TASAKAALULISED RANNAPROFIILID

Sissejuhatus

Ranna profiili all mõeldakse vee sügavuse muutumist rannajoonest ehk veeliinist avamere suunas. *Tasakaaluline profiil* on tekib idealiseeritud juhul, mil rannale mõjuvad destruktiivsed ja konstruktiivsed jõud on tasakaalus. Laboratooriumi tingimustes on võrdlemisi lihtne tasakaalulise profiilini jõuda, kui piisavalt pika aja vältel tekitada konstantsete omadustega laineid, mis uuritavat rannaosa mõjutavad. Tavaliselt kujuneb uuritav profiil katse algusjärgus päris nobedasti ümber, kuid teatava aja pärast tekkinud „lõplik” profiil enam praktiliselt ei muutu. Saavutatud ranna kuju ongi konkreetsele ranna materjalile ja rakendatud lainetuse omadustele vastav tasakaaluline profiil.

Looduses vaadeldakse tasakaalulist profiili dünaamilise suurusena, kuna nii lainetuse omadused kui ka veetase muutuvad pidevalt, põhjustades ka neile vastava tasakaalulise profiili ümberkujunemise. Keskmist tasakaalulist profiili võib defineerida kui pika aja kestel esinenud erinevatele looduslikele tingimustele vastavate tasakaaluliste profiilide keskmist.

Kuigi kahemõõtmelise tasakaalulise rannaprofiili analüüsil ignoreeritakse materjali edasikandumist piki randa, on selliste profiilide kujunemise ja teisenemise mõistmine kesksel kohal mitmete looduslike rannaprotsesside interpreteerimisel, aga ka tähtsal kohal paljude rannikutehnika ülesannete lahendamisel. Kõige suuremat osa rannaprofiili (ümber)kujunemisel mängivad veetaseme tõus ja tugevate tormide põhjustatud hüppeline rannaprotsesside kiirenemine. Tasakaalulise rannaprofiili mõistel ja selle määratlemise tehnikal on keskne roll ranna täitmise projektide juures.

Tasakaalulise rannaprofiili määratlemise meetodid

Tasakaalulise rannaprofiili saab määratleda vähemalt kolmele erinevale lähtekohale baseerudes:

- *Kinemaatiline lähenemine*. Üksikute liivaterade (olgu siis heljumis või põhjalähedase transpordi koosseisus) liikumine määratletakse vastavalt neid liikumapanevatele jõududele ning tasakaaluline profiil arvutatakse lähtudes tingimusest, et liiva hulk igas profiili punktis on konstantne (Eagleson, Glenne ja Dracup 1963). Kuigi selliselt püstitatud ülesande lahendamine annaks ammendava vastuse paljudele setete liikumisega seotud ülesannetele, on see meie praeguste teadmiste juures võimatu. Põhiline raskus on liivaterade astronoomiline arv

- *Dünaamiline lähenemine*. Selle rakendamisel eeldatakse, et profiil on tasakaalus juhul, kui põhjale mõjuvad konstruktiivsed ja destruktiivsed jõud on tasakaalus. Kuigi selline lähtekoht on vähem üldine rannas toimuvate protsesside täieliku mõistmise seisukohalt, on see märksa kergemini rakendatav praktiliste insener-tehniliste ülesannete lahendamisel.
- *Empiiriline lähenemine*. Selline lähtekoht on puhtalt kirjeldav ning püüab määratleda ranna profiile selliste (pinna)vormide kaudu, mis on vastavalt rannatüübile kõige iseloomulikumad. Eksperimentide alusel leitakse selliste vormide omaduste empiirilised seosed kas setete terasuuruse või lainetuse omadustega; vahel ka mõlema nimetatud suurusega. (Taolist lähenemist illustreerib eelmises peatükis kirjeldatud empiiriliste ortogonaalsete omafunktsioonide tehnika, milles esimene omafunktsioon vastab tasakaalulisele profiilile.)

Vaatleme järgnevas kõiki loetletud lähenemisviise. Põhiliselt kontsentreerume dünaamilisele lähenemisele, kuna see annab meie praeguste teadmiste juues kõige parema selgituse mitmetele ranniku muutumise võtmeprotsessidele ning võimaldab rahuldavalt lahendada mitmeid rannikutehnika ülesandeid.

Ranna profiili mõjutavad konstruktiivsed ja destruktiivsed jõud

Vastavalt dünaamilise lähenemisele kajastab tasakaaluline rannaprofiil rannas toimivate destruktiivsete ja konstruktiivsete jõudude tasakaalu. Kui üks neist ‚võistlevate' jõudude klassidest muutub, olgu lainetuse iseloomu või veetaseme muutumise tulemusena, on tasakaal häiritud. Üks jõududest hakkab domineerima seni, kuni rannaprofiil muutub selliseks, et jõud on jälle tasakaalus.

Ranna profiili mõjutavad suur hulk mitmesuguseid konstruktiivseid ja destruktiivseid jõudusid. Kaasajal ei suudeta neid veel ammendavalt identifitseerida, samuti ei ole täielikult mõistetud, kuidas neid jõudusid – või siis nende mõju – täpselt iseloomustada (kvantifitseerida). Siiski suudetakse identifitseerida nende põhijooned ning – empiiriliste meetoditega – hinnatakse nende osa tasakaaluliste rannaprofiilide tekkimises ning ka nende mõju mittetasakaalulise profiiliga randades.

Destruktiivsed jõud

Destruktiivsetest jõududest tähtsaim on **gravitatsioonijõud,** mis püüab ranna profiili tasandada ning muuta põhja horisontaalseks. Teine väga oluline destruktiivne jõud on murdlainete vööndis esinev intensiivne **turbulents**. Lainete murdumisel muutub organiseeritud lainelise liikumise energia ääretult kaootiliste turbulentsete liikumiste energiaks. Turbulentsed liikumised panevad omakorda liikuma setteosakesi, mida regulaarsed lained liigutada ei suudaks. Gravitatsioonijõu ja turbulentsi koosmõjus transporditakse setteosakesi üldiselt sügavamale ehk avamere suunas.

Turbulentsi tähtsust saab kogeda, ujudes erinevatele rannaprofiidele vastavates murdlainetuse tingimustes. Lauge rannaprofiili puhul on murdlainete vöönd võrdlemisi lai ning turbulentsi intensiivsus selles vööndis vastavalt tagasihoidlik. Paljudel juhtudel on turbulents nii nõrk, et see ei suudagi setteid liikuma panna. Suure kaldega rannanõlval on aga murdlainete vöönd suhteliselt kitsas. Turbulentsete liikumise energia on sel juhul koondunud väikesele alale, tõenäoliselt ulatuvad märksa sügavamale ning panevad liikuma palju suuremaid setteosakesi kui turbulents lauge profiiliga ranna murdlainete vööndis. Siit tuleneb lihtne, kuid oluline tähelepanek: peenema terasuurusega setetest koosnevate randade tasakaaluline profiil peab üldiselt olema laugem kui suurematest teradest koosnevatel randadel; vastasel korral ei saaks suure kaldega rannaprofiil lihtsalt olla tasakaalus.

Tagasivedu (lainetuse poolt pinnakihis ranna suunas transporditava veemassi voolamine tagasi avamere poole) transpordib üldiselt heljumit avamere suunas. Lisaks sellele annab tagasivedu oma osa avamere poole suunatud nihkepingesse, hoogustades nõnda setete põhjalähedast transporti avamere poole.

Konstruktiivsed jõud

Vähemalt kolmel konstruktiivsel jõul on oluline osa rannaprofiili kujunemisel. Neist esimene kujutab endast madalasse vette liikuva lainetuse mittelineaarsusest (mis väljendub lainete asümmeetrias) tingitud ning ranna poole suunatud nihkepinge tulemust. Nii perioodiliste mittelineaarsete lainete kuju kui ka kiiruste jaotus laine sees on ebasümmeetrilised veepinna suhtes. Veeosakeste kiirused laine harja all on suuremad, kuid esinevad lühema aja vältel kui veeosakeste kiirused laine talla all. Formaalselt võib selliste lainete poolt tekitatud keskmine kiirus merepõhja lähistel olla null, kuna kiirusvälja saab esitada siinus- ja koosinusfunktsioonidest koosneva rea summana ning selliste funktsioonide keskväärtus on alati null. Et aga nihkepinge sõltub põhjalähedase kiiruse ruudust, on keskmine nihkepinge $\overline{\tau_b}$ üldiselt nullist erinev:

$$\overline{\tau_b} = \frac{\rho f}{8} \overline{U_b |U_b|}$$

ning suunatud lainete leviku suunas ehk ranna lähistel üldiselt ranna poole. Keskmise dimensioonitu nihkepinge avaldised dimensioonitute lainetuse parameetrite H/L_0 ja h/L_0 kaudu on toodud näiteks Dean (1987).

Teine konstruktiivne jõud tekib tänu põhjalähedastele lokaalsetele hoovustele (streaming velocities at the bottom). Need keskmised kiirused tekivad põhjalähedases piirikihis vee viskoossusse tõttu aset leidva energia dissipatsiooni tulemusena, mille tõttu omakorda leiab aset lokaalne impulsi ülekanne. See nähtus esineb murdlainete tsoonis ning sellest veidi mere suunas. Vastavad laborieksperimendid viis läbi Bagnold (1947). Nähtuse põhimõtteskeem on esitatud joonisel 7.1. Longuet-Higgins (1953) analüüsis seda nähtust teoreetiliselt. Ta näitas, et Newtoni vedelike puhul ranna poole suunatud lokaalse põhjahoovuse kiirus on

$$\overline{U_b} = \frac{3\rho k h^2}{16 \sinh^2(kH)}.$$

Suurus $\overline{U_b}$ on veeosakeste keskmine kiirus vahetult põhjalähedase piirikihi kohal, σ on lainete ringsagedus, k on lainearv, h on lainekõrgus ja H on vee sügavus. Kuigi kõnesolev kiirus on tekib vee viskoossuse tõttu, on selle suurus teatava üllatusena sõltumatu viskoossuse väärtusest.

Kolmas märkimisväärne konstruktiivne jõud on seotud veesambas paikneva heljumi vertikaalse jaotuse ebaühtlusega. Selle omaduse tõttu transpordivad lained erineva terasuurusega heljumi osakesi ranna suunas selektiivselt. Murduvas laines tekib kõige intensiivsem turbulents üldiselt murduva laineharja piirkonnas. Kui turbulents on piisavalt tugev ning sellega kaasnevad veeosakeste kiirused on piisavalt suured, uhutakse setteosakesed põhjast lahti ning kantakse domineerivate kiiruste suunas seni, kuni need jälle põhja vajuvad. Setteosakesi, mis paiknevad laine harja lähistel, kantakse esialgu ranna suunas. Kui väljasettimise aeg (fall time) on väiksem kui pool laine perioodi, kannab lainetus setteosakesi põhiliselt ranna poole. Kui aga väljasettimise aeg on suurem poolest laine perioodist, kuid väiksem kui laine periood, võib domineerida rannast eemale suunatud transport (Dean 1973).

Nagu ülal mainitud, ei ole meie praeguse teadmiste taseme juures võimalik ühekaupa täpselt iseloomustada loetletud destruktiivseid ja konstruktiivseid jõudusid. Seetõttu kontsentreerume allpool alati ühe konkreetse kõige selgemalt identifitseeritava destruktiivse jõu mõjude analüüsile. Selle jõu poolt tekitatavate efekte kvantifitseerime realistlike rannaprofiilide ja selle jõu intensiivsuse võrdlemise kaudu.

Tasakaaluliste rannaprofiilide teooria areng

Vaatleme järgnevalt erinevaid rannaprofiili kuju prognoosivaid mudeleid. Kõik käsitletavad mudelid baseeeruvad lineaarsel laineteoorial ning kasutavad järgnevaid seoseid madala vee jaoks:

Lainetuse energia merepinna ühiku kohta	$E = \frac{1}{8}\rho g h^2$
Lainete energia voog ehk võimsus laineharja pikkuse ühiku kohta	$F = E c_g$
Rühmakiirus madalas vees	$c_g = \sqrt{gH}$
Sügavus, milles lained hakkavad murduma (spilling breaker assumption)	$h = \kappa H$

Toodud valemites on ρ vee tihedus, g on gravitatsioonikiirendus, h on (lokaalne) lainekõrgus, H on vee sügavus ning $\kappa \approx 0.8$ on lainete murdumise indeks ehk lainekõrguse ja sügavuse suhe laine murdumise algushetkel.

Siin ja edaspidi kasutame parema käe koordinaatteljestikku, milles x-telg on rannaga paralleelne ning suunatud paremale avamerele vaatava inimese seisukohalt ning y-telg on suunatud avamerele. Nõnda valitud teljestikus on eriti mugav käsitleda ranna kuju (geomeetria – planform) muutumist.

Laineenergia homogeenne dissipatsioon ruumalaühiku kohta

Vaatleme kõigepealt tasakaalulise rannaprofiili teooriat eeldusel, et murdlainete vööndis tekkiv turbulents on domineeriv destruktiivne jõud. Turbulentsi intensiivsus on määratud murduvate lainete poolt turbulentsile edastatava energia hulgaga veemassi ruumalaühiku kohta. Seejuures me ei sea eesmärgiks identifitseerida või kvantifitseerida kõiki vaadeldava destruktiivse jõuga paralleelselt toimivaid konstruktiivseid jõudusid.

Eeldame, et kui teatava intensiivsusega turbulents ei suuda setteosakesi liigutada, siis energia dissipatsiooni intensiivsus väljendab turbulentsete liikumiste intensiivsust. Teine lihtsustav eeldus on, et energia dissipatsioon on homogeenne kogu veesambas.

Valem taolise homogeense energia dissipatsiooni intensiivsuse $D_*(d)$ jaoks ruumalaühiku kohta (tingimusel et vee liikumine ei liiguta põhjasetteid, teisi sõnu, et tegemist on ‚puhta' dissipatsiooniga) tuleneb lihtsalt energia jäävuse seadusest:

$$\frac{1}{H}\frac{dF}{dy'} = -D_*(d), \tag{7.1}$$

kus y' on nüüd koordinaat rannaga risti olev ning ranna poole suunatud teljel. Selle võrrandi mõte on, et laineenergia voo muutus mingi sügavusega kohas vee ruumalaühiku kohta (seda väljendab tegur $1/H$) ongi tegelikult laineenergia dissipatsioon vee ruumalaühiku kohta tingimusel, et põhjasetted liikuma ei hakka.

Tehtud eeldusel saab tasakaaluline olla vaid selline profiil, mille igas punktis on energia disspatsiooni intensiivsus selline, mis ei pane veel põhjasetteid liikuma. Lihtsaim taoline profiil on leitav eeldusel, et maksimaalne energia dissipatsiooni intensiivsus, mille puhul setted veel ei liigu, sõltub vaid setete terasuurusest. (Üldiselt sõltub nimetatud suurus ka veel kaugusest rannajoonest.) Eelmisest võrrandis ning eelmises § toodud definitsioonidest järeldub siis, et

$$\frac{d\left(\rho g \kappa^2 H^2 \sqrt{gH}\right)}{8dy'} = -hD_*(d). \tag{7.2}$$

Vastavalt tehtud eeldustele on selle võrrandis on ainsaks koordinaadist y' sõltuv suurus vee sügavus $H = H(y')$. Diferentseerides võrrandi vasakut liiget ning asendades $y' = -y$, saame

$$D_*(d) = \frac{d\left(\rho g \kappa^2 H^2 \sqrt{gH}\right)}{8hdy} = \frac{\rho g \kappa^2 \sqrt{g}}{8h}\frac{d\left(H^{2.5}\right)}{dy} = \frac{5\rho g \sqrt{g}\kappa^2}{16h}\frac{H^{1.5}d^h}{dy} = \frac{5\rho g \kappa^2}{16}\frac{\sqrt{H}dH}{dy}. \tag{7.3}$$

$$\frac{5\rho g \kappa^2}{16}\frac{\sqrt{H}dH}{dy} = D_*(d)$$

Saadud seose parem pool sõltub ainult vee sügavuse ruutjuurest $\sqrt{H}$ ja rannanõlva kaldest dH/dy. See võrrand on lihtsalt integreeritav harilik diferentsiaalvõrrand funktsiooni $h = h(y)$ suhtes. Kirjutades selle kujul

$$\frac{16D_*(d)}{5\rho g \sqrt{g}\kappa^2}dy = \sqrt{H}dH \text{, millest } \frac{16D_*(d)}{5\rho g \sqrt{g}\kappa^2}y + C = \frac{1}{1.5}H\sqrt{H} = \frac{2}{3}H^{3/2},$$

saame selle üldlahendiks

$$H(y) = \left[\frac{24D_*(d)}{5\rho g \sqrt{g}\kappa^2}y + C\right]^{2/3}.$$

Et rannajoonel $y = 0$ on sügavus $H(0) = 0$, on $C = 0$ ning tasakaalulisel ranna profiilil on kuju

$$H(y) = \left[\frac{24D_*(d)}{5\rho g \sqrt{g}\kappa^2}\right]^{2/3} y^{2/3} = A(d)y^{2/3}. \tag{7.4}$$

Tasakaalulisel profiilil on niisiis universaalne kuju. Parameetrit $A(d)$ hüütakse profiili mastaabiteguriks (profile scale factor). See sõltub maksimaalsest laineenergia dissipatsiooni intensiivsusest, mis veel ei pane setteid liikuma; et aga viimane on omakorda setete terasuuruse funktsioon, sõltub mastaabitegur sisuliselt vaid terasuurusest. Ranna profiilil on astmefunktsiooni kuju, mille astmenäitajaks on 2/3. Kui maksimaalne laineenergia dissipatsiooni intensiivsus, mis veel ei pane setteid liikuma, kasvab terasuuruse suurenedes (mis on loogiline), ütleb saadud võrrand, et suurema terasuurusega setetest koosnevate randada profiil on üldiselt järsem, mis on ka kooskõlas tegelikkusega.

Tuletatud astmefunktsioonikujulisel profiilil on oluline omadus, mis on samuti kooskõlas tegelikkusega: profiil on nõgus nagu looduslikud rannaprofiilidki. Ebameeldivad on aga asjaolud, et (i) rannajoonel $y = 0$ on profiili kalle dH/dy lõpmatu suur, (ii) et parameeter $A(d)$ pole dimensioonitu (mis raskendab saadud tulemuste füüsikalist interpretatsiooni) ning (iii) saadud profiil sügavneb monotoonselt avamere suunas. Viimane omadus ütleb, et seda laadi tasakaalulise rannaprofiili teooria abil ei saa kirjeldada veealuseid liivavalle (sand bars). Osa loetletud ebameeldivatest omadustest saab teatavatel tingimustel elimineerida ning ülejäänud ei takista sel moel leitud sisuliselt väga lihtsa ideaalse rannaprofiili kasutamist insener-tehniliste ülesannete lahendamisel.

Homogeenne laineenergia dissipatsioon mere pinnaühiku kohta

Tasakaalulise rannaprofiili teooriat on võimalik ehitada teistele dünaamilist laadi argumentidele. Näiteks võib aluseks võtta seisukoha, et laineenergia dissipatsioon on homogeenne mitte kogu veesambas, vaid mere pinnaühiku kohta. Sel juhul puudub võrrandi (7.1) paremal poolel kordaja $1/H$ ning tasakaalulisel rannaprofiilil on kuju

$$H(y) = A_2(d)y^{2/5}, \tag{7.5}$$

kus $A_2(d)$ on teatav konstant.

Homogeenne põhjalähedane nihkepinge

Ranna profiil võib olla ka tasakaalus juhul, kui põhjalähedane nihkepinge on konstantne kogu murdlainete vööndis. Eespool (5 ptk) on näidatud, et murduvatest lainetest põhjustatud jõudude tasakaalu tingimusest tuleneb, et

$$\tau_b = -\frac{dS_{yx}}{dy}, \tag{7.6}$$

kus τ_b on murduvatest lainetest ja nende poolt genereeritud lokaalse hoovuse põhjustatud ning piki randa suunatud keskmine põhjalähedane nihkepinge komponent, S_{yx} on impulsi edasikandest tingitud kiirguspinge (radiation stress) piki randa suunatud komponent ning ranna poole suunatud nihkepinge on ignoreeritud. Arvestades kiirguspinge valemit madala vee tingimustes ja Snelliuse seadust, saame:

$$\tau_b = -\frac{1}{8}\frac{d\left[\rho g \kappa^2 H^2 \sqrt{gH}\left(\sin\theta / C\right)\right]}{dy}$$

Selle võrrandi integreerimine annab

$$H(y) = \left(\frac{8\tau_b}{\rho g \kappa^2 \sqrt{g}}\frac{C}{\sin\theta}\right)^{2/5} y^{2/5} = A_3 y^{2/5}, \tag{7.7}$$

kus A_3 on veel üks konstantne mastaabitegur. Selline mudel kirjeldab ainult sellist olukorda, mil lained saabuvad randa teatava nurga all. Tulemuseks on jällegi astmeseadus astmenäitajaga 2/5. Allpool veendume, et sellise astmenäitajaga tasakaalulised profiilid on mõõtmisandmetega märksa halvemas kooskõlas kui astmenäitajale 2/3 vastavad profiilid.

Setete transpordi puudumisele vastav tasakaaluline profiil

Bowen (1980) väidab, et tasakaaluline profiil võib eksisteerida ka juhul, kui rannaga risti setete voog on null profiili igas punktis. Bagnoldi setete transpordi mudeli baasil tuletas Bowen kaks erinevat tasakaalulise profiili mudelit. Eeldusel, et heljumi summaarne transport risti rannajoonega on kõikjal null, jõudis ta (teatavad üllatusena) samuti seoseni $H(y) = A_4 y^{2/3}$, kus

$$A_4 = \left[\frac{(7.5w)^2}{g}\right]^{1/3}$$

sõltub setteosakeste langemiskiirusest (fall velocity) w.

Teine tasakaaluline profiil, mille tuletamisel on arvesse võetud nii heljumi edasikannet kui ka põhjalähedast transporti, on mõnevõrra keerulisem. Rannanõlva kalle sõltub sel juhul nn. Deani arvust kui ka lainete järskusest. Mida suurem on Deani arv, seda laugem on nõlv.

Astmenäitajale 2/3 vastavad profiilid looduses

Esimesena identifitseeris astmenäitajale 2/3 vastava rannaprofiili sagedase esinemise kuju Bruun (1954), analüüsides profiile Monterey lahest Californias ja Taani rannikult.

Dean (1977) analüüsis enam kui 500 rannaprofiili USA rannikul erinevates kohtades Long Islandilt üle Florida kuni Mehhiko piirini. Selle töö raames lähendati mõõdetud profiile funktsiooniga Ay^m ning sobivaim astmenäitaja leiti vähimruutude meetodiga. Keskmine m väärtus oli ligikaudu 0.66, mis on praktiliselt sama kui 2/3. Seejärel jagati profiilid kümnesse rühma, mis vastasid erinevatele rannalõikudele. Iga rühma jaoks leiti ‚keskmine' profiil. Saadud keskmisi profiile võrreldi jällegi funktsiooniga Ay^m. Nõnda leitud sobivaim astmenäitaja varieerus 0.52-st 0.82-ni ning kümne rühma keskmine oli jälle ligikaudu 0.66. Kahjuks ei olnud võimalik määratleda mastaabiteguri A väärtusi konkreetsete profiilide jaoks vastava piirkonna setete omadustega. Rõhuv enamus (99%) mastaabitegurite väärtusi paiknes vahemikus 0.0–0.3 $ft^{1/3}$. Neist suurem osa oli vahemikus $0.1 < A < 0.2 \quad ft^{1/3}$ (A $\left[ft^{1/3}\right]$ ~1.5 A $\left[m^{1/3}\right]$).

Hughes and Chiu (1978) analüüsisid rannaprofiile ja nendega seotud setete omadusi Florida osariigi ranniku ja Michigani järve kallaste mitmetes osades. Nad leidsid, et võrrand (7.4) kirjeldab võrdlemisi adekvaatselt rannaprofiilide kuju. Lisaks sellele leidsid nad, et Floida idarannikul analüüsitud profiilide puhul esines mastaabiteguri A ja setete terasuuruse vahel tugev kvalitatiivne korrelatsioon (? Ei saa isegi aru, mis see viimane on – TS). Joonisel 7.4 on esitatud mastaaabiteguri A varieerumise ja liiva terasuuruse (fii-ühikutes) vastavus Florida idaranniku mitmetes kohtades. Selgelt avaldub tugev korrelatsioon selles mõttes, et suurematele A väärtustele vastavad suuremad terasuurused. Michigani järve kaldaprofiilide ja Florida lääneranniku rannaprofiilide puhul on see korrelatsioon, kui see üldse eksisteerib, märksa nõrgem.

Moore (1982) analüüsis suurt hulka rannaprofiile, mille jaoks olid teada põhjasetete terasuurused eesmärgiga teha kindlaks seos mastaabiteguri A ja rannaprofiili erinevates osades paiknevate setete terasuuruse vahel kogu murdlainete vööndis.Ta koondas ühtseks andmestikuks nii laboratooriumis saadud kui ka reaalselt mõõdetud profiilid väga erinevate terasuuruste jaoks. Maksimaalne terasuurus erinevatel profiilidel ulatus 0,1 millimeetrist 30 sentimeetrini. Tulemuseks saadud seos mastaabiteguri A ja liiva (või kruusa) terasuuruse jaoks on esitatud jämeda joonega joonisel 7.6. Hiljem Dean (1976) lihtsalt teisendas Moore'i poolt tuletatud sõltuvust $A = A(d)$ sõltuvuseks $A = A(w)$, kus w on langemiskiirus. Tulemuseks sai ta ootamatult lihtsa seose, mis logaritmilistes koordinaatides on isegi lineaarne seos (vt. joonis 7.6):

$$A = 0.067 w^{0.44}, \tag{7.8}$$

kus A dimensioon on nüüd m$^{1/3}$ ja w on väljendatud sentimeetrites sekundi kohta.

Moore'i analüüsi eriti huvitav osa kajastab väga järskusid rannaprofiile, mis koosnevad jämedast kruusast ja suurtest munakatest, aga ka sellised rannanõlvad, milledes enamuse moodustavad merekarbid. Joonisel 7.7 on esitatud mõõdetud profiili ja selle analüütilise aproksimatsioonivõrdlus setete diameetri vahemiku 15–30 cm – viimased on ligikaudu keeglipalli suurused kivid. Nende jaoks sai ta A ligikaudse väärtuse $A \approx 0.82$ m$^{1/3}$. Sellel joonisel toodud profiili puhul on mere sügavus 10 m juba 42 m kaugusel veepiirist. Joonisel 7.8 on esitatud tasakaaluline profiil, mis kirjeldab selliseid randu, mis põhiliselt koosnevad merekarpide materjalist.

Erinevates kohtades paiknevate randade profiilide analüüs näitab, et mastaabiteguri A väärtused erinevad üksteisest väga kaugel paiknevates piirkondades üsna vähe ning et selle suurus on ajas praktiliselt konstantne. Joonisel 7.9 on toodud Balsillie (1979) poolt aastatel

1972-1986 mõõdetud profiilide võrdluse tulemused 67 km pikkuse rannalõigu jaoks Brevardi maakonnas (Florida). Kuigi puudub informatsioon setete terasuuruse kohta, mastaabiteguri *A* suurenemine lõuna pool vastab ilmselt setete terasuuruse kasvule samas suunas.

Kokkuvõtteks võib niisiis öelda, et „2/3 astmeseadus” kirjeldab, vähemalt astmefunktsioonide klassis, kõige paremini tasakaaluliste rannaprofiilide kuju. Tabelis 7.2 on esitatud mastaabiteguri A väärtused liiva jaoks sammuga 0,01 mm (Dean, Walton ja Kriebel 1994). Tabelis toodud väärtused on antud ühikutes $m^{1/3}$ ning kajastavad liivaterade diameetreid vahemikus 0.1–1.09 mm.

Tabel 7.2. Soovitatavad mastaabiteguri A [$m^{1/3}$] väärtused liiva terasuuruste 0,1–1,09 mm jaoks.

d(mm)	0.00	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09
0.1	0,063	0,0672	0,0714	0,0756	0,0798	0,084	0,0872	0,0904	0,0936	0,0968
0.2	0,100	0,103	0,106	0,109	0,112	0,115	0,117	0,119	0,121	0,123
0.3	0,125									
0.4	0,145									
0.5	0,161									
0.6	0,173									
0.7	0,185									
0.8	0,194									
0.9	0,202									
1.0	0,210									

7.4.6. Teised rannaprofiilide kuju hinnangud

Pruzak (1993) analüüsis Länemere rannaprofiile Lubiatowo lähistel ja Kuldsetel Liivadel (Gold Beach) Musta mere rannikul. Läänemere rannapofiilid on mõõdetud 28 aasta pikkuse ajavahemiku jooksul. Selline ajavahemik võimaldab analüüsida mastaabikordaja A ajalist muutumist seoses (7.4) eeldusel, et setete terasuurus antud kohas on konstantne. Uuritud rannaprofiilid sisaldasid mitmeid veealuseid liivavalle. Setete keskmine terasuurus oli 0.22 mm. Nimetatud uuringus leiti, et mastaabitegur A varieerus aeglaselt, kuid põhiosas (kvaasi)perioodiliselt vahemikus 0.053 kuni 0,097 $m^{1/3}$ keskväärtuse 0.075 ümber.

Kuldsetel Liivadel oli rannanõlval vaid üks veealune liivavall, keskmine liiva terasuurus oli 0.44 mm ning mõõtmisi tehti 6 aasta vältel. Selle aja jooksul avaldus mastaabiteguri *A* kasvav trend suurusest 0.15 kuni 0.24 $m^{1/3}$. Mustas meres ja Läänemeres tehtud mõõtmiste võrdlus näitas, et sel ajal, kui Mustas meres tehti mõõtmisi, avaldus ka mastaabiteguri *A* väärtuste kasvav tendents Läänemeres. Sellised pikaajalised kvaasiperioodilised muutused võivad olla tingitud pikajalistest muutustest kohalikus lainekliimas. Siiski viitavad need asjaolule, et mastaabitegur *A* sõltub tegelikult rohkem kui ühest parameetrist (milleks seni on olnud lihtsalt liiva terasuurus). Tasub ka märkida, et Pruzak (1993) määratud mastaabiteguri väärtused on üldiselt kooskõlas joonisel 7.6 esitatud andmestikuga.

Destruktiivsete jõudude mõju täpsem analüüs

Seni vaatlesime tasakaalulise profiili kujundamisel lainete energia dissipatsiooni keskkonna ruumalaühiku kohta destruktiivse jõuna. Ilmselt on rannaprofiili kujunemisel destruktiivse iseloomuga ja gravitatsioonijõud. Viimase ignoreerimine on üheks põhjuseks, miks rannajoonel on tasakaalulise profiili kalle ebarealistlik. Täpselt rannajoonel peaks seadusega $H = Ay^{2/3}$ kirjelduv nõlv olema vertikaalne, sest

$$\frac{dH}{dy}=\frac{2}{3}Ay^{-1/3}$$

ning kohal $y=0$ saame, et $dH(0)/dt=\infty$.

Loomulikult ei saa liivane rannanõlv üheski kohas olla väga järsk, veel vähem vertikaalne. Looduslikes tingimustes on rannanõlva kuju erinevus kujust $H=Ay^{2/3}$ oluline ainult vahetult veepiiri lähedal. Näiteks, kui liiva terasuurus on 0.2 mm ja $A=0.1$ $\mathrm{m}^{1/3}$, siis juba 2,4 m kaugusel rannast, 18 cm sügavuses vees on rannanõlva kalle 1/20 ehk ligikaudu 5°. Niisiis, kui ignoreerida paari meetri laiust riba rannajoone vahetus naabruses, on 2/3 astmeseadus adekvaatne kogu ülejaanud tasakaalulise rannaprofiili ulatuses.

Järgnevas teema katse kirjeldada väga järskude nõlvade kuju täpsemalt, eeldades, et gravitatsioonijõud teatavates tingimustes muudab neid lamedamateks. Statsionaarne dissipatsioon ruumalaühiku kohta murdlainete vööndi selles osas, kus gravitatsioon on oluline destruktiivne tegur, avaldub kujul

$$D_*(d)-Bg\frac{dH}{dy}=\frac{1}{H}\frac{d}{dy}Ec_g\,, \tag{7.9}$$

kus I on teatav tundmatu konstant *ning eeldatakse, nagu füüsikas tavaline, et esmases lähenduses on gravitatsioonijõu mõju võrdeline rannaprofiili kaldega.* See võrrand erineb võrrandist (7.1) vaid liikme $Bg(dH/dy)$ tõttu, mis kirjeldab gravitatsioonijõu mõju.Väljendades lainete energia voo ehk võimsuse lainekõrguse kaudu, nii nagu võrrandi (7.2) tuletamisel, ning diferentseerides saadud seost nii, nagu võrrandi (7.3) tuletamisel, saame seose

$$D_*(d)=\frac{d\left(\rho g\kappa^2H^2\sqrt{gH}\right)}{8hdy}+Bg\frac{dH}{dy}=\frac{5}{24}\rho g\sqrt{g}\kappa^2\frac{dH^{3/2}}{dy}+Bg\frac{dH}{dy}\,. \tag{7.10}$$

Integreerides saadud seost analoogiliselt võrrandi (7.4) tuletamisele ning asendades *A* selle väärtusega võrrandist (7.4), jõuame järgmise seoseni:

$$H^{3/2}+\frac{Bg}{D_*}A^{3/2}H=A^{3/2}y \Leftrightarrow H\left(\sqrt{H}+\frac{Bg}{D_*}A^{3/2}\right)=A^{3/2}y\,. \tag{7.11}$$

Saadud võrrand kujutab endast kuupvõrrandit $\sqrt{H}$ jaoks. Selle üldlahend avaldub üsna keerulisel kujul. Väga madalas vees aga saab seda võrrandit märgatavalt lihtsustada, kuna suurus $H^{3/2}=H\sqrt{H}$ on märksa väiksem kui *H*. Päris veepiiri lähistel domineerib võrrandi (3.9) vasakus pooles seega teine liige ning rannaprofiil seal (ehk väikeste y väärtuste jaoks) on lineaarne – nii, nagu see looduses ka tavaliselt ongi:

$$H(y)=\frac{D_*}{Bg}y\,.$$

Kuigi viimases seoses sisalduv suurus D_*/Bg on seni tundmatu, on seda võimalik määratleda mõõdetud rannaprofiilidest. Tegelikult on see lihtsalt rannanõlva kalle täpselt veepiiril.

Suuremate sügavuste puhul domineerib võrrandi (7.9) vasakus pooles esimene liige, gravitatsioonijõu mõju on ebaoluline ning rannaprofiil kirjeldub ülal toodud seosega $H=Ay^{2/3}$. Joonisel 7.10 on toodud rannanõlva kuju kahe käsitletud variandi puhul. Siin tuleb tähele panna, et mastaabitegur *A* gravitatsioonijõu mõju sisaldava rannaprofiili puhul erineb analoogilise mastaabiteguri väärtusest juhul, kui arvestatakse vaid lainetuse mõju.

Põhimõtteliselt on võimalik võrrandist (7.11) leida sõltuvus $H=H(y)$. Praktikas nõuab see aga kuupvõrrandi lahendamist, mistõttu on lihtsam kasutada sõltuvust $y=y(H)$, teisi sõnu, leida kindla sügavusega punkti kaugus veepiirist.

Larsoni mudel

Larson (1988) modifitseeris Deani tasakaalulise rannaprofiili parametriseerimise kontseptsiooni. Ta vaatles ‚spilling breaker' mudeli (vt. 5. peatükk) asemel täpsemat murdlainetuse mudelit (Dally, Dean ja Dalrymple 1985). Selle mudeli kohaselt kirjeldab energia dissipatsiooni murdlainete vööndis järgmine seos

$$\frac{dF}{dy} = -H\left(F - F_S\right), \tag{7.12}$$

kus lainete energia voog (võimsus) on, nagu ennegi, $F = Ec_g$, $K = 0.17$ on empiiriliselt leitud konstant ja F_S on statsionaarne energia voog murduvates lainetes kõrgusega $h_S = \gamma H$, kus $\gamma \approx 0.4$. (Mind viib siin segadusse see, et murduva laine kõrgus peaks olema 0.8 vee sügavusest; võib-olla on siin kuskil kõrgus ja amplituud segamini aetud – TS). Võrrutades selliselt väljendatud energia voo (lainete võimsuse) avaldist Deani analoogilise avaldisega statsionaarse energia dissipatsiooni jaoks ruumalaühiku kohta saame:

$$hD_*\left(d\right) = \frac{K}{H}\left[\frac{1}{8}\rho g\sqrt{gH}\left(h^2 - \gamma^2 H^2\right)\right]. \tag{7.13}$$

Saadud seosest on lihtne avaldada (oluline?) lainekõrgus h_S murdlainete vööndis:

$$h = \sqrt{\frac{8h^2 D_*\left(d\right)}{K\rho g\sqrt{gH}} + \gamma^2 h^2} = h\sqrt{\frac{8D_*\left(d\right)}{K\rho g\sqrt{gH}} + \gamma^2}\ . \tag{7.14}$$

Seos (7.14) on hinnang murduvate lainete kõrguse jaoks sõltuvalt vee sügavusest tasakaalulises rannas. Asendades nõnda saadud seose lainekõrguse jaoks võrrandisse (7.1), leiame, et

$$2\frac{H}{K} + \frac{5}{24}\rho g^{3/2}\left(\frac{\gamma^2 H^{3/2}}{D_*}\right) = y\ . \tag{7.15}$$

See võrrand on samasuguse struktuuriga nagu võrrand (7.11) ning esitab ilmutatud kujul konkreetse sügavusega punkti kauguse rannajoonest. Oluline seejuures on, et (7.15) sisaldab lineaarliiget, mistõttu probleemi lõpmata suure rannanõlva kaldega veepiiril (mis on seose $H = Ay^{2/3}$ oluliseks puuduseks), ei teki. Tõepoolest, väga väikeste y väärtuste jaoks saame, et

$$H = \frac{K}{2}y\ ,$$

millest saame, et varem valitud K väärtuse puhul on rannanõlva kalle veepiiril $K/2 = 0.085 \approx 1/12$, mis on päris realistlik (vt. 2. peatükk).

(Lõpetamata)
Materjal baseerub allikal:
Dean & Dalrymple – Coastal Processes with Engineering Applications,
Chapter VII – Equilibrium Beach Profiles