

VEGAGERÐ RÍKISINS

BORGARFJARÐARBRÚ

Skýrsla um husanlegar rannsóknir

eftir Jónas Elíasson

Reykjavík september 1974. Skýrsla nr. 74 - 17

Bráðabirgðaeintak óleiðrétt.

## 1. FORMÁLI

Vegna áætlana Vegagerðar Líkisins að brú yfir Borgarfjörð, fór deildarverkfræðingur brúargerðar Helgi Hallgrímsson þess á leit að Straumfræðistöð Orkustofnunar gerði grein fyrir hvort beita mætti straumfræðirannsóknum við laus ýmissa tæknilegra vandamála við brúargerðina, og þá hvernig.

Um þetta atriði hafa síðan verið haldnir allnokkrir fundir með verkfræðingum Straumfræðistöðvarinnar og Vegagerðarinnar. Ennfrémur voru á fyrrihluta árs 1974 gerðar tilraunir með streymi undir brú með mismunandi leiðigörðum og er skýrslu um þær að vænta fljótlega.

Sú staðsetning sem athuguð hefur verið er yfir álinn milli Sel-eyrar og Borgarness, og voru tilraunir aðallega miðaðar við það. Fleiri möguleikar koma enn til greina, meðal annars tvær brýr í sömu eða svipaðri línu, við land sinn hvoru megin. Fyrir utan hin venjulegu verkfræðilegu vandamál í sambandi við gerð brúar og brautarfyllingar eru aðalvandamálin aurburðarvandamál og svo hin líffræðilegu vandamál, einkum fiskigengd á vatnasvæði Hvítár.

Vandamál vegna aurburðar eru tvennskonar, annarsvegar hætta á auknu seti innan brúar, og hætta á rofi í brúarstöðinu. Rofi í brúarstöðinu má líta á sem þrenns konar. Í fyrsta lagi dýpkun í brúarstöðinu vegna þrengingar, álamyndun í hinu dýpkaða sniði í öðru lagi, og rofi við stólpa og fyllingarenda í þriðja lagi.

Hin líffræðilegu vandamál, einkum þau er varða fiskigengdina eru margvísleg og erfitt að gefa nokkur skýr svör við þeim. Fræðimenn á þessu sviði eru sammála um að hið svokallaða blöndunarsvæði og allar breytingar á því geti haft verulegarþýðingu fyrir göngu fiskjarins. Skulu nú rakin nokkur atriði þessu lútandi, en fram skal tekið að ekki er um samdóma álit fræðimanna að ræða á hverju einstöku atriði.

Þegar lax gengur í árnar, syndir hann uppá landi og síðan meðfram landi. Sína á þekkir hann á "lykt" árinna. Ár er fara gegnum stór ósasvæði á leið sinni til sjávar blandast verulega sjó á blöndunarsvæðinu og merkjast verulega af þeim skilyrðum er þar ríkja, svo breytingar á þeim geta gert það að verkum að laxinn rati ekki heim. Þegar seiði klekjast út vaxa þau allnokkuð í ánni en þar að kemur að þau leita til sjávar. Eru þau þá með öllu óvön saltvatni. Ef þau þurfa að fara gegnum skörk skil á leið sinni, er hætta á að þau fái "osmotískt chok". Þá líður yfir þau og þau fljóta upp með hvítann kviðinn á undan og eru mjög auðveld bráð fugli sem hremmir þau áður en þau ná að ranka við sér.

Allar þrengingar hafa mikil áhrif á blöndun á ósasvæðinu. Innan þrengingarinnar lækkar salthlutfallið en hækkar utan hennar. Á ósasvæðum er blöndun oft það góð samt sem áður, að verulegar þrengingar má skapa án þess að blöndun breytist verulega. Hér á eftir verður gerð grein fyrir hugsanlegum athugunum varðandi þetta atriði.

Hin straumfræðilegu vandamál skapast aðallega af hættu á rofi. Rofið verður af ágangi öldu og strauma, en aðalvörnin gegn því eru grjótfyllingar ýmiskonar. Til að verja hliðar vegfyllingar gegn öldurofi þarf stórt grjót og þungt, til að verja botn á nokkru dýpi fyrir straumrofi þarf miklu minni steinastærðir, nánast möl eða mulning. Þetta grjót þarf að vinna, t.d. sprengja í grjót- eða malarnámi. Þegar slík vinna er á annað borð hafin er lítið hægt að ráða við í hvaða hlutföllum steinastærðirnar koma, en rofvörn þarf alltaf að innihalda sérstakar steinastærðir samkvæmt nánari skilgreiningu ( specification ). Rofvörn þarf ekki bara að innihalda nægilega stóra steina, hún þarf líka að uppfylla svokallað filterkriterium, þ. e. það efni sem á að verja má ekki sleppa út í gegn. T. d. er ekkert gagn í að setja stóra steina á sandbotn, þeir hverfa bara niður í sandinn.

Við mannvirkjagerð sem þessa, þarf yfirleitt að nota mikið magn af ýmiskonar grjót og möl. Í hönnuninni er yfirleitt hægt að ráða verulega um í hvaða hlutföllum þarf að nota hinar ýmsu steinastærðir, einkum ef forrannsóknir eru góðar og allir möguleikar kannaddir. Ef aftur á móti þau hlutföll sem þarf að nota ekki eru þau sömu og þau sem koma úr grjótnáminu verður afgangur, og það getur gert verkið verulega mikið dýrara en ella þyrfti.

Hér á eftir verða þessi atriði gerð að nánara umtalsefni, ennfremur hugsanlegar athuganir varðandi hugsanleg stöðugleikavandamál

## 2. STRAUMFRÆÐI ÓSASVÆÐA

Ósasvæði er þar sem veruleg blöndun ferskvatns og sjávar á sér stað. Á slíkum svæðum eru veruleg áhrif blöndunarinnar á strauma sýnileg. Ósasvæði gegna sérstöku líffræðilegu hlutverki, en of langt mál yrði að fjalla um slíkt hér, það þarf að gera í sérstakri skýrslu af hlutadeigandi fræðimönnum. Borgarfjörður er eitt af fáum stórum ósasvæðum landsins.

Linn stærsti þáttur strauma á ósasvæðum er sjávarfallastraumurinn. Í Borgarfirði er þetta veigamesti þátturinn, hreinlega vegna hins mikla munar sem þar er á flóði og fjöru.

Nokkrar athuganir hafa verið gerðar á sjávarföllum í Borgarnesi og hafa þær gefið sjávarföll sem hér segir

Meðalstórstraumsflóð	1.00 m
Meðalsmástraumsflóð	+0.42 "
Meðalsmástraumsfjara	-1.83 "
Meðalstórstraumsfjara	-3.05 "

Þetta gefur meðalsjávarborð í -1.05 m eða þar um bil. Stórstraums sveifla 4.05 m, smástraumssveifla 1.41 m og meðal sveifla því um 2.7 m. Þetta er mjög líkt sjávarföllum í Reykjavík.

Sjávarföll berast inn að ströndum sem bylgja utan af hafi. Úti á dýpi er bylgjuhæðin mjög lítil, en er hún berst inná landgrunnið nær hún þeirri hæð sem svo mælist við ströndina vegna svokallaðrar öldugrygningar, sem fylgir svipuðum reglum og ljósbrot. Þegar aldan fellur upp að ströndinni endurvarpast hún út aftur, þó ekki sömu leið til baka og hún kom, heldur rennur vatnið burtu undan hallanum á vatnsborðinu sem venjulegur straumur. Þetta gerir að fallstraumar fara sjaldan sömu leið in og þeir fara út t. d. er ríkjandi fallastraumur í Faxaflóa frá norðri til suðurs. Corioliskrafturinn hefur líka mikil áhrif á sjávarfallastrauma og getur myndað hæðir og lægðir í sjónum rétt eins og í loftinu, en á svæðum sem ekki eru stærri en Borgarfjörður eru slík áhrif að jafnaði lítil.

Þegar unnið er úr sjávarfallamælingum eru þau greind með hinni svokölluðu harmonisku aðferð, en það er upplausn í sveiflur

þar sem hornhraðinn er tekinn frá gangi sólar og tungls. Þetta er með öðrum orðum ekki hrein Fouriergreining þó nafnið bendi til þess, aðferðin er enn eldri, hún á ættir sínar að rekja til lord Kelvin og baron Rayleigh. Útkoman úr greiningunni eru svokallaðir harmoniskir stuðlar, en það er útslag (amplitude) og fasahorn hinna ei nstöku sveiflupátta. Flóðhæðin er hér eftir

$$h(t) = \sum_{n=1}^N A_n \cdot \cos(\omega_n t + \varphi_n)$$

$A_n$	útslag stuðuls nr. n
$\omega_n$	hornhraði "
$\varphi_n$	fasahorn "

Þessi greining er mjög nákvæm enda sú sem notuð er til að útbúa flóðtöflur. Í flóðtöflur eru notaðir geysimargir stuðlar, en til tæknilegra nota er nóg að hafa miklu færri. Aðal stuðlarnir eru :

Hálfdagurstuðlar mána og sólar	$M_2$	$S_2$
Dagurstuðlar	"	$K_1$ $O_1$

Segja má að  $M_2$  skapi sjávarföllin, þetta er lang stærsti stuðullinn,  $S_2$  gerir stórstraum og smástraum, hinir skapa mismuninn á flóðhráða ( flóðkúrfurnar eru brattari á framhliðinni en bakhliðinni. Þau atriði sem rætt var um áður gera það hinsvegar það verkum að þrátt fyrir að þessir stuðlar séu eðli málsins samkvæmt stjarnfræðilegir er ekki hægt að reikna stærð þeirra eða fasa út en þarf að mæla það hverju sinni. Til að ná þessum fjórum er mán- aðar flóðathugun nægileg, ef hinsvegar á að fá gott meðalsjávar- borð sem t.d. þarf að nota ef reikna á úr hæsta flóð, þá þarf minnst 6 mánuði.

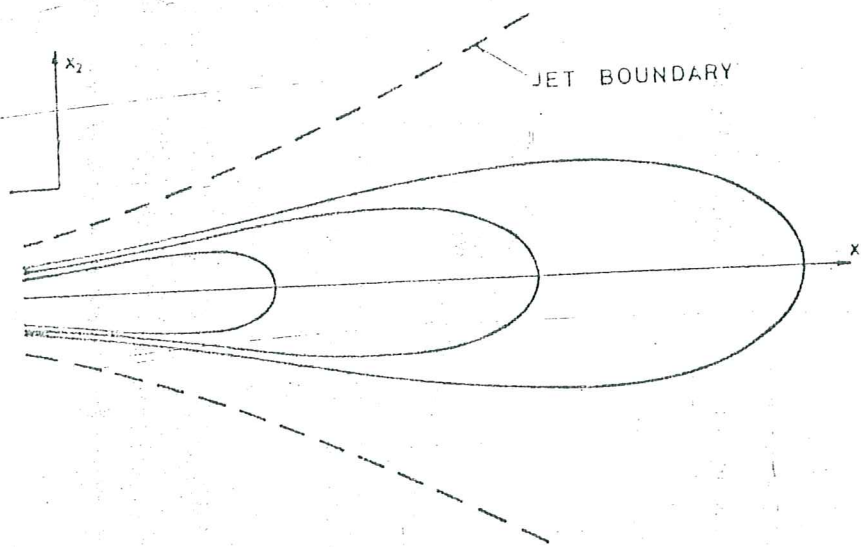
Þegar flóðbylgja berst upp eftir á skeður í aðalatriðum það sama og áður er lýst nema það, að nú er straumurinn í takmörkuðum farvegi og ferskvatnsstraumurinn veldur svokallaðri straumrefraktion sem aðallega gerir það að verkum að flóðs og fjöru gætir lengra upp með ánni en sjálf hækkinin niður við ós gefur tilefni til að halda. Venjulega er slíkt mælt með sjálfritandi vatnshæðamælum sem dreift er upp með ánni, frá niðurstöðum þeirra og svo flatarmáli farvegsins má gera sér grein fyrir áhrifum flóðöldunnar á straumana. Ef aðeins er áhugi fyrir að vita strauma í einu ákveðnu sniði, má í stað þess að vera með keðju af mælum, straummæla í sniðinu og frá þeim mælingum búa sér til "effektívt" flatarmál á farveginum fyrir ofan sniðið, þannig að flatarmálið sinnum flóð- hraðinn gefur straummagnið.

Árið 1967 var gerð straumrannsókn í Fossvogi fyrir Gatnamálastjóran í Reykjavík. Gerð var straumbaujumæling á sjálfu vatnasvæðinu en straumhradamæling í Bessastadasundi. Niðurstaðan var sú að til allra tæknilegra nota var óhætt að reikna með straumlíkani þar sem hinn síbreytilegi straumhraði fallstraumanna var nálgaður með beinum línunum. Þannig fengust tvö tímabil, flóðstraumur og fjöru- straumur með stöðugum straumi og línulega breytilegur straumur þess á milli sem gengur í aðalatriðum fram og til baka. Nú liggja engar mælingar fyrir frá Borgarfirði, ef reynt er að nota niðurstöðurnar frá Skerjafirði leiðir það til eftirfarandi:

Flóðstraumur	ca. 2 1/2 tíma	4800 $m^3$ /sek
Fjörustraumur	ca. 3 1/2 tíma	4050 "

Þetta straummagn miðast við meðalvatnsskifti  $40 Mm^3$  á flóðtímabili. Hér þér að athuga, að réttann tíma á að fá með mælingum á staðnum og raunveruleg vatnsskifti sem reiknuð eru út frá flóðmælingum skal leggja til grundvallar straummagnsreikningunum og þá er ekki víst að nógu nákvæmt sé að reikna með meðalvatnsskiftum, slíkt fer eftir hvað á að nota tölurnar í.

Í Borgarfirðinum renna Hvítá og Andakílsá til sjávar. Sjórinn er um 3 % þyngri en ferskvatnið, og þar eð útrennsli ferskvatnsins er í hæð við yfirborð sjávarins gerir þessi eðlisþyngdarmunur að ferskvatnið flýtur ofaná og blandast ekki sjónum eins hratt og ef eðlisþyngdarmunurinn væri ekki. Ennfremur heldur ferskvatnið áfram að renna meðan einhver hreyfiorka er eftir í því, og þannig geta ár runnið langt á haf út án þess að blandast verulega sjónum umhverfis þar sem blöndunarskilyrði eru léleg (kyrr sjór, mikill útrennslishraði og vatnsmagn.) Sker spennur á mörkum ferskvatnsins og sjávarins, skilunum, gera það að verkum að smámsaman dregur úr krafti ferskvatnsstraumsins og hann tekur hraða umhverfisvatnsins. Þessar skerspennur eru aðallega tilkomnar vegna innblöndunar saltvatns í ferskvatnið á skilunum. (entrainment) Vegna blöndunarinnar breikkar ferskvatnsstrumarinn og dýpkar, og jafnframt vex saltinnihald hans



1. Mynd. Eðlisþyngdarstraumur

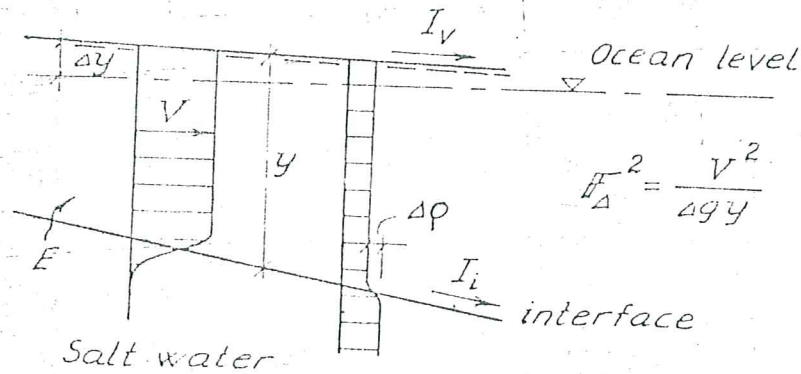
Skerspennurnar og innblöndunin eru mjög háðar því sem kallað er hin densimetríska Froudes tala

$$Fr_{\Delta} = \left( \frac{v^2}{\Delta g D} \right)^{1/2}$$

Einnig er notuð svokölluð Richardssons tala

$$Ri = 1/Fr_{\Delta}^2$$

Af þessu má sjá, að hvar sem eðlisþyngdarskil eru eru einnig straumskil sem koma fram jafnt á hliðum ferska vatnsins sem undir því.



2. Mynd. Straumskil

Straumhradamælingar á ósasvæðum er því mjög erfitt að túlka ef ekki eru gerðar eðlisþyngdarmælingar um leið. Með eðlisþyngdarmælingum má rekja leið ferskvatnsins og nota þá niðurstöðu til að skýra straumhradamælingu sem annars getur virst mótsagnakennd.

Í sambandi við straumrannsókn í Skerjafirði var gerð eðlisþyngdarmæling í einu sniði þvert yfir fjörðinn frá Skildinganesi til Bessastaðaness. Niðurstöðurnar má sjá á meðfylgjandi mynd. Eðlisþyngdarmunur er lítill og jafntdreifður yfir sniðið, til samræmis við að ferskvatsáhrif eru lítil í Skerjafirði og útrásirnar langt frá mælisniðinu. Þó má sjá af þessu sniði, að í heild er vægur innstraumur meðfram Bessastaðanesi ( dýpri hlutinn ) og út með Skildinganesi, en straumrannsóknin sýndi eimitt nettóstraum sem svarar 13 % af vatnsskiftunum sem fer þessa leið.

Á myndinni halla jafnþyngdarlínurnar frá vinstri til hægri, sem bendir til straums sem er að bera þyngra vatnið inn undir það létta. Furðulega lítinn eðlisþyngdarmun þarf til að skapa þess háttar strauma. Það má reikna út að sá eðlisþyngdarmunur sem myndin sýnir og er um það bil  $3 \cdot 10^{-7}$  t/m<sup>4</sup> að meðaltali getur skapað stöðugann straum sem svarar 0.3 m/sek á 10 m dýpi. Athuga ber að halli línanna er ýktur 100 sinnum á myndinni.



3. mynd. Skerjafjörður



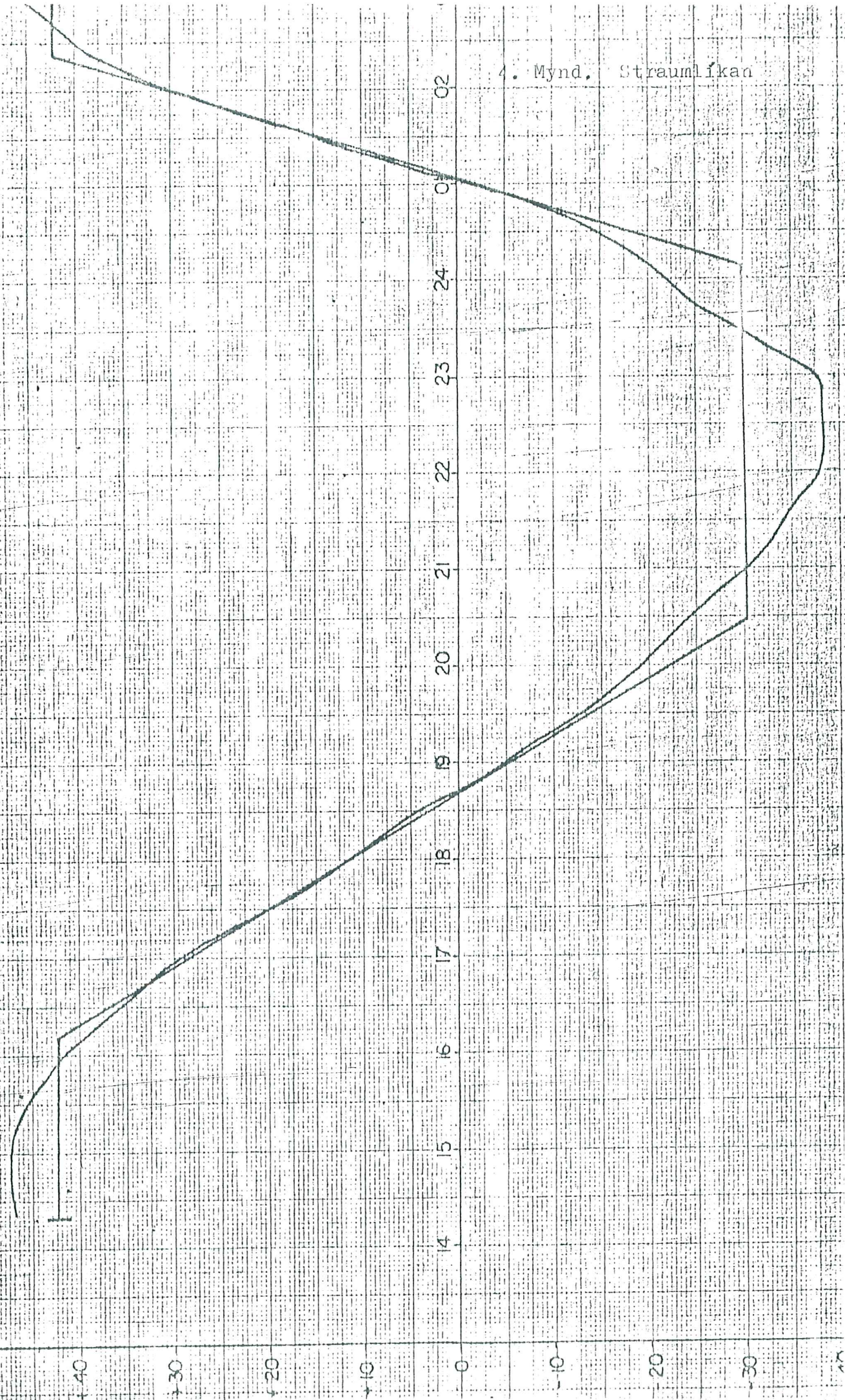
Flóðstaurur

27

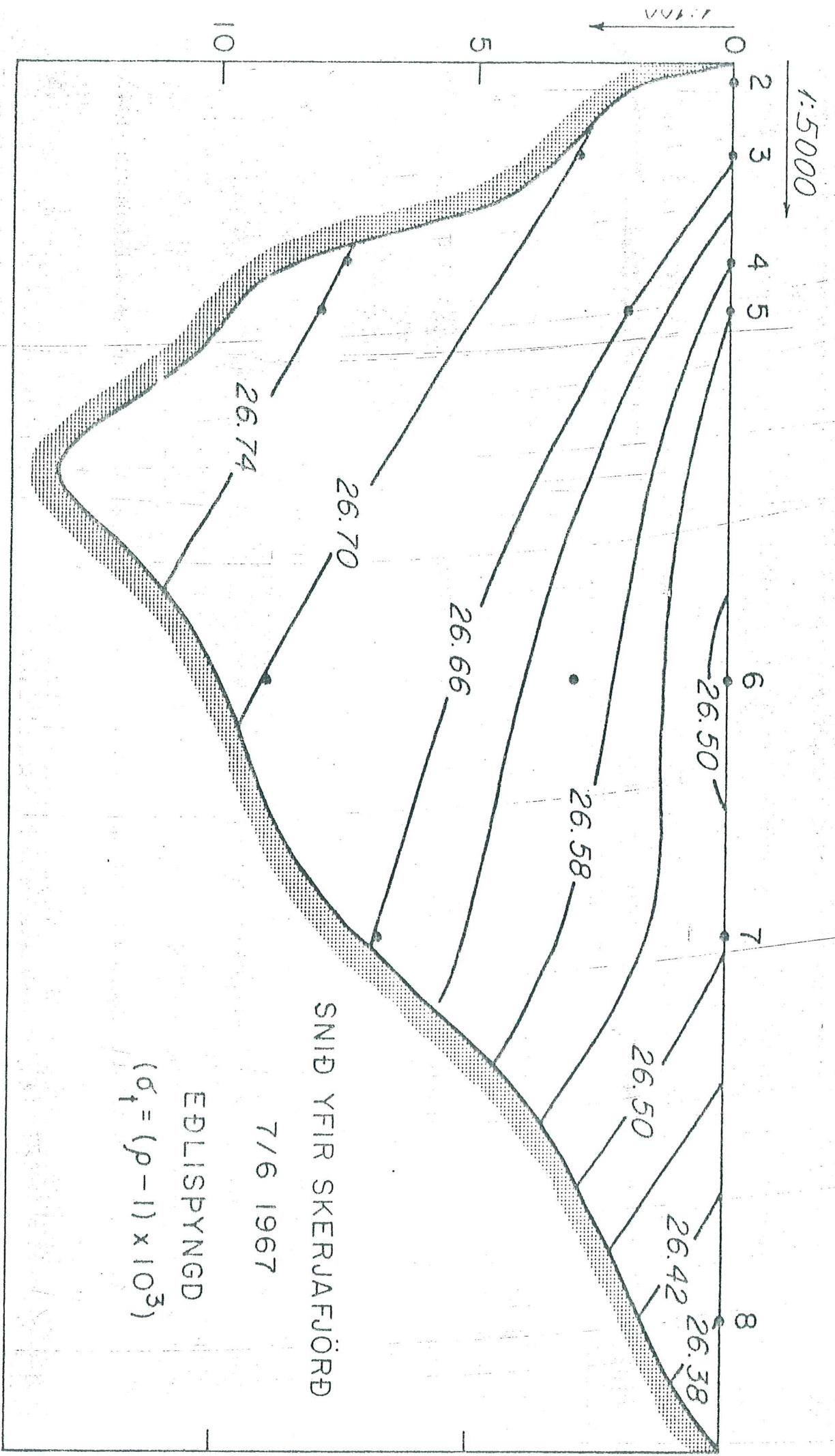
2 h

Flóð kl. 18<sup>42</sup> 4.23m

Fjara kl. 01<sup>02</sup> 0.45m



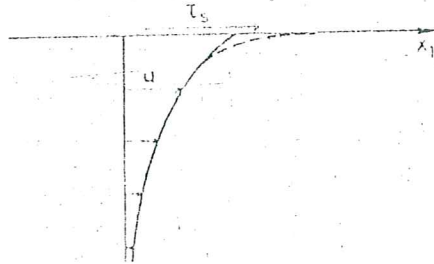
4. Mynd. Straumlíkan



5. Mynd. Eðlisþyngdardreifing Skerjafirði

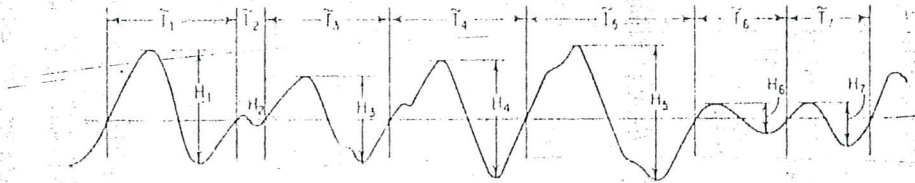
### 3. ÖLDUR OG VINDUR

Þegar vindur blæs yfir vatnsflöt magnar hann straum. Ef vindurinn er nógu hvass verður vatnsyfirborðið óstöðugt, en það þýðir að gárur sem myndast lengjast og stækka og verða að öldum.



6. Mynd. Vindstraumur

Öldumælingar fara yfirleitt þannig fram að hærbreytingar sjávarins eru mældar í ákveðnum punkti, annaðhvort á yfirborði eða með því að mæla þrýstibreytingarnar við botninn. Þessar breytingar sýna tilviljanakennda hegðun



7. Mynd. Zero-upcrossing öldumæling

Úrvinnsla á öldumælingum er nokkuð viðamikil, og margir möguleikar fyrir hendi. Stundum er fundin meðalölduhæð  $H$ , signifikant ölduhæð  $H_s$  og meðal öldutími  $T$ . Við þetta er oftast notuð svokölluð "Zero-upcrossing" aðferð og verður henni ekki nánar lýst hér.

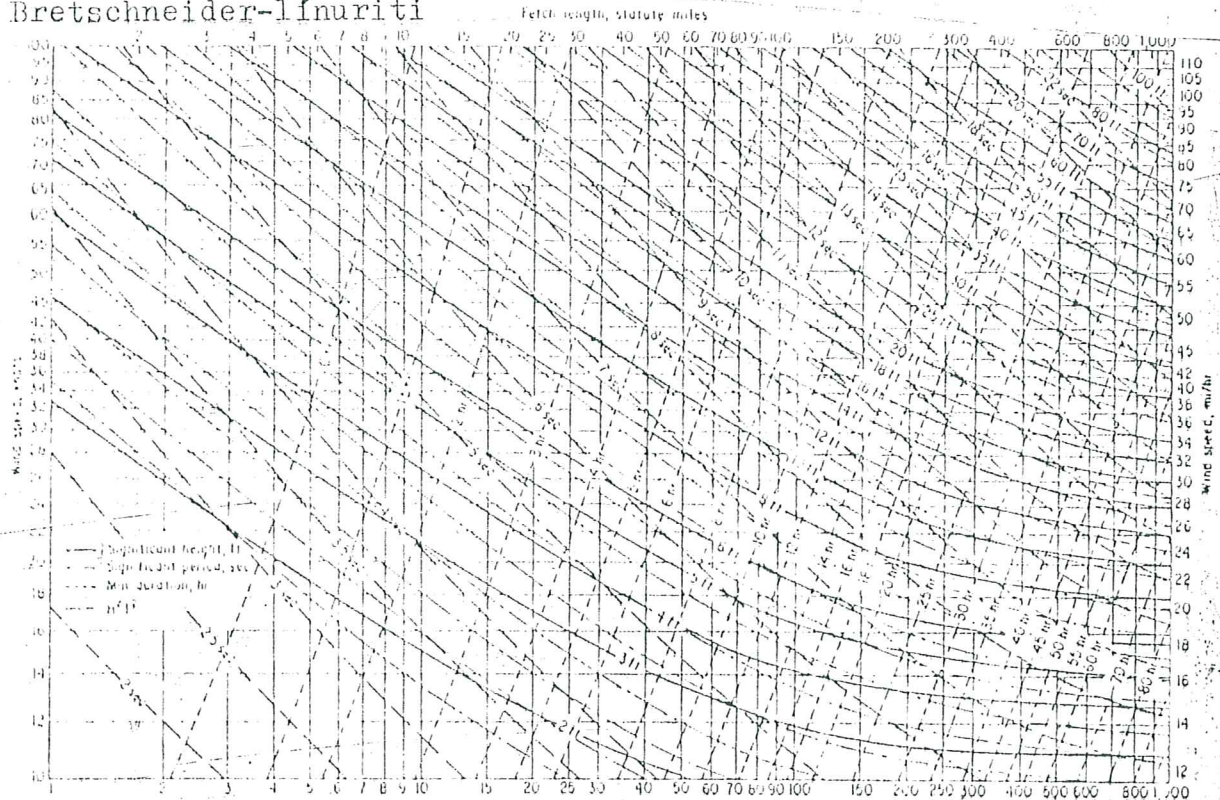
Í nákvæmari úrvinnslu er fundið variansróf öldunnar, hið svokallaða "power-spectrum", sem er nefit þannig vegna þess að það má túlka sem dreifingu ölduorkunnar á hinar ýmsu öldutíðnir og getur sem slíkt kallast orkuróf. Á hafi úti, eða þar sem ríkir svokölluð ótrufluð úthafsaldur er orkurófið mjög nálægt því sem kallað er Pierson - Moskowitsch rófið.

Það gefur auga leið að í slíkri úrvinnslu er ölduhreyfingunni líkt við summu af mörgum reglulegum sveiflum. Summa af óendanlega mörgum reglulegum sveiflum með fasta hæð og random fasa gefur sem útkomu sveiflu sem dreifið er samkvæmt svokallaðri Rayleigh-dreifingu. Hæð ótruflaðrar úthafsöldu er eimitt Rayleighdreifið umhverfis meðalölduhæðina.

Þegar stormur varir mjög lengi hættir ölduhæðin að vaxa en aldan lengist eftir sem áður, samband lengdar tíma og hraða er hjá reglulegum öldum:

$$c = \sqrt{\frac{gL}{2} \operatorname{tgh} \frac{2D}{L}} = \frac{L}{T}$$

Þegar vindhraðinn er þekktur, og einnig hve lengi stormurinn hefur staðið er hægt að reikna meðalölduhæð og tíma eftir svokölluðu Bretschneider-línuriti



8. Mynd. Bretschneider línurit

Þegar svo aldan rennur utan af hafi og uppáð ströndum breytist hún vegna svokallaðrar grynningar (refraktion). Af líkingunni fyrir c sést að hraðinn breytist með dýpinu og þá beygir aldenn eftir sömu lögmálum og gilda fyrir ljósbrot. Við þetta breytir hún hæð töluvert og einnig stefnu. Þessa hæðar og stefnubreytingu er hægt að reikna, og hefur prófessor Þorbjörn Karlsson hannað forskrift sem það gerir og hefur hún verið allnokkuð notuð í þessu skyni, mest í Faxaflóa. Þorbjörn hefur einnig hannað forskrift sem reiknar út ölduhæðir fyrir sunnan og vestan Ísland frá veðurkortum. Mælingar á ölduhæðum hér við land eru aftur á móti lítt fyrir hendi.

Straumur hefur svipuð áhrif og grynning, hann breytir c og þá beygir aldan. Straumar á hafi úti eru jafnan svo litlir að þeir eru ekki á neinn hátt sambærilegir við c og áhrifin því lítil sem engin þar úti. Á grunnsævi er c aftur á móti minna og straumararnir sterkari. Á stöðum þar sem mikil straumskil eru, getur mikil ölduorka safnast fyrir af þessum sökum og verður þá mikil alda og brotsjóðar á þeim stað. Hinar frægu rastir umhverfis landið eru þessháttar fyrirbrigði.

Nú er Borgarfjörður þröngur og langur svo vindur þarf að vera úr ákveðinni átt til að standa inn fjörðinn, og má þar ekki nuna nema 6 gráðum, eða svo. Til er nálgunaraðferð til að reikna vindöldu við slíkar aðstæður, það hefur gert Jón Guðmundsson verkfræðinemi og fékk hann eftirfarandi niðurstöðu

$$H_s = 5.2m \quad T_s = 8.8 \text{ sek} \quad t = 3.0 \text{ klst}$$

Reikningarnir miðast við 11 vindstig og t er sá minnsti tími sem þarf til að vindurinn geti magnað þessa öldu upp.

Reikningar þessir eru ekki nákvæmir, þar er t.d. ekkert tillit tekið til grunningarinnar í Faxaflóa, en vitað er að áhrif hennar eru mikil.

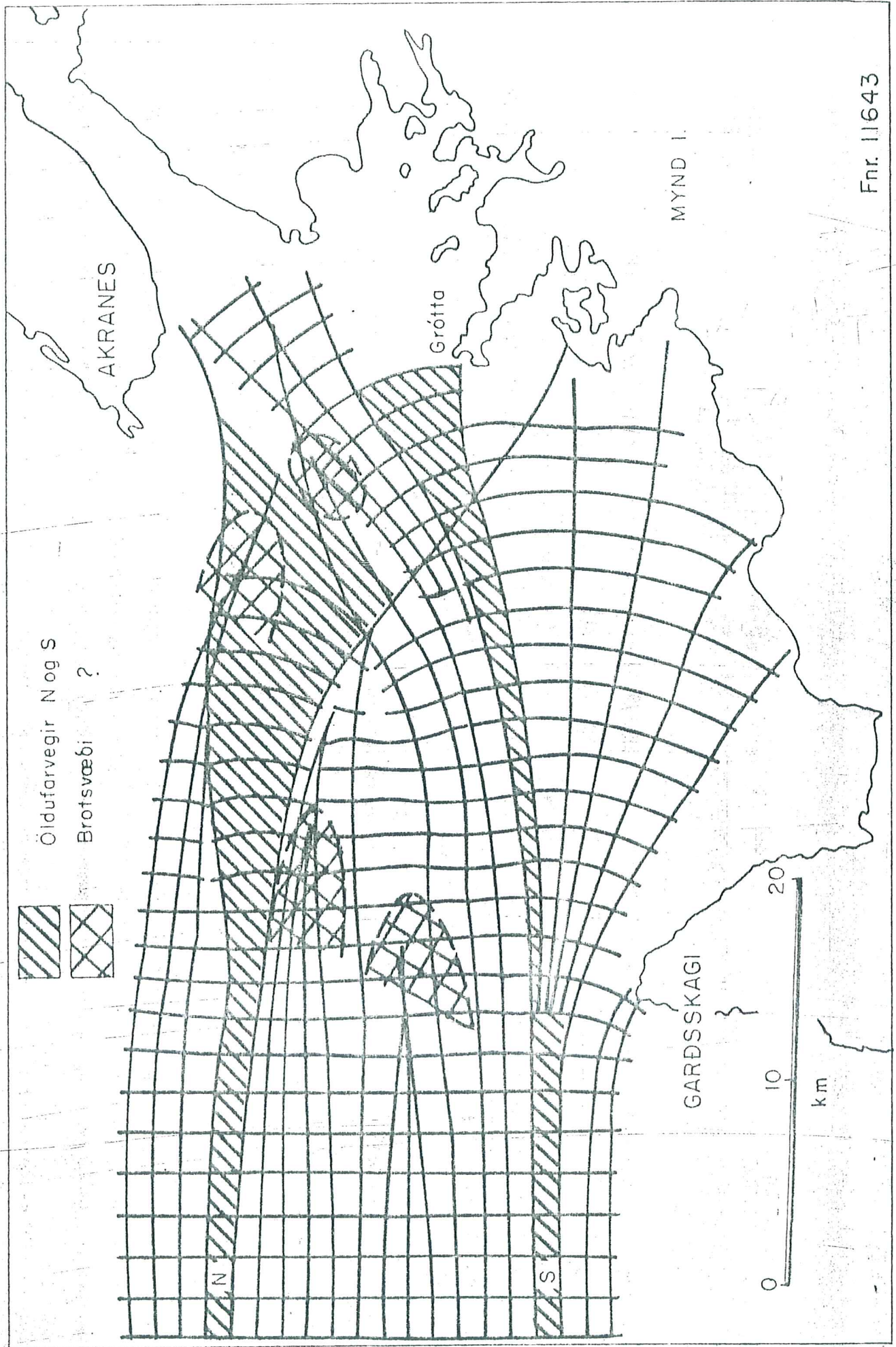
Þegar vindur blæs mjög lengi myndast mjög langar öldur þar sem öldutíminn getur skift mörgum mínútum. Þessar öldur eru þó ekki háar, en þar eð þær eru svo langar hefur grynning lítil áhrif á þær. Í Faxaflóa myndast t.d. 12 - 15 mín alda ævinlega í SW veðrum og mælist þá gjarnan um 0.3 m í Reykjavíkurhöfn. Úti á hafi er hæð þessarar öldu hinsvegar ekki þekkt, en telja má að þar sé hún miklu lægri. Þegar slíkar öldur lenda inni jafndjúpri kví með lengdina l fæst svokallaður resonans þegar heildarlengd öldunnar er

$$L = \frac{4l}{1 + 2n}, \quad n = 0, 1, 2, \dots$$

Þá magnast aldan mjög mikið, slíkar öldur hafa mælst allt að 2 m í höfnum hér á landi. Hvaða vatnasvæði sem er getur komist í resonans og hefur sínar resonansperiodur, nokkuð flókið getur verið að reikna þær út.

Það hefur mikla þýðingu að reikna út ölduhæðir í Borgarfirði þar sem búast má við að rofvörn öll verði þar úr grjóti, en þá er hættan á rofi mest frá öldum. Lítil von er hinsvegar til að gera sér grein fyrir hættunni án þessara reikninga þar sem aðstæður í Borgarfirði eru frekar erfiðar, mikil öldugrynning langt öldustrik og einhverhætta á resonans. Einnig eru möguleikar á að straumrefraktion geti magnað ölduálag á leiðigarða, en til þess að gera sér grein fyrir þeirri hættu þarf að vita innkvæmi ölduhæðir og tíðnir.

Mesta hættan í sambandi við resonans er sú að þá myndast verulegur straumur gegnum brúaropið. Gera má ráð fyrir að resonanstímar Borgarfjarðar innan brúar séu af stærðargráðu 100, 30 og 20 mín. Algengasta orsökkin til að grefur undan hafnargörðum má telja að séu straumar frá slíkum sveiflum svo þetta atriði þarf að hafa í huga í sambandi við brúna og leiðigarða.



9. Mynd: Grynning í Faxaflóa

#### 4. EFNISFLUTNINGAR Í STRAUMI

Hér fyrir aftan er viðauki um efnisflutninga í straumi eftir prof. E. Hansen. Þar er sett fram útleiðsla Hansen & Engelund á botnskriðslíkingu þeirra. Allar slíkar botnskriðslíkingar ganga út frá vissum forsendum og eru þær helstar

Stöðugur einslægur straumur  
 Botninn sé með " dunes "  
 Einkorna efni  
 Överulegur upphræður aurburður

Ennfremur kemur fram að sú breytistærð sem mest áhrif hefur er Shields breyta

$$\theta = \frac{\tau}{\gamma(s-1)d}$$

Í einslægum straumi er

$$\tau = \gamma D I$$

svo er samband á milli vatnsborðshallans  $I$  og straumhraðans  $v$

$$v = K D^{5/4} I^{9/8}, \quad K = 10.9/d^{3/4}$$

Í straumi sem stjórnast af sterku þrýstifalli og þar sem tregðukraftar eru verkandi gildir þetta ekki, þar nefur  $I$  ekki sömu merkingu og í einslægum straumi. Hinsvegar er stundum reynt að nota botnskriðslíkingar við slíkar aðstæður, og þá notað fyrir skerspennuna

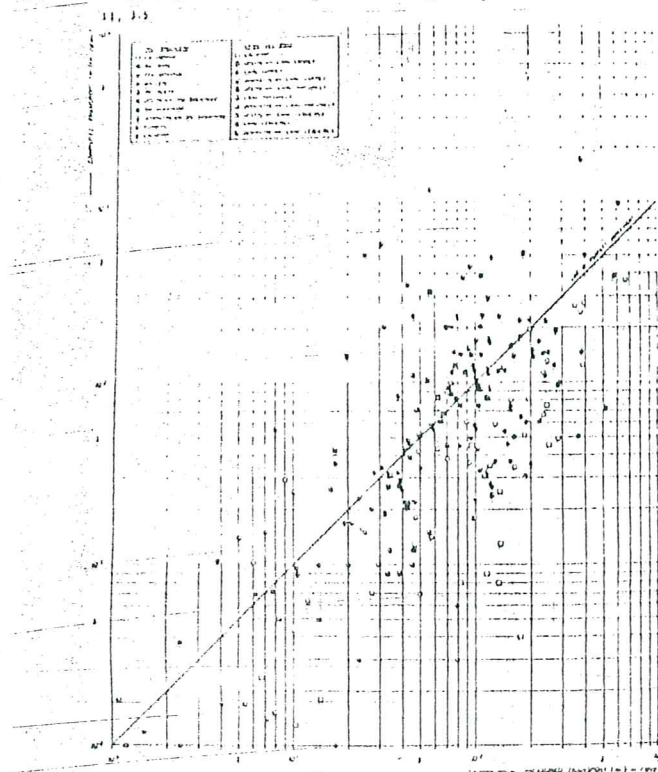
$$\tau = C_f \cdot \frac{1}{2} \rho v^2$$

Það sem botnskriðslíkingarnar raunverulega gefa er framburðar-  
 getan, en það er það magn framburðar sem straumurinn mest getur  
 flutt. Við slíkar aðstæður kemur fram ákveðin botnmyndun sem  
 lýsir sér í því að sandöldurnar á botninum ( dunes ) hafa ákveðna  
 hæð og lengd að meðaltali, háð straumhraða. Straummótstaðan stjórn-  
 ast þannig að verulegu leyti af botnskriðinu þannig að venjulegar  
 straummótstöðulíkingar gilda ekki ( t.d. Manning ) og munar þar  
 oft miklu. Sést þetta af líkingunni fyrir  $v$ , þar er straumhraðinn  
 háður  $I$  í veldinu  $9/8$  í stað  $1/2$  í venjulegum straummótstöðulík-  
 ingum.

Í venjulegum vatnsföllum er forsendur botnskriðslíkinga sjaldan  
 fyrir hendi. Straumurinn er síbreytilegur, tregðukraftar að verki  
 og erfitt að gera sér grein fyrir hvort raunverulegt jafnvægi er  
 á milli straumhraða og botnmyndunar eða ekki. Það gefst því mis-  
 jafnlega þegar verið er að prófa botnskriðslíkingar á raunverulegum  
 vatnsföllum, sbr. mynd hér að neðan, sem stafar frá athugunum á  
 Rio Magdalena í Colombia U.S.A.

Í samanburðinum milli mældra og reiknaðra gilda munar auðveldlega faktor 10 til beggja hliða. Mælipunktarnir eru það margir að auðveldlega sést að ekkert fast samband er milli straumhraða og botnskriðs, heldur eru hér aðrir kraftar að verki sem líkingarnar reikna ekki með.

Það sem gerir að verkum að botnskrið er oft annað en líkingarnar segja til um er óstöðugleiki sjálfs farvegsins. Hann stafar af því, að ef hola byrjar að grafast heldur hún áfram að dýpka meðan botnskriðslíkingarnar gilda í þeirri mynd sem þær eru settar fram. Þetta lýsir sér í því að aurvötn haldast ekki bein, heldur bugtast eða kvíslast á óreglulegann hátt. F. A. Engelund hefur sýnt fram á, að beinn jafndjúpur farvegur með botnskriði er alltaf óstöðugur og tekist að reikna hvenær hann kvíslast ef hann gerir það, og hve langar bugðurnar verða ef hann bugðast. Jafnskjótt og farvegir bugðast byrja hyljir að grafast og eyrar að hlaðast upp, hér að neðan er mynd að hyl í fljótsbugðu, reiknað af Engelund.



10. Mynd. Mælt og reiknað botnskrið

þegar farvegirnir eru fastir til hliðanna geta þeir ekki bugtast, en þá grafast álar þess í stað, og eyrar hlaðast upp á milli þeirra. Þessi álamyndun er hinsvegar ekki jafnvel rannsókuð og bugður, en ef að líkum lætur mun hægt að reikna út breidd og fjölda slíkra ála í gefnum farvegi, en ekki dýpt þeirra.

Þó botnskriðslíkingar sé þannig ærið óöruggar, eru þær samt sem áður eina tækni sem menn hafa til að gera sér grein fyrir framburðarmagni áá. Mælingar á botnskriðsmagni eru mjög tímafrekar og þar að auki er engin ö rugg tækni til að taka botnskriðssýni sem



gefa rétt botnskriðsmagn þekkt.

Út frá áður nefndu straumlíkani má reikna botnskriðsmagn fram og til baka gegnum sniðið milli Seleyrar og Borgarness. Ef tekið er tillit til að rennsli Hvítár og Andakílsár á að dragast frá flóðstraumi og leggjast við fjörustraum fæst

Rennsli á flóðstraumi	4690 í 2,5 stundir	1
" " fjöru "	4160 í 3,5 "	2

Frá línuriti E & H fæst

$$\Phi_1 = 1.37, \quad \Phi_2 = 1.05$$

Mismunur að meðaltali

$$\Phi_m = (1.05 \cdot 3.5 - 1.37 \cdot 2.5) / 12.5 = 0.02$$

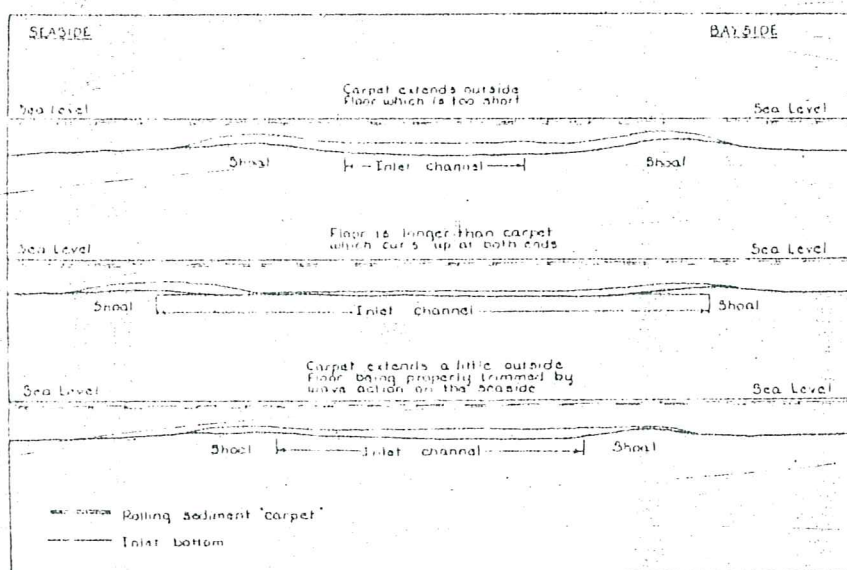
Sé svo reiknað áfram fæst að þetta svarar til ársframburðar um 50.000 t/ári, tala sem að líkindum er alltof lág. Orsökina að ónákvæmninni er líka vel sýnileg. Niðurstaðan kemur út sem tiltölulega lítil munur á tveim stórum tölum.

Í niðurstöðunni er reiknað með  $d = 0.3$  mm, og auk þess er reiknað með að vatnsborð sé 0.25 m hærra á flóðstraumi en fjörustraumi. Þetta er til samræmis við niðurstöðu mælinga í Skerjafirði, en til að sýna hve niðurstaðan er í raun og veru veik má geta þess, að ef reiknað er með sama vatnsborði fæst flutningur inn.

## 5. STÖÐUGLEIKI ÚTFALLA

Útfall er þar sem ós fellur til sjávar. Stærð og gerð útfalla er yfirleitt að mestu háð ágangi sjávarins eins og nánar verður nú rakið.

Straumarnir í útfallinu stjórna mest af sjávarföllum þegar um eiginlegann ós er að ræða. Fjörustraumurinn ber botnefni með sér út og leggur það á grynningu fyrir utan, svokallað ytra grunn. Flóðstraumurinn ber þetta efni aftur með sér inn og leggur það á tilsvarendi innra grunn.



11. Mynd. Útfall

Þessu má líkja við teppi af sandi sem dregið er út og inn. Á þeim stöðum þar sem þetta skeður þá er þess að dýpið í útfallinu breytist verulega með tímanum er sagt að útfallið sé stöðugt.

Slík útföll eru samt sem áður tímabundin fyrirbrigði í jarðfræðilegum skilningi. Ósar hljóta að fyllast með tímunum og þar með hverfa þeir sjávarfallastraumar sem halda útfallinu við. Þetta skeður þó á misjafnan hátt eftir því hvort aðalefnisflutningarnir sem fylla ósinn eru meðfram ströndinni eða ofan frá landi.

Sandburður meðfram ströndinni sogað inn með flóðstraumnum og hleður upp innra grunnid. Við það lengist útfallið og straum-mótstada þess vex. Þá hækla í ósnum fyrir innan og hann endar sem ósalt stöðuvatn ef hann brýtur sér ekki nýja leið til sjávar. Þannig eru flestir ósar á Suðurströndinni.

Ef sandburðurinn kemur landmegin frá leitir hann með fjörustraumnum til sjávar, en ósinn hefur alltaf eitthvert sethlutfall (trapping efficiency) þannig að viss hundradshluti sest í ósinn.

Ljóst er að útfall er stöðugt vegna þess að skerspennan hefur eitt-hvert þð gildi að hvorki grefst eða safnast í það að neinu marki. Þetta er ekki sama gildi og kritiska skerspennan fyrir gefið efni ( Shields breyta  $\theta = 0.04 - 0.06$  ), heldur er um miklu hærra gildi að ræða.

Ef stærðin á þessari stöðugleikaspennu  $\tau_s$ , er þekkt fyrir gefið útfall er auðveld að finna með mælingum hvort hin raunverulega skerspena sé nærri þessu gildi eða ekki. Það sem helst hefur áhrif á stærð stöðugleikaspennunnar er

Öldur róta upp sandi sem straumurinn ber síðan með sér. Þegar inn í útfallið er komið minnka öldurnar skjótt, en þá þarf meiri skerspennu til að koma efninu áfram en ef öldurnar hefðu ekki verið því magnið er meira. Ölduálag eykur því  $\tau_s$

Kornastærð efnisins hér gilda sömu reglur og fyrir efnisflutninga í straumi að því leyttinu til að meira  $\tau_s$  þarf fyrir gróft efni en fínt ( sjá Shields breyta )

Aurburður frá landi eykur  $\tau_s$  rétt eins og sandburður utan frá. Mikill upphræður aurburður virkar auk þess stöðvandi á botnmyndanir sem einnig verkar til aukningar.

Nú er ljóst að  $\tau < \tau_s$  þýðir að safnast í útfallið, en  $\tau > \tau_s$  þýðir að það er að grafst út. Nú er

$$Q = v \cdot A$$

og auk þess er samband milli skerspennu og straumhraða. Ljóst er því að í stöðugu útfalli er samband milli þessara stærða

$$A = f(Q, \tau_s)$$

P. Bruun gefur

$$A = \frac{Q}{C \sqrt{\frac{\tau_s}{g}}}$$

$$C = 30 + 5 \log A \quad A \text{ í } m^2$$

Bruun miðar  $Q$  við meðalstórstraumsflóð, ef nú  $\tau_s$  er reiknað fyrir brúarsniðið í Borgarfirði fæst

$$\tau_s = 0.48 \text{ kg/m}^2$$

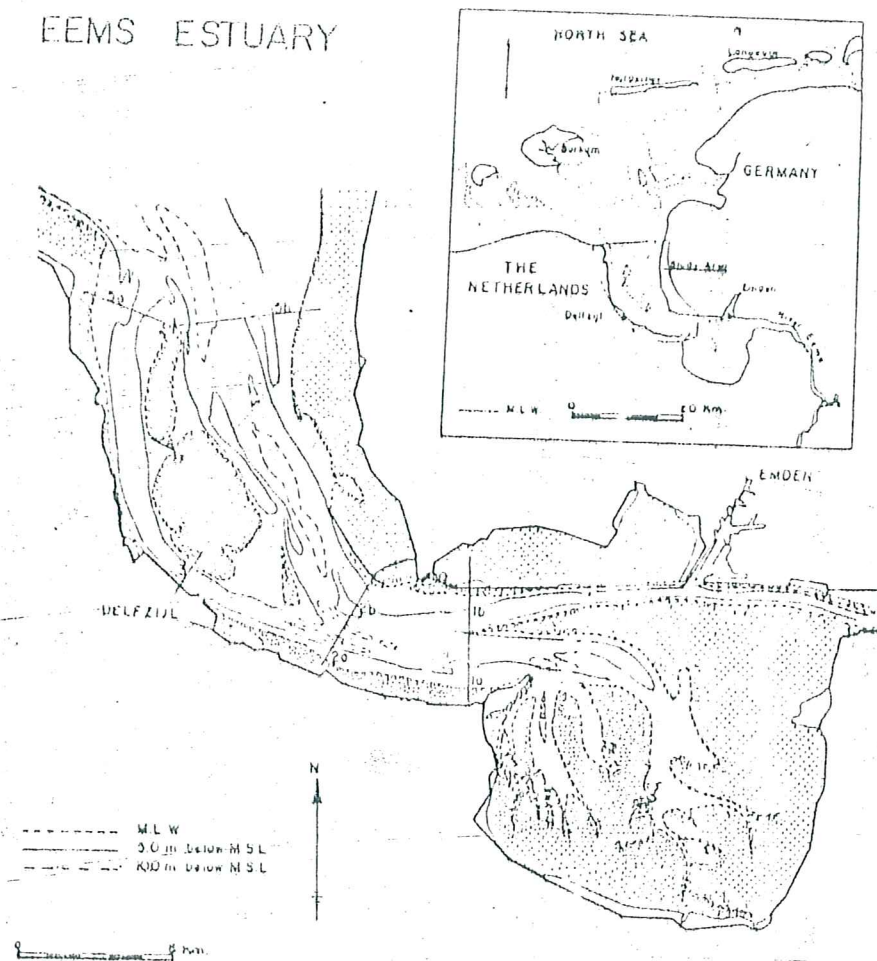
Bruun gefur upp sem gott meðaltal

$$\tau_s = 0.35 - 0.50 \text{ kg/m}^2$$

háð því hvort efnisflutningur inn eða út ( nettóflutningur ) er mikill eða lítill. Þessa niðurstöðu fær Bruun frá úrvinnslu á mælingum á fjölmörgum útföllum. Einstaka útföll víkja frá þessu með faktor 2 til hvorrar hliðar, en slíkt er ekki óvenjulegt þegar um slíka hluti er að ræða.

Frekar lágt gildi,  $\tau_s = 0.32$  fæst frá mælingum gerðum á ósum Bems árinna í Hollandi. Þar er samilegt skjól fyrir öldum og

## EEMS ESTUARY



12. Mynd. Rannsóknir í ósum Eems

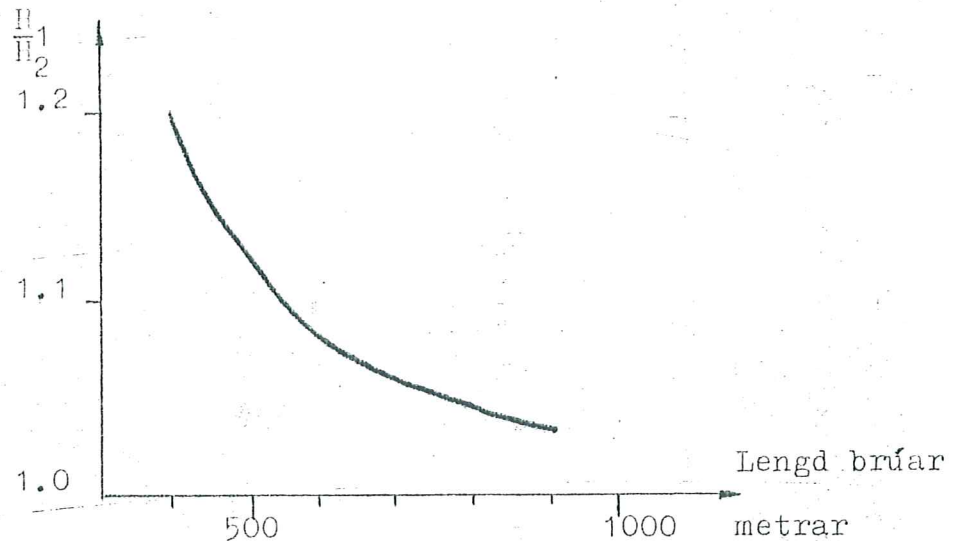
sandburður meðfram ströndinni lítið. Hinsvegar er nokkur aurburður frá landi.

Allar niðurstöður P. Braun eru þó frá ósum á sandströnd með meira eða minna ríkjandi sandburði í aðra áttina.

Á þessu stigi málsin er ekki hægt að gefa neinar skýringar á hvers vegna Borgarfjörður sýnir þetta hátt gildi, þrátt fyrir að ölduálag þar er sennilega lítið og sandburður inn fjörðinn sennilega enginn. Hlugsanlegt er að skýringin sé framburðurinn frá landi.

## 6. ÁHRIF BRÚAR

Þar sem sjávarfallastraumarnir eru af stærðargráðu 40 sinnum meiri en ferskvatnsstraumurinn, þá eru áhrif brúarinnar þau áhrif sem þrengingin í brúarsniðinu hefur á fallstraumana, og síðan þau áhrif sem af því leiða á aðra þætti svo sem efnisflutninga og annað.



Jón Guðmundsson hefur gert nálgunarreikninga á minnkun flóðhæðar innan brúar, miðað við 4 m dýpi undir brú á fjöru. eru niðurstöður hans hér að ofan sem flóðhæð utan brúar á móti flóðhæð innan brúar,  $H_1/H_2$  sem fall af brúarlengd. Ef brúin er 600 m eða þar yfir<sup>1</sup> eru áhrifin innan við 10 %, en mesti hraði í brúaropinunni fer þó uppí 2 m/sek við þá brúarlengd.

Flóðhæðin utan brúar eykst eitthvað við þetta en það er álitid óvörulegt.

Þegar meta á áhrif þessarar breytingar á fallstraumum vakna eftirfarandi spurningar.

1. Breytist dýpið innan brúar
2. Verður rof í brúarsniðinu
3. Verða breytingar á saltinnihaldi innan brúar
4. Myndast skörp seltuskil
5. Grefst frá stöplum og garðendum
6. Er grjóthfláum hættu búin vegna öldugangs.

1. Í firðinum eru miklar eyrar úr fínu (?) efni svo hann ber þess öll merki að vera að fyllast upp. Hvítá og Andakílsá innihalda einhvern aur og ef reiknað er með að þau innihaldi 15 % jökulvatn, eða annað vatn með syipuðu aurinnihaldi ( ca 2000 mg/l ) þá bera þær um 500.000 m<sup>3</sup> af efni í fjörðinn árlega

ef nú 10 - 20 % af þessu efni sest í fjörðinn svarar það til að hann fyllist á 2000 árum eða vel það, en það er hugsanlegt.

Lokun á firðinum gerir það að verkum að þetta sethlutfall vex eitthvað, en ekki er unnt að segja hvað mikið á þessu stigi málsins í Bjarnalóni er sethlutfall 50 - 60 % fyrir þann aurburð sem hér er reiknað með sem er 3 - 5 sinnum hærra. Vafasamt er að æskilegt geti talist að auka fyllingarhraða fjarðarins það mikið, þar eð hætt er við að þá myndist ekki nýjar eyrar fyrir utan til að taka við af þeim gömlu, eða öllu heldu þeirra líffræðilega hlutverki.

2. Ef sethlutfallið eykst, minnkar sandburðurinn út og  $\tau$  minnkar, og þá eykst  $\lambda$ . Ef  $\tau$  minnkar niður í meðalgildi Bruun's eða þar um bil eykst  $\lambda$  um 12<sup>5</sup>% eða 1000 m<sup>2</sup>, að meðaltali yfir brúarsniðið.

3. Væntanlega verða mjög litlar breytingar á meðalsaltinnihaldi sjávarins innan brúar. Það gæti minnkað eitthvað ( 8 % ? )

4. Hraðari straumar skapa fljótari blöndun innan brúar og við það færast seltuskilin væntanlega upp eftir ánum og skerpast.

5. Alltaf grefst eitthvað frá stöplum og garðendum vegna þeirra iðustrauma sem þeir skapa, en við slíku má gera með því að leggja rofvarn á tiltölulega lítil svæði. Þó ber að athuga hvort resonansstraumar myndast, en þeir skapa stóra hvirla sem geta orngrafið djúpar holur. Ennfremur má búast við að einhverjir stöplar lendi í álum sem eru dýpri en botninn umhverfis.

6. Ekki er reiknað með miklum öldugangi á þessum stað, að minnsta kosti ekki meiri en svo að auðveldlega sé hægt að fá rétta stærð af steinum með sprengingu í námu. Þó geta skapast vandamál við garðenda vegna straumrefraktionar.

## 7. RANNSÖKNIR

Skal nú reynt að gera grein fyrir helstu rannsóknaraðferðum er nota má á þau vandmál er að framan eru rakin.

Breytingarnar á fallstraumunum skifta höfuðmáli. Núverandi rannsóknir beinast einkum að þessu atriði, og er úrvinnslu á þeim tilraunaniðurstöðum er nú liggja fyrir er lokið, er unnt að segja hver sjávarföll verða innan brúar og hver verði mestur straumur í brúaropi. Eftir er þá að gera sér grein fyrir þeim breytingum sem verða á ríkjandi fallstraumum og meta áhrif þeirra.

Slíkt mat verður að byggjast á þekkingu á flóð og fjörustraumi eins og þeir eru í ótrufluðu ástandi, og því þarf að gera straumrannsókn í Borgarfirði sem sýnir þá. Henni má haga líkt og í Fossvogi 1967. Litarefnisljósmyndun má þó sleppa, en eðlisþyngdarmælingar þarf að auka, svo straumskil saltvatns og ferskvatns finnast.

Verulegar breytingar á salthlutfalli Borgarfjarðar virðast ekki geta átt sér stað svo framarlega sem brúin verður af þeirri stærð sem miðað hefur verið við og gerðar hafa verið tilraunir með. Án eðlisþyngdarmælinganna má hinsvegar búast við að stór hluti straumælinganna verði lítt skiljanlegar, og slíkar mælingar eru gagnslausar þegar meta á áhrif brúar. Í þessu sambandi ber einnig að athuga, að í athúgunum á sjó tapast oft mikill hluti þeirra upplýsinga sem átti að ná, t.d. vegna veðurs eða annara ófyrirséðra atvika.

Ennfremur þarf að athuga efnisflutninga sem best. Hið háa gildi á  $T$  bendir til að rof í brúaragnidinu geti numið því sem nemur þrengingunni og allt að 1000 m<sup>3</sup> í viðbót, þó ekki verði slíkt með neinu móti fullyrt á þessu stigi málsins.

Veigamesta rannsóknin er efnisprufutaka úr álum og eyrum fjarðarins og upp eftir ánum. Til þess að finna sethlutfallið fyrir og eftir brúargerð má reyna "turbulent tank sedimentation" sethlutfallsreikninga en þeir gáfust vel í Bjarnalóni. Ennfremur má reyna botnskriðsreikninga í ýmsum sniðum ef til eru straummælingar að styðjast við, og úrvinnsla á botnsýnum gefur tilefni til þeirra.

Botnskriðsmælingar hafa aldrei verið gerðar hér á landi, enda erfiðar í framkvæmd. Best er að fylgjast með skriðhraða botnmyndunarinnar á dýptarmáli, en slíkt er erfitt í framkvæmd og seinlegt. Einnig er hægt að grafa "test pit" og mæla, ennfremur að setja út "tracer" efni (flourescent eða radioaktiv) og fylgjast með þeim. Allar þessar aðferðir eru þó því merki brenndar að niðurstöður eru ekki einhlítar. Það rétta í þessu máli mun vera að framkvæma nákvæma prufutöku og biða þeirrar niðurstöðu með frekari rannsóknir á aurburðarmagni, jafnframt þess sem freistað verður að meta framburð Hvítár eftir venjulegum leiðum.

Ef straumrannsókn er gerð, tekur hún ekki nema eina 12 - 14 tíma en þá þarf að gera sér grein fyrir straumum við önnur sjávarföll. Þetta er hægt með að gera sjávarfallagreiningu á mælingum úr Borgarnesi með forskrift Landmælinga OS.

Langar bylgjur er hægt að reikna, en til þess þarf að gera forskrift.

Með henni má síðan reikna cigintíðnir og gera sér grein fyrir hvort resonansstraumar geti myndast, og hvort hætta stafi af þeim.

Seltudreifinguna í firðinum má reikna með sérstöku reiknilíkani ( box - model ) þegar niðurstöður straumrannsóknar liggja fyrir. Einkum er ástæða til að gera þetta ef óttast er að svæði með litlu seltuinnihaldi er finnst kunna í núverandi ástandi hverfi vegna hraðari blöndunar.

Öldureikninga er hægt að gera með forskriftum Þorbjörns Karlssonar, en niðurstöður Jóns Guðmundssonar benda til að þess þurfi. Á grundvelli þeirra má gera sér grein fyrir hvort hætta sé á að straumrefraktion skapi hættulegt ölduálag á leiðigarðsendana. Ástæða er til að velja nokkra hættulegustu stormana af sjónhendingu úr veðurathugunum og gera öldureikninga fyrir einn til tvo af þeim. Fleiri á ekki að þurfa þar eð hér er um svo afmarkaða stefnu að ræða.

Þegar búið er að gera sér grein fyrir straumum er rétt að gera rof-tilraunir í straumlíkani með þá staði sem hættulegastir eru taldir. Þá skal ganga út frá harðasta fallstraumi og bæta einhverju við vegna resonansstrauma ef ástæða er til. Einnig þarf hugsanlega að hafa bylgjur með.

Hugsanlega þarf að gera tilraunir með stöðu, leika grjóttfyllinga, en of snemt er að taka afstöðu til þess.



## MATERIALFØRENDE VANDLØB

### 1. Indledning

Afstrømningen gennem vandløb er en af de hydrologiske processer, som har den største tekniske betydning. På grund af den tekniske forskning i det sidste årti er det blevet muligt at udtale sig på et mere rationelt grundlag om afstrømningen i den type vandløb, som vi kalder de "alluviale", det vil groft sagt sige sandførende vandløb, som transporterer sediment af samme art som den omgivende jordbund. I Danmark er især de store vestjydske åer gode eksempler på alluviale vandløb.

Transporten af sedimenter i strømmende vand spiller en rolle ved de fleste problemer, som vedrører kontrol og udnyttelse af jordens overfladevand. Man behøver bare at tænke på planlægningen af større vandmagasiner, vandings- og afvandingskanaler eller på regulering og kanalisering af vandløb for at få et indtryk af den mangfoldighed af praktiske ingeniøropgaver, hvor materialvandringen bør tages i betragtning.

Hovedparten af sedimenterne i vandløbene stammer i reglen fra regnvandserosion af oplandet og fra eroderbare brinker. Heraf følger, at den mængde sediment, som tilføres et vandløb, i hovedsagen er bestemt af oplandets hydrologiske, geologiske og topografiske forhold. Det samme gælder i øvrigt selve afstrømningen i vandløbet.

Selve vandføringen og sedimentføringen er således at opfatte som i det væsentlige naturgivne ting, og det har vist sig, at vandløbet derefter stræber imod at forme sit løb på en ganske bestemt måde. Dette skal forstås således, at med given afstrømning af vand og sediment vil et vandløb overladt til sig selv i tilstrækkelig lang tid indstille sig med et bestemt forløb med veldefineret fald, dybde, bredde etc.

Dette er selvfølgelig kun rigtigt som en karakteristisk tendens med visse væsentlige modifikationer. Forekomsten af vanskeligt eroderbart fjeld kan selvfølgelig påvirke

vandløbets udvikling i meget stort omfang, og det samme gælder iøvrigt vegetation langs bredderne, især når der er tale om mindre vandløb.

Alligevel er tendensen klar nok til at tjene som advarsel for de ingeniører, som skal planlægge indgreb i et vandløbs naturlige tilstand. Mangel på forståelse af floders mekanik har i tidens løb medført en endeløs kæde af mislykkede tekniske indgreb, fordi man overså, at sedimentførende vandløb følger deres egne love, f.eks. selv bestemmer størrelsen af bundens ruhed og dermed af den hydrauliske modstand. Det har derfor været af afgørende betydning at lære disse love at kende, således at de ønskede indgreb kan foretages, således at de ikke senere modvirkes af naturen.

Som det vil fremgå af det følgende, kan vi i dag "dimensionere" et vandførende vandløb eller kanal i princippet med samme lethed som en kloakledning eller et drænrør. Denne øgede rationelle viden om alluviale vandløb må dog tages med det forbehold, at forudsigelserne ikke kan gøres med samme grad nøjagtighed, idet vi for visse af de forudberegnedes størrelser må påregne en ikke uvæsentlig usikkerhed.

## 2. Hydrauliske grundbegreber

For at kunne give en kvantitativ fremstilling af alluviale vandløbs mekanik må vi først give en kort repetition af de mest grundlæggende hydrauliske begreber.

*Stationær strømning.* Ved en stationær strømning forstås et forløb, som ikke ændrer sig med tiden. Taget helt bogstaveligt vil sådanne strømninger ikke forekomme i virkelighedens verden, men de lovmæssigheder, som udledes under forudsætning af stationær tilstand vil i de fleste tilfælde med god tilnærmelse kunne bruges også på langsomt varierende strømninger, men normalt ikke på hurtigt varierende som f.eks. bølgebevægelse.

*Ensformig strømning.* Medens stationaritet går på uforanderlighed i tiden, går betegnelsen "ensformig strømning" på uforanderlighed i stedet, d.v.s. at hastighed, vanddybde

etc. ikke ændres fra et snit i en kanal til et efterfølgende snit. Stuvning og sænkning er derfor eksempler på uensformighed.

Vi vil i det følgende indskrænke os til at betragte strømninger, som er både stationære og ensformige.

*Forskydnings- eller slæbespænding.*

Sandkornene på bunden af et vandløb bevæges af de kræfter, som det strømmende vand overfører til vandløbets bund (i strømningens retning). Lad os betragte et lodret snit lagt på langs af en kanal, fig. 1. Vi betragter en kontrolflade i form af en kasse med grundfladen  $1 \times 1$  m og højden  $D =$  vand-

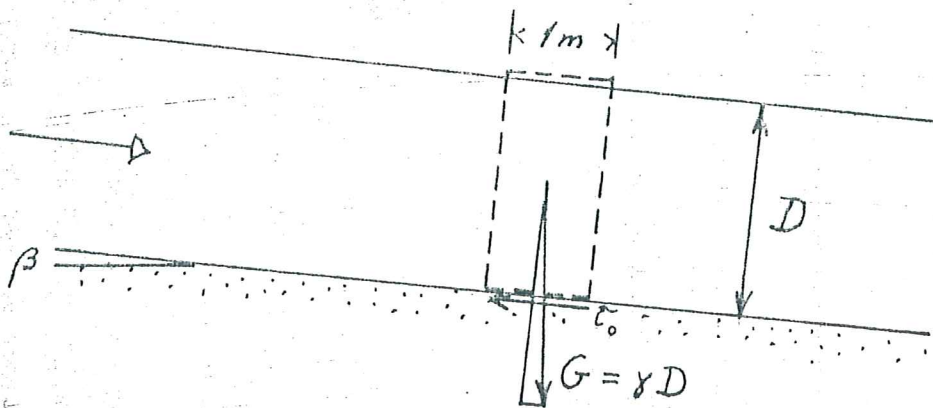


Fig. 1. Beregning af slæbespændingen  $\tau$ .

dybden. Vægten  $G$  af vandet inden for kassen er derfor

$$G = \gamma D,$$

når  $\gamma$  er vandets rumvægt (specifikke tyngde). I strømningens retning har  $G$  komponenten

$$G \sin \beta,$$

hvor  $\beta$  er bundens vinkel med vandret. Denne komponent kan kun balanceres af den forskydende kraft  $\tau_0 \cdot l$ , hvormed strømningen påvirker bunden. Ved projektion på strømretningen får vi derfor følgende udtryk for kraftbalancen

$$\tau_0 = G \sin\beta = \gamma DI \quad (1)$$

$\tau_0$  kaldes *bundforskydningsspændingen* eller *slæbespændingen*.

Formel (1) er uden videre brugelig, når der er tale om en jævn bund. I materialførende vandløb er der i reglen tale om mere eller mindre udprægede bankedannelser, der kan betragtes som store ruhedselementer. Vi kan imidlertid let indse, at ikke hele den ved (1) givne slæbespænding er virksom, når der er tale om væsentlig bankedannelse, som antydet på fig. 2.

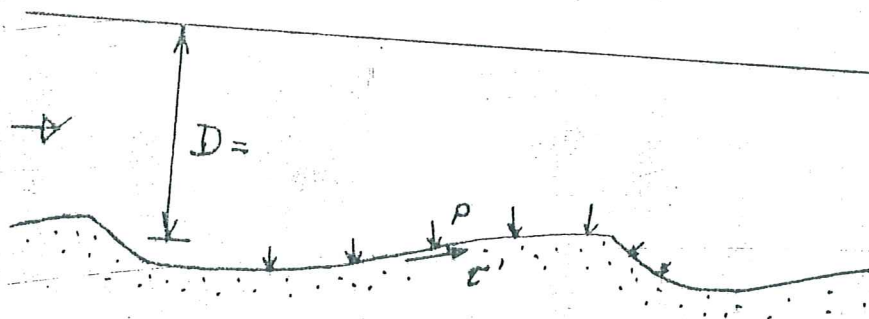


Fig. 2. Vandløb med bankedannelser.

Vandets påvirkning af bunden består af to komponenter, dels *normaltryk*  $p$ , som står vinkelret på bankernes overflade, dels *forskydningsspændinger*  $\tau'$ , som virker langs bankens overside. I denne situation vil projektion på en vertikal af trykbidragene på en banke give en resultant, som er forskellig fra nul. Man kan således sige, at strømmen udøver en slags "*strømtryk*" på banken, ved at trykkræfterne på strømsiden er større end på læsiden. Da trykkræfterne står vinkelret på bankens overflade, er de ikke med til at transportere korn, og den samlede slæbespænding  $\tau_0$  må derfor deles i to bidrag

$$\tau_0 = \tau' + \tau'',$$

hvor  $\tau'$  er den ovenfor nævnte *effektive* forskydningsspænding, medens  $\tau''$  er en formel komponent, som altså hidrører fra, at normalkræfterne har en resultant i strømretningen.

Der er udviklet metoder til at finde, hvilken del  $\tau'$  udgør af den totale  $\tau_0$  i konkrete tilfælde, se [1].

### 3. Sedimentegenskaber

Sedimenterne i naturlige vandløb indeholder sædvanligvis partikler i størrelse varierende fra sand (evt. grus) og ned til så små størrelser, at de må klassificeres som silt eller ler. De fleste vandløb indeholder en vis portion *svæv*, d.v.s. meget fine partikler, som holdes i permanent opslemning og ikke - eller kun i ringe grad - er repræsenteret i bunden. En forudsigelse af mængden heraf er ikke mulig ud fra materialvandringsformler.

For de fleste naturligt forekommende sedimenter er kornsubstansens massefylde  $2650 \text{ kg/m}^3$ .

Sedimentet karakteriseres almindeligvis ved hjælp af en kornkurve, som enten er baseret på en sigteanalyse af repræsentative bundprøver eller på måling af nedsynkningshastigheder. Middelkornstørrelsen  $d_{50}$  defineres ved 50% fraktilen. Materialets uensformighed kan f.eks. karakteriseres ved størrelsen

$$\sqrt{d_{75}/d_{25}}$$

I praksis varierer denne størrelse en del. En typisk værdi er 1,6, men man kan finde værdier ned til 1,2 og op til 3.

Ved en partikels falddiameter  $d_f$  forstås diameteren af en kugle, der har samme nedsynkningshastighed, som den givne partikel ved en given temperatur. I de fleste tilfælde vil middel-faldhastigheden for et naturligt sediment ikke afvige meget fra  $d_{50}$ .

### 4. Grænse-slæbespændingen

Vi betragter en ensformig strømning over en plan sandbund. Man kan da i første tilnærmelse regne med, at der ikke vil foregå nogen sandvandring, såfremt slæbespændingen  $\tau_0$  er under en vis tærskelværdi, som kaldes grænse-slæbespændingen

$\tau_g$ .

Hvorledes denne  $\tau_g$  kan fastlægges, kan vi indse ved et meget enkelt ræsonnement: Kræfterne på et enkelt korn kan opdeles i 1) flyttende kræfter og 2) stabiliserende kræfter, og bevægelse af kornet optræder, når de flyttende kræfter bliver større end de stabiliserende. Man kan nu vise, at de flyttende kræfter på et korn er proportionale med

$$\tau_0 d^2,$$

hvor  $d$  er et mål for kornstørrelsen. De stabiliserende kræfter er proportionale med kornets vægt reduceret for opdrift, d.v.s.

$$(\gamma_s - \gamma)d^3,$$

hvor  $\gamma_s$  er sedimentets rumvægt, og  $\gamma$  er vandets. Bundens stabilitet beror derfor på det dimensionsløse forhold

$$\frac{\tau_0^2}{(\gamma_s - \gamma)d^3} = \frac{\tau_0}{(s - 1)\gamma d} \quad (2)$$

idet vi har indført den relative massefylde for kornet

$$s = \gamma_s / \gamma$$

Forholdet (2) kaldes *Shields' parameter* eller den *dimensionsløse slæbespænding* og betegnes ofte med bogstavet  $\theta$ . Indføres (1), får vi altså

$$\theta = \frac{DI}{(s - 1)d} \quad (3)$$

Shields viste ved forsøg, at materialtransporten er forsvindende lille, når parameteren  $\theta$  er under 0,04 à 0,06. Heraf kan vi så for en given sandsort beregne den ovenfor omtalte grænse-slæbespænding.

### 5. Bundformer

Til indføring i de mulige bundformer, som kan udvikle sig i et materialførende vandløb, vil vi gøre følgende tankeeksperiment:

Vi forestiller os en kanal (med sandbund), hvor igennem vi kan cirkulere en vandstrøm (som eventuelt medfører recirkuleret sand). Vi tænker os, at vandstrømmen starter med

at være ganske lille, hvorefter den gradvis øges, således at middelhastigheden  $V$  stiger.

Så længe slæbespændingen er under tærskelværdien  $\tau_g$ , holder bunden sig plan, da der intet sand flyttes. Da der ingen banker er, har vi  $\tau' = \tau_0$ .

Når  $\tau_0$  overstiger  $\tau_g$ , kommer sandvandringen i gang, og inden længe brydes bundens hidtidige stabilitet, idet der - i hvert fald når bunden består af relativt fint sand - dannes såkaldte *riller*. Dette er betegnelsen for små sandbølger, i længdesnit omtrent trekantformede (se fig. 3) med en længde på 10 - 50 cm og højst nogle cm høje.

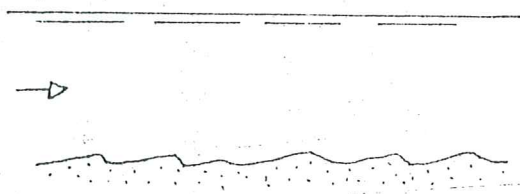
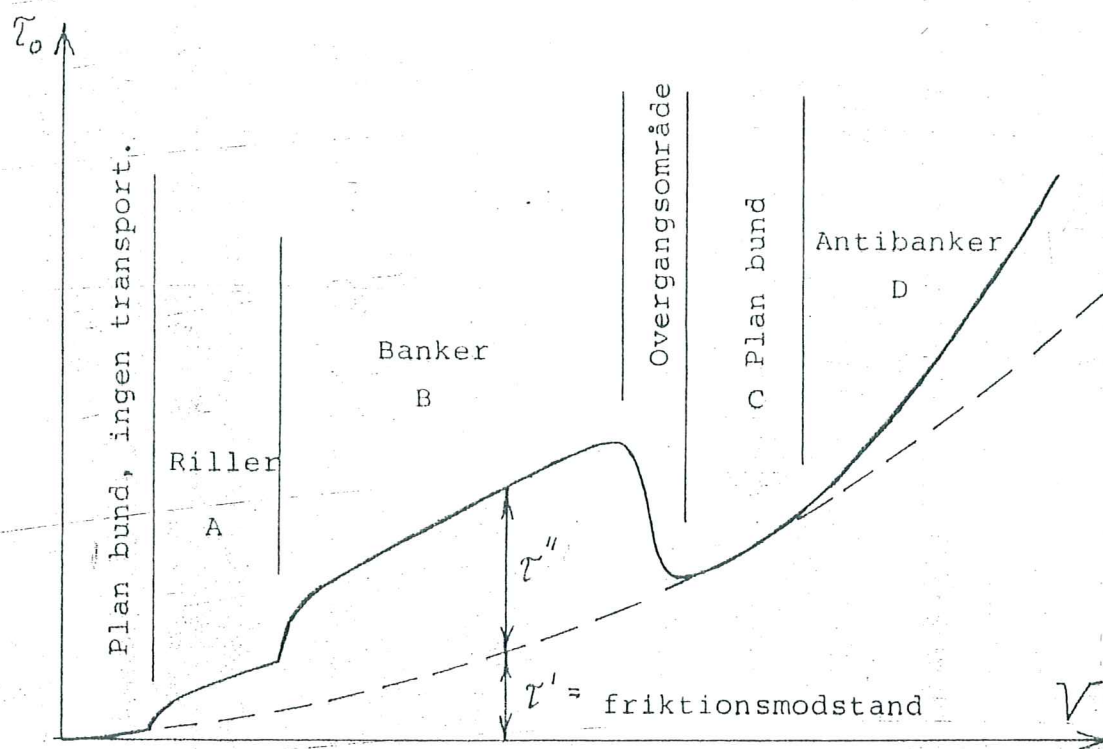
Rillernes størrelse er stort set uafhængig af vanddybden. Det er det samme fænomen, vi kan se dannet af fint flyvesand på en strandbred.

Med stigende hastighed afløses rillerne af egentlige banker, som i princippet har samme udseende, men er langt større. I store floder og langs kysterne kan bankerne være flere hundrede meter lange og flere meter høje. I de danske åer er længden typisk omkring 2 meter og højden af størrelsesorden 10 cm.

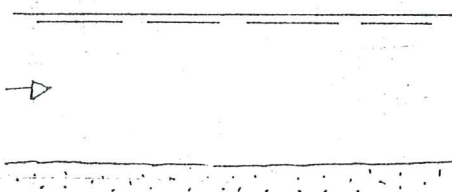
Ved yderligere stigning af hastigheden kan der ske det, at bankerne igen forsvinder, idet de så at sige "høvles bort", således at vi atter får en plan sandbund, men nu med kraftig sandvandring. Vi har atter  $\tau' = \tau_0$ .

Denne situation brydes imidlertid igen med stigende transportevne, idet der nu dannes en interessant ny bundform, som vi kan kalde *anti-banker*. Bunden har ganske vist ikke længere den typiske bankeform, men er nærmest rent sinusformet. Vandspejlet udviser mere eller mindre udpræget tendens til brydning, og hele bølgeformen vandrer langsomt op imod strømmen (heraf navnet anti-).

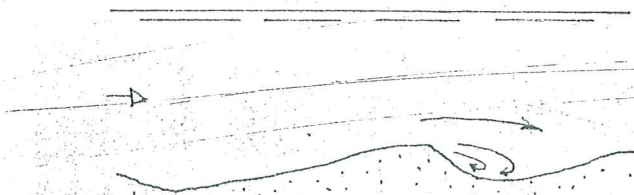
Situationen med anti-banker finder vi i reglen, når der er tale om *superkritisk* eller *strygende* strømning, det vil sige, at strømhastigheden  $V$  er større end forplantnings-hastigheden af en kanalbølge (som er  $\sqrt{gD}$ ,  $g$  = tyngdeacceleration,  $D$  = dybden).



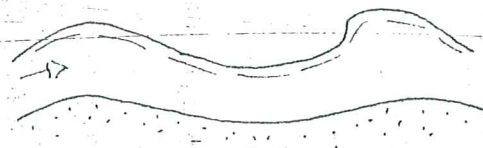
A. Typisk rillemønster



C. Plan bund



B. Bankedannelse



D. Antibanker med tendens til brydning i vand-spejlet.

Fig. 3. Oversigt over bundformer i alluviale vandløb.



I praksis er det tilfældet med banker, som har langt den største betydning. Anti-banker findes hovedsageligt i floders øvre løb og under små dimensioner, f.eks. når en bæk løber ud over en sandstrand.

#### 6. Transportformer

Sandvandringen i et alluvialt vandløb foregår på to forskellige måder, som *bundtransport* og som *opslemmet transport*.

Bundtransporten foregår, ved at kornene triller hen ad bunden eller foretager små hop. I begge tilfælde bevæger kornene sig i nær kontakt med bunden.

På fig. 4 er vist et længdesnit gennem en banke (fuld linie).

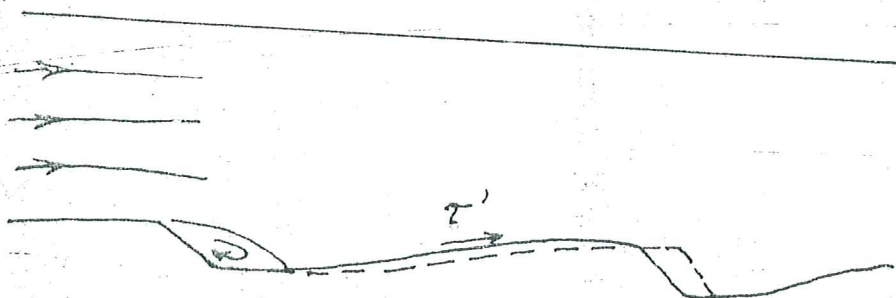


Fig. 4. Illustration af bundtransport.

Under påvirkning af den effektive slæbespænding  $\tau'$  triller og hopper kornene op langs bankens strømside. På toppen af banken separerer strømmingen, idet der dannes en stående hvirvel (med vandret akse) på læsiden. Når kornene når frem til toppen, vil i hvert fald de fleste trille ud over kanten, og der indstiller sig en skråning under skråntvinklen (ca  $32^\circ$ ) med vandret. Når dette har stået på et stykke tid, er der eroderet et lag af strømsiden, som er lagt til på læsiden, således at banken har bevæget sig et lille stykke i strømretningen, f.eks. frem til den punkterede position.

Ud over bundtransporten forekommer der en vis transport af især de finere sandpartikler i opslemning, d.v.s. en transport, hvor partiklerne ikke - eller kun undtagelsesvis -

kommer i kontakt med bunden. At strømmende vand er i stand til at holde betydelige mængder af sand i suspension beror på turbulensen i vandet.

For nærmere at forklare fænomenet henvises til fig. 5, som dels viser et hastighedsprofil (kun til orientering), dels viser, hvorledes koncentrationen  $c$  af opslemmet materiale aftager med højden over bunden.

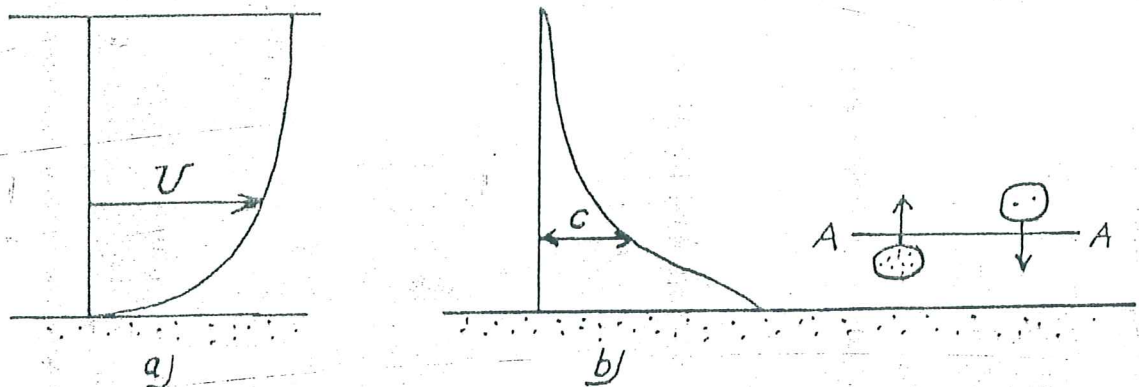


Fig. 5. Fordeling af (a) hastighed  $U$  og (b) koncentration  $c$ .

Til højre i figuren er antydnet et vandret snit A-A et stykke over bunden. På grund af strømningens turbulente karakter vil vandpartikler blive slynget på tværs af dette snit. Da koncentrationen aftager stærkt med højden over bunden, vil en "vandbølge", som nedefra passerer op gennem snittet, i middel indeholde mere sand end en tilsvarende bølge, som oppefra passerer ned gennem snittet. Dette giver en netto-transport af sand op gennem snittet, som netop er så stor, at den modsvarer den naturlige nedsynkning af sandet, som vi vil finde i stillestående vand.

### 7. Sedimenttransportens størrelse

Den totale mængde sand, som pr. meter bredde af vandløbet og pr. sek. passerer et snit, betegnes  $q_T$ . Det defineres nærmere som rumfang fast masse (kornsubstans), og hvor meget det fylder i ydre mål afhænger derfor af porøsiteten. Enheden er  $m^3/s/m$ . Ved små værdier af Shields' parameter  $\theta$  vil hovedparten af transporten foregå som bundtransport, men med voksende  $\theta$  vokser - alt andet lige - forholdet mellem opslemmet trans-

port og bundtransport. Et eksempel herpå er givet i fig. 6, som er målinger foretaget i Skjern å, til dels under flommen i 1970.

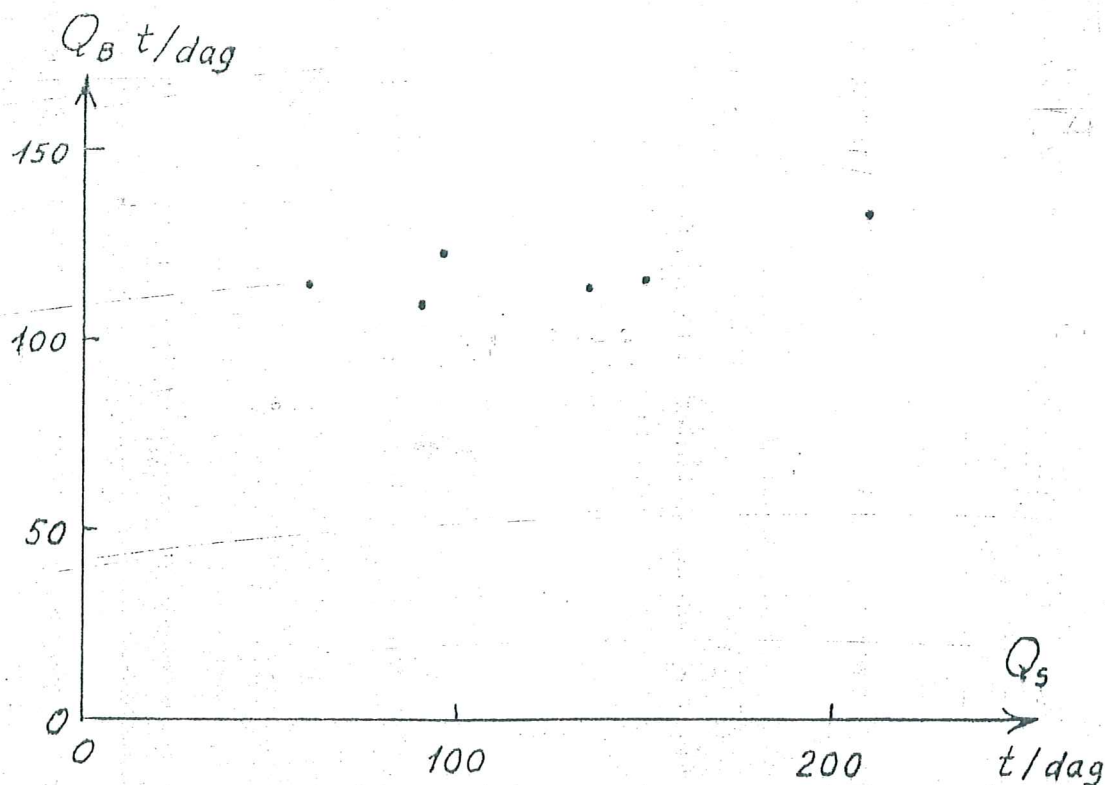


Fig. 6.

Bundtransporten  $q_B$  kan f.eks. måles ved hjælp af en særligt konstrueret kasse, som nedsættes på bunden og opfanget det vandrende sand. Kassen kalibreres ved nedsætning i en forsøgsrende med kendt transport. En anden måde er at måle bankernes højde og vandringshastighed ved gentagne pejlinger.  $q_B$  kan derpå findes af formlen

$$q_B = \frac{1}{2}(1-n)hc, \quad (4)$$

hvor  $n$  er porøsiteten,  $h$  bankehøjden og  $c$  vandringshastigheden.

Den opslemmede transport  $q_S$  findes ved hjælp af måleflasker eller beholdere, som enten udtager prøver i fast højde eller føres op og ned og derved selv "integrerer" over dybden.

Den totale transport  $q_T$  er summen af  $q_B$  og  $q_S$ . Ved en bestemmelse ud fra formler er det hensigtsmæssigt at anvende en dimensionsløs version  $\Phi$ , der defineres som

$$\Phi = \frac{q_T}{\sqrt{(s-1)gd^3}} \quad (5)$$

hvor som før  $s = 2,65$ ,  $g =$  tyngdens acceleration og  $d$  er middelkornstørrelsen.

$\Phi$  er først og fremmest afhængig af Shields' parameter  $\theta$ . Ifølge det, der tidligere er sagt, skulle det primært være af størrelsen

$$\theta' = \frac{\tau'}{(s-1)\gamma d}$$

men for det normale tilfælde (d.v.s. banker) kan det vises, at  $\theta'$  er en entydig funktion af  $\theta$ .

#### 8. Diagram til dimensionering

Den simpleste kvantitative beskrivelse af materialførende vandløb og kanaler fås ved hjælp af diagrammet, fig. 8.

Abscisseaksen er den ved formel (5) definerede dimensionsløse transportmængde  $\Phi$ . Ordinaten er

$$\frac{VD}{\sqrt{(s-1)gd^3}} \quad (6)$$

hvor  $V$  er middelhastigheden og  $D$  er vanddybden. De øvrige parametre, som ligeledes er dimensionsløse, er faldet  $I$  (d.v.s. vandspejlets hældning) og  $D/d$ , altså dybden divideret med middelkornstørrelsen.

For vandløb eller kanaler med "trapez-agtigt" tværsnit, se fig. 7, findes  $VD$  som vandføring  $Q$  divideret med den ef-

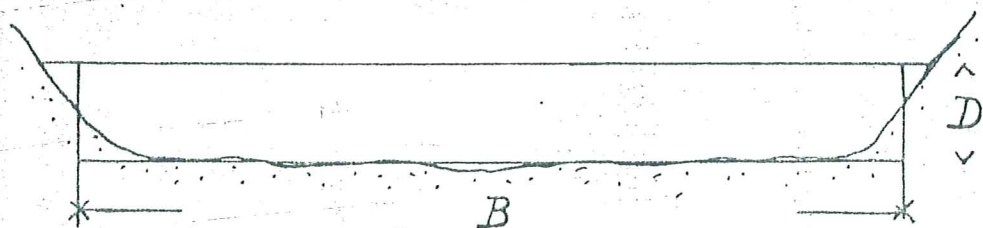


Fig. 7. Effektiv bredde  $B$  af vandløb eller kanal.

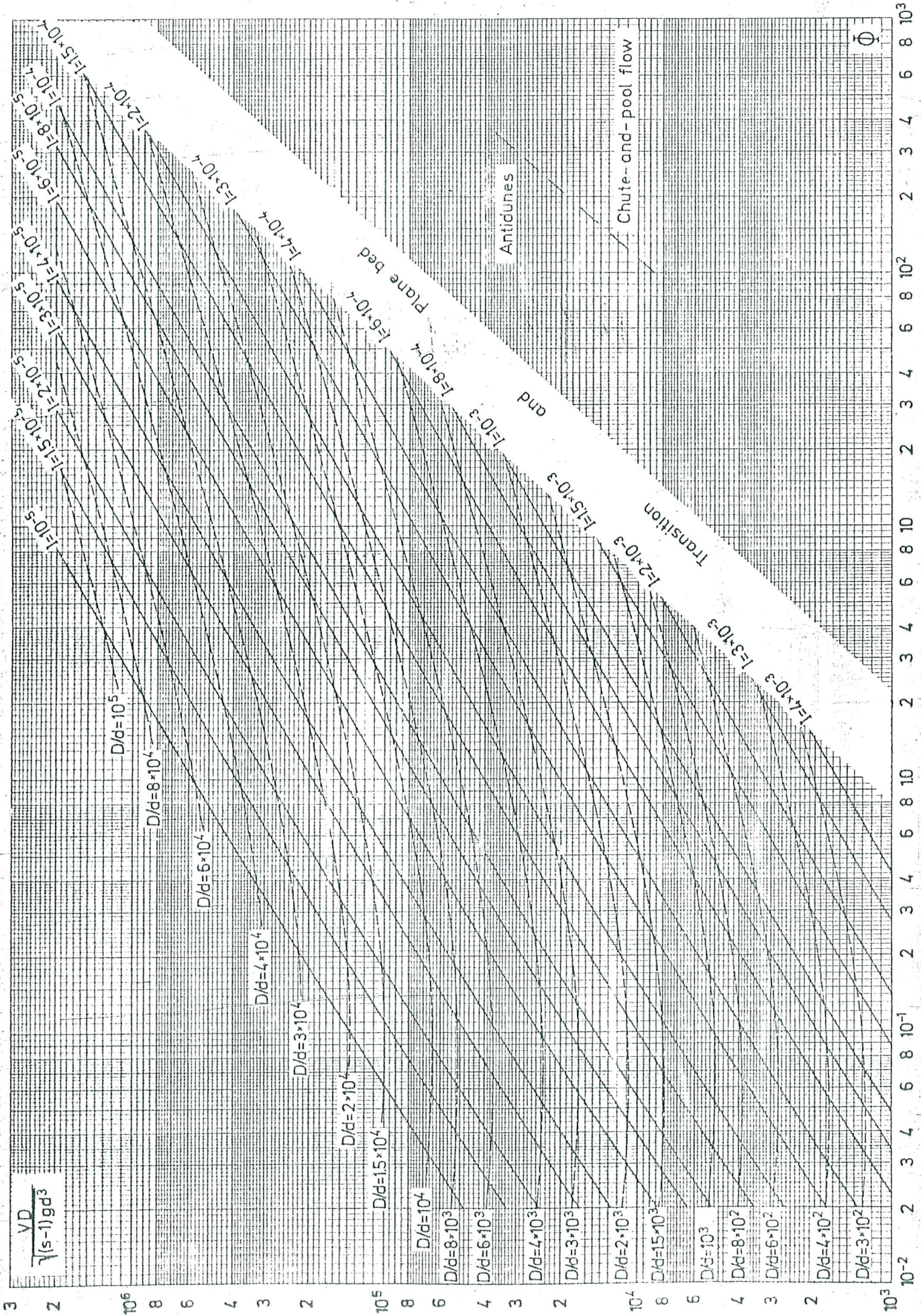


Fig. 8.