimentert materiale kan, og ofte vil, gjere alderen for gammal. Dette unngår vi i dag med AMS-datering av identifiserte, terrestriske planterestar. Slik kan vi datere svært små prøver på under 10 mg med høg presisjon. Typisk materiale for datering vil vere blad frå tre eller



Figur 1.8.4: Den nye strandforskyvingskurva frå dette arbeidet. Den mørkegrå kurva representerer Tvedestrand-området, og den lysegrå kurva representerer Arendals-området. Sjå kapittel 3.2 i denne boka (engelsk tekst) for detaljar og forklaring av figuren (jf. Romundset mfl. 2018).

buskar, bitte små pinnar, barnåler eller anna identifiserbart, terrestrisk materiale. Det er også viktig å preparere minst tre prøver frå kvart nivå for statistisk å kunne hindre «tilfeldige» feil aldrar.

PRAKTISK GJENNOMFØRING AV STUDIEN

Som «dateringsverktøy» i arkeologien er presisjonen til ei strandforskyvingskurve avhengig av kor mange basseng som er analysert, kor gode resultat dei enkelte bassenga gjev, og korleis dei er fordelt i høgda. Ei strandforskyvingskurve er ei krumma line som er intrapolert/teikna etter beste skjønn mellom dei enkelte, kjente punkta (daterte bassengisolasjonar/-ingresjonar) for å gje ein best mogleg rekonstruksjon av det kontinuerlege forløpet. Om det til dømes manglar basseng mellom 55 og 30 moh., vil ei datering av ein buplass på

40 moh. vere meir usikker enn viss studien også hadde inkludert eit basseng på nettopp denne høgda. Det var difor viktig for oss å velje basseng spreidd over heile høgdeintervallet, og gjerne tettare mellom bassenga i dei mest interessante høgdeintervalla, der buplassane finst. Der strandforskyvinga på Sørlandet «flatar ut» og vi potensielt har ein periode med havnivåstiging/transgresjon midt i holocene, ca. 9000–7000 år før nåtid, er det også nødvendig med fleire basseng for å oppnå god presisjon i kurva.

Den lengste avstanden mellom dei fire utgravingslokalitetane, målt på tvers av isobaseretninga, er om lag 11–12 km. Med dette som utgangspunkt, og ei praktisk tilnærming til gjennomføringa og omfanget av arbeidet, fokuserte vi på å finne den best tilgjengelege samlinga av basseng innanfor eit avgrensa område for å konstruere ei detaljert strandforskyvingskurve som er representativ for den lokaliteten, utan behov for store terkselkorreksjonar (jf. pkt. b over). Etter

ein del forarbeid med studium av kart, flybilde og terrengmodellar fann vi ut at området ved og like vest for Tvedestrandsfjorden var best eigna som hovudområde for bassenganalysen. Dette dekkjer også utgravingsområdet ved Kvastad direkte. For å kunne nytte ei kurve frå dette området til datering av heva strandnivå som ligg opptil 10–15 km lenger vest, ville vi også undersøkje enkelte basseng på relevante høgder ved Arendal. Det var berre venta tydeleg avvik for dei eldste strandlinene langs dette transektet (Tvedestrand–Arendal). Yngre nivå vil i praksis ha lik alder.

Fire økter med feltarbeid vart utført gjennom 2014–2016, kvar økt med 1–2 vekers lengd. Anders Romundset har leia arbeidet, hjulpet av Fredrik Høgaas, Thomas Lakeman, Lina Gislefoss og Ola Fredin, alle tilsett ved NGU. Vi har stort sett vore tre personar som har arbeidd i lag i felt under kvar økt. Vi har bora i alt 27 basseng (fig. 1.8.3), der 2 ligg ved Bjørnebu rett nord for Arendal og resten ved Tvedestrandsfjorden. Arbeidet har gått føre seg på både frosne innsjøar og attgrodde myrar. Foreløpige resultat som har kome undervegs i arbeidet, har til dels påverka våre val av lokalitetar for neste feltarbeid. Laboratorieanalysar av dei innsamla prøvene vart utført fortløpande ved NGU etter kvar feltøkt. Hovudfokus har vore identifikasjon av grenser i biostratigrafien som representerer tidspunkt da bassenget vart løfta over/under havnivået. Identifikasjon og preparering av dateringsprøver (terrestriske planterestar) er gjort ved NGU, medan

sjølv AMS-datering har vore utført ved Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen. For alle bassenga er det plukka ut, preparert og datert ein serie prøver frå ulike nivå nær isolasjonsgrensa for å oppnå best mogleg kronologisk kontroll.

RESULTAT

Med grunnlag i boring av totalt 27 innsjøar og myrar med påfølgjande analyse og datering er strandforskyvinga i områda kring Tvedestrand og Arendal rekonstruert (fig. 1.8.4). To kurver viser forløpa for Tvedestrand (primært feltområde) og Arendal (utleidd kurve). Grovt sett fall strandlina raskt dei fyrste om lag 2000 åra, før det var ein lengre periode med lite endring. Denne svarar til tida da tapestransgresjonen skjedde langs andre delar av norskekysten. Etter om lag 7000 år før nåtid har fallet av strandlina gått seint, men jamt og trutt. Detaljar om resultatata med uvisse, tolkingar og vidare bruk av rekonstruksjonen er gjevne i kapittel 3.2 (engelsk tekst) i denne boka.

Med det oppnådde datagrunnlag meiner vi å kunne tidfeste strandhøgder i området med ein presisjon på om lag ± 150 år for tidleg holocen (før ca. 9000 år før nåtid) og ned mot ± 50 år for perioden etter ca. 7000 år før nåtid. Presisjonen er ikkje berre knytt til dateringar og bassengkvalitet, men også sjølv forløpet. Uvisse blir difor større der strandforskyvinga skjer sakte, særleg under utflatinga i perioden ca. 9000–7000 år før nåtid.