Stageverslag "Data-analyse van stroomsnelheids metingen van een referentiesituatie van een krib bij Brakel"



April - Juli 2006 RWS – RIZA in Arnhem Steven IJzer

# Inhoudsopgave

Samenvatting	3
Literatuurlijst	4
Hoofdstuk 1: Algemeen	5
Inleiding/Projectkader	5
Aanleiding	5
Stroomgeul kijkexperimenten	6
Onderzoeksvragen	9
De hoofdvraag van het onderzoek	9
Subvraag in het onderzoek	9
Doelstelling	.10
Hoofdstuk 2: Uitvoering van het onderzoek	.11
De ADCP	.11
Hoofdstuk 3. Inleiding on Theorie	13
Gemeten narameters	13
Rasters	13
CIS	11
Drogassan	15
Korta voorstalling van de processen	16
Rone voorstenning van de processen	.10
Proces 1: De definitie van de bodemschuitspanning	.18
Proces 2: De dieptegemiddelde stroomsnelheid	.21
Proces 3: Afschulting	.21
Proces 4: Definitie van de vorticiteit	.21
Gradiënten tussen verschillende cellen	.21
Vorticiteit naar de rivieras	.22
Tijdschaal vorticiteitsproces	.25
Hoofdstuk 4: De eerste dataset	.27
Verkenning van de eerste referentiedata en resultaten	.27
Data verzamelen	.27
De gemeten bodemligging	.27
De gemeten stroomsnelheid	.27
De standaarddeviatie van gemeten stroomsnelheid U	.30
Vorticiteit	.30
Vergelijken van de resultaten	.33
Revnoldse spanningen	.34
Rodemschuifsnanning	36
Conclusies over de resultaten van de eerste meetcamnagne	38
Scone	10
Hoofdstuk 5: De tweede dataset	.+0 //1
Gemeten traject	.+1 /1
De hodomeshuifenenning	.41 42
De diente consideration alle it	.42
	.42
	.43
Reynoldse spanningen	.45
Conclusies over de resultaten van de tweede meetcampagne	.47
Bijlagen	.48
Bijlage 1 - De vorticiteit voor elk punt	.48
Bijlage 2 - Foutenwerking	.52
Meetstatistiek	.52
Gevoeligheden	.52
Bijlage 3 - Verandering in afvoer tijdens de meetcampagne.	.56
Het getij	.56
Bijlage 4 - m en n transformatie voor het raster gevormd naar de rivieras	.58
Bijlage 5 - De m en n transformatie voor het rechte raster	.59
Bijlage 6 - Ontbinding in snelheids componenten	.60
Bijlage 7 – Invullen van eeen raster in GIS	.61
Bijlage 8 - De kromtestraal van de rivier	.64

# Samenvatting

Voor u ligt mijn verslaglegging over de verplichte stage behorende bij de studie Civiele Techniek & Management. In april 2006 liep ik stage bij het RIZA, onderdeel van het ministerie van verkeer en waterstaat, in Arnhem.

Tijdens mijn stage heb ik geprobeerd voor een interessegebied van de rivier de Waal bij Brakel enkele karakteristieke theoretische stromingsparameter(waarden) te bepalen aan de hand van snelheidsmetingen gedaan met een ADCP. De gevonden waarden voor de verschillende parameters zijn vergeleken met de bodemligging in het hele interessegebied. Indien er een koppeling blijkt te zijn tussen de bodemligging en (één van) de parameters, kan op basis van uitsluitend de stroomsnelheidsmetingen voorspeld worden of er op de bodem wat aan de hand is.

De verwachting is dat een te plaatsen testopstelling voor een kribkop het stroombeeld moet veranderen op een manier die kribvlammen (ondiepten) in de vaargeul voorkomt. De ingreep betreft een scherm dat de stromingen rechter en minder turbulent langs een krib moet laten stromen, waardoor de krachten op de bodemdeeltjes uniformer verdeeld worden en ondieptes net als troggen voorkomen worden. De ingreep en de daarop volgende metingen konden door schade aan meetapparatuur en achterstand met de te verlenen vergunningen helaas niet uitgevoerd worden tijdens de stage. Dit verslag behandelt daarom uitsluitend metingen die gedaan zijn voor de geplande ingreep.

Van alle parameters blijkt de dieptegemiddelde stroomsnelheid het best samen te hangen met het bodemprofiel. Er zijn aanbevelingen gedaan over hoe er het beste met de ADCP gemeten kon worden. Deze aanbevelingen zijn verwerkt in een door mij uitgevoerde ontwerp van de tweede meetcampagne. Niet alle data van deze meetcampagne kon verwerkt worden in het verslag (omdat deze niet op tijd vanuit de meetdienst aangeleverd werd), maar er zijn aanwijzingen dat de tweede dataset een betere meting betreft om verder mee aan de slag te gaan.

Een tweede zinnige parameter lijkt de vorticiteit (wervelsterkte) te zijn. Er dient nog wel wat werk te gebeuren voordat de waarde van deze parameter nauwkeurig genoeg bepaald kan worden om definitief uitsluitsel te geven over de bruikbaarheid ervan met betrekking tot de kribvlammen-problematiek.

# Literatuurlijst

Schermen ter verlaging van morfodynamiek rond kribben, A.J.F. Hoitink, B. Vermeulen en A. Dommerholt. September 2005

Ontgrondingskuilen in de waal, Tech. Rep., Rijkswaterstaat - RIZA, 2005

Hydraulische verkenning "Bord voor de kop", 27 juni 2005, RIZA

Project Duurzame Vaardiepte Rijndelta. Reg. Nr. DVR-2005-009-T2

Riza Werkdocument 2002.202x: De schatting van de bodemruwheid op basis van evenwichtsgrenslaagstroming.

Cursus 2-D Riviermorfologie, WL / TU Delft, 15 mei 1999, De Vriend

Websites: http://en.wikipedia.org/wiki/Strouhal-Number

# Hoofdstuk 1: Algemeen

## Inleiding/Projectkader

Door de klimaatsveranderingen wordt het weerbeeld steeds grilliger. Naar verwachting zal de afvoer van het Rijnstelsel in de toekomst in grotere mate het gedrag van een regenrivier, zoals de Maas, gaan vertonen door een afnemende bijdrage van sneeuw/ijs smeltwater. Dit betekent dat er bij een hoge afvoer nog meer en dat er bij laag water nog minder water door de Rijntakken zal stromen. Beide zaken leiden ertoe dat de beheerder van de Nederlandse Rijntakken maatregelen zal moeten treffen die er voor zorgen dat gemaakte afspraken over de rivierstand nageleefd worden. De belangrijkste hiervan zijn:

1. De **OLR**, de overeengekomen lage rivierstand, is de gemiddelde waterstand berekend over meerdere jaren behorende bij een afvoer die gedurende 20 dagen zonder ijsgang in een zelfde jaar wordt bereikt of onderschreden. Voor de Waal betekent de OLR dat er bij de genoemde afvoer in de vaargeul tenminste een rechthoekige bak van 150 x 2.5 meter geplaatst zou moeten kunnen worden. Oftewel er moet over 150 meter van de vaargeul een minimum waterdiepte van 2.50 meter zijn. Toename van het transport over water heeft er toe geleid dat men deze OLR norm wil gaan aanscherpen, men wil graag meer waterdiepte over een grotere rivierbreedte teneinde meer ruimte te creëren voor scheepvaart. De norm wordt dat over tenminste 170 meter, tenminste 2.80 meter waterdiepte is in de vaargeul van de Waal.



Afbeelding 1: Grafische voorstelling van de oude en toekomstige OLR norm m.b.t. de waterstand in de vaargeul de Waal

De voorbereidingen voor deze nieuwe norm worden al getroffen door de rivierbeheerder. Een van de maatregelen die men heeft beschouwd is een maatregel die de kribben beter laat functioneren, maar dan zonder dat dit in conflict raakt met de tweede afspraak, de MHW norm:

2. De **MHW** norm is een veiligheidsnorm die stelt dat een ingreep die in de Rijntakken genomen wordt er niet voor mag zorgen dat de waterstand bij een maatgevende afvoer hoger wordt dan dat deze nu is. Oftewel: een ingreep mag niet zorgen voor meer opstuwing van maatgevende waterstand.

#### Aanleiding

Mijn stage richt zich op onderzoek naar een maatregel die de aanscherping van de OLR norm mogelijk maakt/ondersteunt zonder dat het met de MHW norm conflicteert. De naam slaat op de ingreep om damwandschermen te plaatsen aan de kop van een krib. (Zie Afbeelding 3) Gedurende de stage zal ik de situatie voor en na het plaatsen van de damwanden analyseren.

Waarom men dergelijke schermen wil plaatsen:

Eerder onderzoek heeft het vermoeden gewekt dat het plaatsen van schermen aan de kribkop ertoe leidt dat wervelstraten, die zich normaalgesproken vormen aan de lijzijde van de kop van een krib, onderbroken worden. Ook is de verwachting dat het onderbreken van deze wervelstraten op deze wijze leidt tot een afname in, of opheffing van, de morfodynamiek in het riviervak.<sup>1</sup>

In Sieben (2005)<sup>2</sup> komt naar voren waarom de morfodynamiek, de lokale variaties in diepgang van de rivier, belangrijk is voor de rivierbeheerer: Een belangrijk punt dat genoemd wordt is dat erosie in de ontgrondingskuilen tijdens een hoogwater kan leiden tot een lokale, tijdelijke verontdieping buiten de ontgrondingskuil. De turbulente wervelstraten beïnvloeden de morfodynamiek namelijk over de gehele vaarbreedte. De locale verontdiepingen (nog aanwezig na het hoogwater) belemmeren de doorvaart, hetgeen dus in conflict is met de OLR afspraken.

Het scherm werkt als volgt: Het scherm zorgt ervoor dat de turbulente bodemschuifspanningen verminderd worden. Het scherm blokkeert de wervels op hun weg naar de wervelstraat. Ter hoogte van het begin van de wervelstraat zal de turbulente bodemschuifspanning dus niet plaats kunnen vinden en sediment mee kunnen nemen naar de hoofdgeul.

Een ander verwacht effect is dat de hoofdstroom, het vaarbaan gebied, beter zal doorstromen doordat deze in mindere mate het kribvak in zal stromen. De stroming zal daardoor meer sediment wegvoeren. Dit sediment(transport) zal geen morfologische vormen kunnen aanmaken die de vaardiepte kunnen bedreigen.

#### Stroomgeul kijkexperimenten

Op kleine schaal is in een stroomgeul bij WL Delft de situatie bij plaatsing van een kribscherm gesimuleerd. Men heeft deze experimenten gebruikt om een kwalitatieve indruk te krijgen van de invloed van de hoek en locatie van het scherm ten opzicht van de stroomlijnen van de rivier. Omdat in een model niet alle hydraulische parameters van de rivier tegelijkertijd te simuleren zijn betrof het resultaat van deze experimenten slechts het kunnen doen van een uitspraak over het verwachtte verschil tussen de verschillende opstellingen. Er kon op geen enkele kwantitatieve informatie over bijvoorbeeld de mate van ontgronding aan ontleend worden.

Foto's van dit kijkexperiment zijn weergegeven in *Afbeelding 2*. Men keek bij de resultaten naar de locaties en relatieve grootte van veranderingen in bodemligging. De belangrijkste conclusie die men uit deze experimenten heeft getrokken is dat het scherm parallel aan de normaallijn van de stroom dient te worden geplaatst. Dit omdat er een hoek tussen aanstroomrichting en scherm kan leiden tot het loslaten van de stroom rond het scherm en dus tot een bron van wervels en dus morfodynamiek kan leiden. Verder zal een hoek tussen scherm en stroomrichting een soort trechterwerking teweeg brengen die zou kunnen leiden tot sterke ontgronding en onstabiliteit ter hoogte van scherm en krib. Tot slot zal een scherm dat enigszins dwars op de stroom staat ook enigszins het water opstuwen, dit soort ingrepen is vanwege de MHW norm dan ook niet toegestaan.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Schermen ter verlaging van morfodynamiek rond kribben, A.J.F. Hoitink, B. Vermeulen en A. Dommerholt. September 2005

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Ontgrondingskuilen in de waal, Tech. Rep., Rijkswaterstaat – RIZA, 2005



Afbeelding 2: Stroomgeul kijkexperiment met (boven) de stroomgeul, (midden) de getestte vormen voor het kribscherm en (onder) een voorbeeld van de gemeten resultaten<sup>3</sup>.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Hydraulische verkenning "Bord voor de kop", 27 juni 2005, RIZA

Het scherm wordt verder semidoorlatend uitgevoerd om een sterk dwarsverhang te voorkomen. Immers, een dwarsverhang kan op zichzelf ook weer wervels introduceren. De situatie- en uitvoerschetsen van in het groot uit te voeren damwandenscherm zijn weergegeven in Afbeelding 3 en Afbeelding 4.



*Afbeelding 3: Bovenaanzicht damwandscherm* 



Afbeelding 4: Zijaanzicht damwandscherm

De resultaten van deze kijkexperimenten beperken zich tot het kunnen doen van een uitspraak over de verschillen tussen de verschillende situaties. Kwantitatieve detail informatie kan er niet aan ontleend worden, dit omdat de schaling van een riviersituatie niet na te bootsen is in een laboratorium. Onbekend is bijvoorbeeld nog of de stroomcontractie die tussen scherm en krib plaats gaat vinden niet zorgt voor teveel extra uitschuring. Er zijn redenen om aan te nemen dat waar dat voor het laboratoriumexperiment niet het geval was, het dat wel zal zijn bij een echte opstelling. Om te kijken of de krib en scherm elementen stabiel blijven en om "kwantitatieve" informatie te krijgen over stroombeelden, sedimentatie en erosie rondom deze elementen is er een veldstudie ingepland bij een kribvak in de Waal. Ter hoogte van krib 946.625 in de Waal zal het damwandscherm geplaatst worden.

# Onderzoeksvragen

#### De hoofdvraag van het onderzoek

- Wat gebeurt er met de bodem na plaatsing van het scherm? Neemt de morfodynamiek af of toe? Met andere woorden:
- Nemen de kribvlammen en of ontgrondingskuilen af of toe?
- Ontstaat er een mogelijkerwijs situatie die leidt tot onstabiliteit van krib- en of schermconstructie?

#### Subvraag in het onderzoek

• Hoe kunnen we het gemeten stroombeeld karakteriseren in grootheden waarmee we een uitspraak kunnen doen over de aard ervan?

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Beide afbeeldingen komen uit Project Duurzame Vaardiepte Rijndelta. Reg. Nr. DVR-2005-009-T2

- Hoe verandert het stroombeeld onder invloed van het scherm?
- Kunnen we de gemeten bodemligging en verandering verklaren met de snelheidsmetingen?
- Oftewel: Begrijpen we waarom gebeurt dat wat gebeurt?
- Gebeurt er iets onverwachts?
  - Zo ja, wat en waarom dan?

#### Doelstelling

Het doel van het onderzoek is inzicht te krijgen in de processen die spelen rond een kribkop en inzicht te krijgen in de effecten van het plaatsen van een krib scherm.

# Hoofdstuk 2: Uitvoering van het onderzoek

Het onderzoek betreft een praktijkgericht onderzoek. Er worden metingen verricht nabij een testopstelling aan de kopzijde van een krip aan de linkeroever van de Waal. In eerste instantie gaat dit over metingen van de referentie situatie, deze water later nog eens herhaald vanwege gevonden problemen met de eerste metingen. In een later stadium waren metingen gepland voor de situatie met ingreep. Problemen met de vergunningen voor het plaatsen van de ingreep leidden echter tot het verschuiven van deze metingen tot na het verstrijken van de termijn van mijn onderzoek. Deze laatste metingen zal ik daarom in dit verslag niet behandelen.

Analyse van de referentiesituatie is gebeurd door het definieren van specifieke parameters, waarvan met behulp van snelheidsmetingen ter plaatste de waarde bepaald is. Deze parameters behandel ik later.

#### De ADCP

De snelheidsmetingen zijn gedaan met een ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler). Een ADCP stuurt met een bepaald interval (in dit geval 0.67 sec) een geluidssignaal ("ping") met een zeer hoge frequentie (600 MHz) verticaal door de waterkolom. Het geluid weerkaatst op aanwezige deeltjes in het water. Uit de tijd die het geluid nodig heeft om terug te kaatsen berekent de ADCP van welke diepte het signaal komt. Uit de frequentieverschuiving (het doppler effect) berekent de ADCP hoe snel het water op die diepte moet hebben gestroomd, met een hogere frequentie is de verschuiving beter te meten. De data wordt vervolgens gesorteerd naar een aantal cellen in de verticaal. Afhankelijk van de celgrootte (0.5 of 0.25 m) en de lokale waterdiepte zijn dit er meer of minder. De hardware en/of software geeft daarna voor iedere cel in de waterkolom een gemiddelde stroomsnelheid en richting.



Afbeelding 5: Links; (Schematisch) De ADCP verzamelt uit elke cel de gemiddelde stroomsnelheid en richting. Extrapolatie van de waarden op plaatsen waar door interferentie geen betrouwbare meting mogelijk is, nabij bodem en schip, leidt (uiteindelijk) tot een diepte stroomsnelheid en richting voor het ensemble. Rechts; Foto gemaakt van de realtime ADCP monitoring tijdens de tweede meetcampagne.

Normaal wordt de ADCP vooral gebruikt voor het meten van het debiet van een rivier, men vaart dan bijvoorbeeld van de ene oever naar de andere. In zowel de horizontaal als de verticaal zijn er gebieden waar geen meting mogelijk is, omdat het schip er vanwege de diepgang niet kan komen of omdat de wanden van het rivierprofiel veel interferentie geven en er geen betrouwbare meting mogelijk is. Om dezelfde reden is het de ping-frequentie aan een bepaald maximum gebonden. Weerkaatsingen van eerdere pings dienen te zijn uitgedempt voor er een nieuwe meting plaatsvindt. Des te dieper het water is, des te meer tijd er tussen de verschillende "pings" dient te zitten.

Om de meetinspanning te beperken is de veronderstelling gedaan dat het met een interval meten van elk stukje van het meetgebied een redelijke representatie is van de gegevens die we zouden hebben verkregen indien we een continue meetreeks van het hele gebied zouden hebben uitgevoerd. Over het aantal keer dat er dan gemeten werd en ook over het interval dat tussen de metingen moest zitten, wordt verderop meer gezegd.

#### Meetcampagne 1

#### (Zie Afbeelding 6 en Afbeelding 39)

Gedurende 4 meetsessies, tussen 28-9 en 3-10 2005 (ruim voor mijn stage) is er in langsraaien aan de linkeroever stroomopwaarts door het meetgebied in de Waal bij Brakel gemeten, 150, 130 en 110 meter uit de rivieras. Deze raaien worden vanaf nu respectievelijk raai 1, raai 2 en raai 3 genoemd. Hierbij zijn metingen van de bodempositie t.o.v een referentieniveau gedaan zijn. Tevens heeft de ADCP stroomsnelheden en richtingen gemeten over de gehele waterkolom.



Afbeelding 6: De metingen werden stroomopwaarts uitgevoerd. Van onder naar boven raai 1, raai 2 en raai 3.

Het inwinnen van de data is zoveel mogelijk gespreid in de tijd. Zodoende is een soort semi-stationaire informatie over het gehele interessegebied ingewonnen. Na elke passage werd het hele gebied doorgevaren alvorens een plek een volgend maal aan te doen. Een passage bestond dus uit het varen van raai 1, raai 2 en daarna raai 3 alvorens opnieuw te beginnen.

Deze metingen zullen de basis vormen voor de later te maken vergelijking tussen situatie voor en na ingreep. Dit is de eerste stap in antwoord op de vraag: Hoe verandert het stroombeeld en de bodemligging?

# Hoofdstuk 3: Inleiding op Theorie

De continuïteits vergelijkingen waarmee (ondiep water) stroming in het algemeen beschreven wordt, heeft geleid tot de definitie van enkele fysieke en non-fysieke stroomparameters. Enkele van deze parameters zijn van belang voor de stroming rond een krib.

Indien we erin slagen de waarden van deze parameters met onze metingen te bepalen, slagen we erin een brug te maken met de theorie over stroming. Dit helpt ons een uitspraak te doen over de relevantie van ons werk. In een later stadium (voor en na de ingreep) zeggen de verschillende parameters wat over de relatieve (veranderde) grootte van de bodemschuifspanning en de bodem morfologie.

## **Gemeten parameters**

De ADCP metingen leiden tot een dataset met de volgende dieptegemiddelde parameters.

- De coördinaten van de meting in rijksdriehoekstelsel coördinaten (voor latere implementatie in GIS)
- U (dieptegemiddelde lengte van de snelheidsvector, [m/s])
- $\theta$  (hoek van de snelheidsvector met het noorden, [grd])
- a (waterdiepte, [m])
- q (afvoer,  $[m^2/s]$ )
- C (Chezy coëfficiënt,  $[m^{1/2}/s]$ )
- v<sub>r</sub> (vorticiteit, [1/s])

#### Rasters

Gangbare hydraulische computermodellen maken gebruik van benaderingen van differentiaal vergelijkingen, waarbij in kleine ruimte en tijdstappen het verloop van een parameterwaarde berekend wordt. De grootte van deze stappen hangt o.a. af van de hoeveelheid beschikbare tijd, rekenkracht en data. Dit staat toe dat voor elke tijd en ruimte binnen het gebruikte domein en bereik, de gewenste parameter gedefinieerd is en gepresenteerd kan worden.

Om het werk te kunnen vergelijken met de theorie (of modellen daarvan afgeleid) dienen wij in staat te zijn om over het bekeken domein hetzelfde te kunnen zeggen. In het geval van de krib bij Brakel betekent dit dat de toegestane, danwel mogelijke, meetinspanning (tijd en ruimte ivm scheepvaart) bepaalt hoeveel metingen we kunnen doen. De gewenste nauwkeurigheid van data, afhankelijk van het aantal metingen in het domein, bepaalt daarom wat de kleinst mogelijke resolutie is waarmee we onze parameter kunnen presenteren voordat ruis in de data de nauwkeurigheid van de data serieus gaat belemmeren. Tot slot bepaalt de ruimte- en tijdschaal van verandering in de beoogde processen in hoeverre het wenselijk is de resolutie verder op de voeren.

Het op basis van X en Y coördinaten verzamelen van de meetpunten in een rekencel, of raster, geeft ons verder de mogelijkheid statistieken te verzamelen over locale veranderingen. De rekencellen waarmee we dit hebben gedaan zijn op twee verschillende manieren opgebouwd.

Het gekromde raster is gevormd naar de loop van de rivier en volgt de rivieras. (Zie *Afbeelding 7*) De dimensies van deze rastercellen zijn ongeveer  $20 * 20 \text{ m}^2$ . Het

tweede raster kan elke willekeurige afmeting hebben, maar houdt, omdat de cellen rechthoekig of vierkant zijn, geen rekening met de kromming van de rivier. (Zie *Afbeelding 8*)

Zie de bijlage op pagina 58 en de bijlage pagina 59 voor uitleg over de twee verschillende manieren waarop dit is gedaan.



Afbeelding 7: Projectie van het gekromde raster uit GIS op een luchtfoto. De punten geven aan voor welke cellen er metingen gedaan zijn en er dus celgemiddelde waarden bestaan.



Afbeelding 8: De schematische voorstelling van de het rechte raster. In dit geval met vierkante gridcellen van  $20*20 \text{ m}^2$ .

# GIS

Presentatie van de waarden van de parameters gebeurt in GIS. Het raster is weliswaar in GIS gepresenteerd, de berekeningen zijn gebeurd voor de invoering in GIS. Het raster is dus niets meer dan een virtueel hulpmiddel dat gebruikt wordt om een uitspraak te doen over de omstandigheden op de verschillende plaatsen in het kribvak. Het gekromde raster stond toe de metingen samen te nemen welke op basis van de stroomlijnen geacht mogen worden bij elkaar te horen, hierover later meer. Het rechte raster had als voordeel dat er makkelijk met de afmetingen gevarieerd kon worden. Dit gebruikten we omdat niet zeker was of het vooraf gedefinieerde grid niet te grof of te fijn is om de belangrijkste processen te vangen. Bij nader onderzoek bleek het probleem tweeslachtig:

- We moesten op zoek gaan naar de schaal van de processen die er spelen.
- We dienden voldoende metingen te hebben om op die resolutie niet teveel last te hebben van de ruis in de data. Over het aantal metingen dat nodig is wordt later meer gezegd.

Het gekromde grid is ontworpen met juist de meting in het oog. De meetdienst is zo goed mogelijk door het midden van de rastercellen gevaren. Het gevolg hiervan is dat voor presentatiedoeleinden het gekromde grid beter geschikt is omdat het voor elke cel binnen het interessegebied een waarde geeft (voor de data van de eerste meetcampagne). Het rechte (later gemaakte) grid heeft deze eigenschap niet. Verder bleek de resolutie van het gekromde grid voldoende grof, maar niet te grof om aan de bovenstaande twee eisen het hoofd te bieden (hierover later wat meer). Het gebruik van het gekromde grid voor de eerste dataset legde verder in principe op dat dit grid ook voor de tweede dataset gebruikt werd, immers wilde ik kunnen vergelijken. Om deze redenen zijn bijna alle GIS plaatje van dit verslag gemaakt met het gekromde grid.

#### Processen

Het verschil in hoek en grootte van de snelheidsvector tussen de enkele meting en het gemiddelde, en ook het verschil tussen verschillende cellen, is gebruikt om de mate van de processen op te sporen waarvan er een vermoeden van relevante bestaat dat ze invloed hebben op de rivierbodem:

- 1) De bodemschuifspanning.: Grootte:  $\frac{\tau}{\rho} = \frac{g * U^2}{C^2}$
- 2) De dieptegemiddelde stroomsnelheid: Grootte, richting en standaardafwijking van de grootte.
- De afschuiving tussen verschillende lagen als gevolg van Reynolds spanningen. (vervorming van een water element): Grootte en herkomst. Moleculaire- of turbulente viscositeit.
- 4) De vorticiteit/wervelsterkte (rotatie van een waterelement):

#### Korte voorstelling van de processen

De eerste twee genoemde processen zijn beiden sterk afhankelijk van de stroomsnelheid van het water. Bij de bodemschuifspanning wordt daarnaast rekening gehouden met de lokale ruwheidsparameter, de Chezy coefficient.

Onderstaand figuur (Afbeelding 9) laat de herkomst van de laatste twee genoemde processen zien. Verantwoordelijk voor vervorming door afschuiving en rotatie is het verschil in gemiddelde stroomsnelheid op de diverse plaatsen in het dwarsprofiel. De krachten die optreden worden uiteindelijk afgedragen op de bodemdeeltjes. Dit is de reden dat deze processen verondersteld worden relevant te zijn.



Afbeelding 9: Verschillen in stroomsnelheidtussen horizaontale en vertikale lagen zorgen voor afschuiving en vorticiteit. De schaal van de waterelementen in de afbeelding is overdreven in vergelijking met de schaal van het dwars- en langsprofiel.



Afbeelding 10: (Schematisch)De wervelstraat

(Zie Afbeelding 10) De afbeelding geeft een overzicht van de zaken waar we naar op zoek zijn om dynamica in het kribsysteem op te sporen. Data uit het gebied van de wervelstraat zou, indien er wervels passeren, een wat grotere standaarddeviatie in de snelheidsvector U moeten bevatten dan data verzameld buiten de wervelstraat. Het passeren van een wervel doet de stroomsnelheid lokaal immers en/of juist afnemen, hetgeen in principe een relatief grote spreiding in de snelheid en richting van het water tot gevolg zou moeten hebben. Ook mag verwacht worden dat op deze locatie de lokale snelheidsgradiënten groter zijn. De wervels kennen een pulserend karakter met een tijdschaal van ongeveer 30 seconden en een grootte van enkele meters.



Afbeelding 11: Aan de lijzijde van de krib begint de wervelstraat (donkere kleur). De stroming is van rechts naar links.

Voor het bepalen van de drie processen kon genoeg informatie herleid worden uit de waarde van eerder genoemde parameters of konden we benodigde grootheden herleiden uit de verkregen parameters. Dat wat we hiermee verkregen hielp ons antwoord te geven op de eerste subonderzoeksvraag die ging over hoe we het stroombeeld karakteriseren.

Omdat genoemde zaken effecten van vergelijkbare bronnen leken te hebben, moest nog gekeken worden naar hoe de parameters het beste behandeld (interpolatie, middeling) konden worden en moest gekeken worden of er geen effecten "dubbel" geteld werden. Dergelijke vermoedens werden nog eens bevestigd door de aanwezigheid van vergelijkbare termen in de theorie over genoemde processen.

#### Proces 1: De definitie van de bodemschuifspanning

Alle meetpunten werden zoals gezegd verzameld in een rekencel. Tussen de verschillende raaien zat een aantal minuten oftewel een hoeveelheid tijd die een orde stap groter was dan het tijd van het loslaten van een wervel. Hierdoor werd de kans het grootst dat over de gehele meting gemiddeld in elke rekencel meetpunten uit elk deel van het proces tussen de vorming en het loslaten van een wervel zaten en we dus in het bezit kwamen van goede tijdgemiddelde, dieptegemiddelde waarnemingen.

De bodemschuifspanning hangt onder andere af van de stroomsnelheid in het kwadraat. Uit Afbeelding 12 wordt duidelijk waarom echter de gemiddelde stroomsnelheid alleen niet voldoende was voor een totaalbeeld.

Als we in de modellering van een stationaire stroming uitgaan zal het passeren van een wervel met loslaatperiode T het volgende beeld laten zien (grafiek 1). De 4 bolletjes stellen het aantal (4 in dit geval) metingen van de dieptegemiddelde snelheid voor. De gemiddelde stroomsnelheid  $u_{gem}$  en de fluctuaties eromheen  $u'_i$  komen tevoorschijn. Grafiek 2 geeft aan dat hoewel de gemiddelde snelheid gelijk kan zijn aan 0 er nog steeds bodemschuifspanning op kan treden als gevolg van de fluctuaties in de tijd. Deze zijn in dit voorbeeld gemiddeld gelijk aan 0, maar er dient wel rekening mee gehouden te worden.

Verder dienen er voldoende metingen meegenomen te worden omdat de loslaat periode T van de wervel onbekend blijft. Met meer meetpunten wordt de tijdsgemiddelde stroomsnelheid preciezer bepaald en wordt de spreiding rondom de gemiddelde stroomsnelheid beter in kaart gebracht waardoor er uiteindelijke meer bekend wordt over de schuifspanning. Grafiek 2 geeft weer hoe zowel  $u_{gem}$  als u' veranderen zouden kunnen bij het meenemen van extra punten.



Afbeelding 12: Metingen aan stroomsnelheden

We stellen voor de grootte van een snelheidsvector de stelling van Pythagoras:  $U^2 = u^2 + v^2$ , waarbij de u en de v respectievelijk de snelheidscomponenten van een vector in x, respectievelijk y richting zijn.

Om de tijdsgemiddelde u<sup>2</sup> (v<sup>2</sup> gaat analoog) te bepalen wordt er dus gedaan alsof elk punt informatie bevat over de wervelsterkte die er heerst. We maken een afweging over hoe we de spreiding in de snelheid behandelen. Immers juist daar waar de snelheid extreem is, zal de bodemschuifspanning, welke zoals gezegd kwadratisch van de snelheid afhangt, de grootste bijdrage leveren aan de tijdsgemiddelde waarde. We integreren u<sup>2</sup> over de gehele periode T om zo de tijdsgemiddelde waarde te krijgen.

$$\frac{1}{T}\int_{0}^{T}u^{2}dt$$

Omdat we deze bepalen uit de sommatie van n metingen van  $u_i$ , bestaande uit gemiddeld signaal  $\bar{u}$  en fluctuaties u', discretiseren we dit als volgt:

$$\frac{1}{T}\int_{0}^{T}u^{2}dt = \frac{1}{n}\sum(u_{i}^{2}) = \frac{1}{n}\sum(u_{i}-\bar{u})^{2} + \bar{u}^{2} = \sigma_{u}^{2} + \bar{u}^{2}$$

Dit is zo immers:

$$u_{i}' = u_{i} - \overline{u}$$

$$u_{i}'^{2} = (u_{i} - \overline{u})^{2}$$

$$\overline{(u_{i}')^{2}} = \overline{(u_{i} - \overline{u})^{2}}$$

$$\overline{(u_{i}')^{2}} = \overline{(u_{i} - \overline{u})(u_{i} - \overline{u})} = \overline{(u_{i})^{2} - 2\overline{u}U_{i} + \overline{u}^{2}}$$

$$\overline{(u_{i}')^{2}} = \frac{1}{n} \sum (u_{i})^{2} - 2\overline{u}\frac{1}{n} \sum (u_{i}) + \overline{u}^{2}$$

$$\overline{(u_{i}')^{2}} = \frac{1}{n} \sum (u_{i})^{2} - 2\overline{u}\overline{u} + \overline{u}^{2}$$

$$\overline{(u_{i}')^{2}} = \frac{1}{n} \sum (u_{i})^{2} - 2\overline{u}\overline{u} + \overline{u}^{2}$$

We definiëren nu de bodemschuifspanning als een functie van gemiddelde snelheid u en v en een de fluctuatie eromheen.

$$\frac{\tau_b}{\rho} = \frac{g}{C^2} U^2$$
$$U^2 = u^2 + v^2.$$

De standaarddeviaties van de componenten mogen gewoon opgeteld worden. Voor de grootte van de vector geldt de driehoeks regel.

De tijdsgemiddelde bodemschuifspanning wordt dan:

$$\frac{\tau_{b}}{\rho} = \frac{g}{C^{2}} \left( u^{2} + \sigma_{u}^{2} + v^{2} + \sigma_{v}^{2} \right)$$

De berekening van de Chézycoëfficiënt met behulp van het snelheidsprofiel is als volgt gebeurd<sup>5</sup>:

$$\frac{\sqrt{g}}{\kappa C} = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} \left(\frac{U_i}{U} - 1\right) \left(\ln\left(\frac{z_i}{a}\right) + 1\right)}{\sum_{i=1}^{i=n} \left(\ln\left(\frac{z_i}{a}\right) + 1\right)}$$

met  $\kappa$  (von Kármán constante) = 0.41,  $z_i$  de hoogte van de cel t.o.v. de bodem, a de waterdiepte ter plaatse. U<sub>i</sub> de snelheid op hoogte  $z_i$ .

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> Bodemruwheid wordt geschat op basis van evenwichtsgrenslaagstroming (riza werkdocument 2002.202x), met voor de Chézycoefficient een maximum van 200 m $^{0.5/s}$  en een minimum van 10 m $^{(0.5)/s}$ 

#### Proces 2: De dieptegemiddelde stroomsnelheid

De dieptegemiddelde stroomsnelheid en richting wordt analoog aan proces 1 berekend.

#### **Proces 3: Afschuifing**

De genoemde fluctuaties in snelheid zorgen ook voor spanningen tussen lagen water.

$$\overline{\mathbf{v}'\mathbf{u}'} = \overline{(u_i - \overline{u})(v_i - \overline{v})}$$
$$\overline{\mathbf{v}'\mathbf{u}'} = \frac{1}{n} \sum u_i v_i - \overline{uv}$$

De Boussinesq benadering stelt:

$$\overline{\mathbf{v}'\mathbf{u}'} = \frac{\tau_z}{\rho} = v_t \left[\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial x}\right]$$

Wat weer leidt tot:

$$v_{t} = \frac{\frac{1}{n} \sum u_{i} v_{i} - \overline{u} \overline{v}}{\left[\frac{\partial \overline{v}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{u}}{\partial x}\right]}$$

De eenheid van deze turbulente viscositeitscoëfficiënt is:

$$\upsilon_{i} = \frac{\frac{1}{n} \sum u_{i} \upsilon_{i} - \overline{u} \overline{\upsilon}}{\left[\frac{\partial \overline{\upsilon}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{u}}{\partial x}\right]} = \frac{\left[\frac{m^{2}}{s^{2}}\right]}{\left[\frac{m}{s.m}\right]} = \left[\frac{m^{2}}{s}\right]$$

#### Proces 4: Definitie van de vorticiteit

Zie Afbeelding 9: Bovenaanzicht).

De vorticiteit is de parameter die de rotatie van een waterelementje beschrijft, de parameter is als volgt gedefinieerd:

$$\upsilon = \left[\frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial x}\right]$$

Vorticiteit in het u - v vlak wordt gekenmerkt door sterke gradiënten in x en y richting.

Deze vorticiteit willen we op twee manieren bepalen en vervolgens willen we kijken wat het beste werkt. We kijken naar:

- De gradiënten tussen verschillende celgemiddelde waarden.
- De vorticiteits aanzet in elk meetpunt.

Deze keuze heeft te maken met het aantal meetpunten dat we hebben. Het belangrijkste verschil tussen beide methodes is de schaal waarop naar het proces gekeken wordt. Hierover wordt later meer gezegd.

#### Gradiënten tussen verschillende cellen

De gradiënt term  $\left[\frac{\partial \overline{v}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{u}}{\partial x}\right]$  komt als volgt tot stand:

(Zie *Afbeelding 13*) De gradiënt voor iedere gridcel, (gridcel 0) wordt gediscretiseerd door lineaire interpolatie van de celgemiddelde waarden voor u resp. v. van de omliggende cellen. Deze gradiëntterm discretiseren en benaderen we als volgt:



Afbeelding 13: De gradiëntterm wordt met de omliggende cellen bepaald. In de afbeelding is dit voor het rechte grid gedaan.

Indien de buurcellen geen data bevatten, wordt er geen waarde berekend. De oriëntatie van het assenstelsel t.o.v. bijvoorbeeld de rivieras heeft geen effect op de waarde van de gradiëntterm. Om tot een vorticiteit te komen wordt vermenigvuldigd met enkele parameters die niet afhankelijk zijn van het stroombeeld. De afbeelding laat zien hoe de berekening verloopt voor het tweede, rechte grid. De volgende paragraaf laat zien hoe rekening gehouden wordt met het feit dat de rivier (en een gemiddelde gridcel) in het interessegebied juist niet recht, maar gekromd is.

#### Vorticiteit naar de rivieras

We kunnen de vorticiteit ook bepalen voor het gekromde assenstelsel "Geroteerde" coördinaatstelsels s,n worden als volgt lineair in punt  $x_0$ ,  $y_0$  (m, n) benadert:



De rotatie  $\alpha$  van rastercel (m, n) is met de x en y coördinaten van de betreffende rastercel (m, n) en de stroomafwaartse rastercel (cel coördinaten: m, n +1) gedefinieerd.

$$\alpha = ATAN\left(\frac{y_0 - y_1}{x_0 - x_1}\right)$$

$$v = \left(\frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial x}\right)$$

$$u = U \cos\theta$$

$$v = U \sin\theta$$

$$s = x \cos\alpha + y \sin\alpha$$

$$n = -x \sin\alpha + y \cos\alpha$$

$$\frac{\partial v}{\partial y} = \sin\alpha$$

$$\frac{\partial v}{\partial y} = \cos\alpha$$

$$\frac{\partial a}{\partial y} = \cos\alpha$$

$$\frac{\partial a}{\partial x} = -\sin\alpha$$

$$\frac{\partial v}{\partial y} = \frac{\partial v}{\partial s}\frac{\partial s}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial n}\frac{\partial n}{\partial y} = \sin\alpha\frac{\partial v}{\partial s} + \cos\alpha\frac{\partial v}{\partial n} = \sin\alpha\sin\theta\frac{\partial U}{\partial s} + \cos\alpha\sin\theta\frac{\partial U}{\partial n}$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \frac{\partial u}{\partial s}\frac{\partial s}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial n}\frac{\partial n}{\partial y} = \cos\alpha\frac{\partial u}{\partial s} - \sin\alpha\frac{\partial u}{\partial n} = \cos\alpha\cos\theta\frac{\partial U}{\partial s} - \sin\alpha\cos\theta\frac{\partial U}{\partial n}$$

$$\left[\frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial x}\right] = (\sin\alpha\sin\theta - \cos\alpha\cos\theta)\frac{\partial U}{\partial s} + (\cos\alpha\sin\theta + \sin\alpha\cos\theta)\frac{\partial U}{\partial n} = (\cos(-\alpha+\theta))\frac{\partial U}{\partial s} + (\sin(\alpha+\theta))\frac{\partial U}{\partial n}$$

ds en dn worden benaderd door de lengte van een rechte lijn tussen de punten. Net als bij het rechte grid (zie *Afbeelding 13*) worden de dU termen bepaald uit het verschil in vectorgrootte met de omliggende cellen. Deze methode is in de verdere loop van het verslag gebruikt daar waar de waarde voor de vorticiteitsterm berekend is voor het gekromde grid.

#### Inschatting van de lengteschaal van het vorticiteitproces

Het is interessant om te kijken op wat voor ruimtelijke schaal de vorticiteit zich aanpast aan de lokale omstandigheden. Het theoretische model<sup>6</sup> stelt dat de grootheid v / h (de potentiële vorticiteit) met de stroming wordt meegevoerd, waarbij er gaandeweg exponentiele aanpassing plaatsvindt naar een evenwichtssituatie toe. Deze aanpassing hangt af van de kromming van de stroming (de sinuositeit of kromtestraal van de rivier) en de bodemhelling dwars op de stroming.

De Vriend stelt dat de deze exponentiele afname de oplossing is van:

$$hU\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{v}{h}\right) = \frac{-2g}{C^2}\frac{U}{h}v - \frac{g}{C^2}\frac{U^2}{hR}$$

 $(vgl. II.45)^{\circ}$ 

Hierbij is de term die de bodemhelling dwars op de stroming voorstelt weggelaten, dit mag omdat deze term alleen zegt hoe de vorticiteit in dwarsrichting verandert en we alleen geïnteresseerd zijn in de oplossing parallel aan de stroomrichting. We doen de aanname dat de oplossing te benaderen is door van alle parameters de celgemiddelde waarde te nemen van de rooster cellen.

De Chezy waarde is constant (50 m<sup>1/2</sup>/s) verondersteld en en de meest bovenstroomse celvoriciteit (vau) als randvoorwaarde te nemen en deze vergelijking te discretiseren in een numeriek schema. Voor de horizontale stap, dx, is de cellengte genomen. R [m] staat voor de straal van de stroomlijnen, welke berekend is aan de hand van de coördinaten van het raster. Zie bijlage 8 op pagina 64 voor de gebruikte methodiek achter de berekening van deze straal. h is de waterdiepte [m] en U [m] de grootte van de dieptegemiddelde snelheidsvector. De oplossing is weergegeven in de afbeelding. (Zie *Afbeelding 14*) De lengteschaal wordt weergegeven door de zwarte lijnen, welke voor elk van de drie raaien met elkaar overeenkomt.

Theoretisch is deze gelijk aan:  $\lambda_w = \frac{C^2}{2g}h$ 

Met een Chezy waarde van 50 m<sup>1/2</sup>/s en een waterdiepte van 3 meter is dat gelijk aan ongeveer 400 meter. Deze waarde komt overeen met de waarde die men op grond van de afbeelding mag verwachten.

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup> Cursus 2-D Riviermorfologie, WL / TU Delft, 15 mei 1999, De Vriend



Afbeelding 14: Lengteschaal afname vorticiteit wordt gegeven door de helling van de raaklijn aan de initiele afname en de afstand die de lijn overbrugt totdat de raaklijn door de 0 heen gaan.

Deze lengteschaal (400 meter) is een factor twee groter dan de afstand tussen de kribben (200m). Dit impliceert dat de lengteschaal van deze forcering dominant is over het natuurlijke verloop en dat de vorticiteit zich niet kan aanpassen aan de lokale situatie. De verwachting is daarom dat de waarde van de vorticiteits parameter wellicht een uitgesmeerd karakter zal vertonen met weinig variatie op de verschillende afstanden vanaf de krib in lengterichting gezien. In breedte richting (van en naar de rivieras) wordt nog wel variatie verwacht.

#### **Tijdschaal vorticiteitsproces**

Naast de lengteschaal van het vorticiteitsproces zijn we ook op zoek naar de tijd(schaal), T, waarin een wervel zich opbouwt en loslaat. Een dimensieloos getal dat vaak gebruikt wordt om oscillerende stroommechanismen te beschrijven is het Strouhal<sup>7</sup> getal:

$$Sr = \frac{fL}{U}$$

Met f de frequentie van het loslaten van de wervel, L de charakteristieke lengte en U de stroomsnelheid. Het Strouhal getal is een functie van het Reynoldsgetal. In de regio 200 < Re < 200.000 wordt de waarde van dit getal gelijk geacht aan 0.2. We stellen via f = 1 / T:

 $T = \frac{L}{Sr * U}$ 

(Zie Afbeelding 15) Voor de ondergrens van L nemen we de water diepte, L = a, met a = 3m. Voor de bovengrens van L nemen we L = m \* a, met a = 5m.

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup> http://en.wikipedia.org/wiki/Strouhal-Number

Voor U nemen we 0.6 m/s (zie Afbeelding 18). De periode van T mogen we zodoende verwachten tussen:



Afbeelding 15: De vorticiteit wordt geforceerd door de kripkop, de karakteristieke lengteschaal voor de wervel loslaatperiode halen we daarom uit de afmetingen van de kribkop.

# Hoofdstuk 4: De eerste dataset

# Verkenning van de eerste referentiedata en resultaten

#### Data verzamelen

Aan het begin van de stage lag er al een dataset van snelheids- en bodemmetingen gemaakt in het interessegebied. Het idee is ontstaan dat de snelheidsmetingen gedaan met de DHCP in eerste instantie een dataset op had geleverd die te onnauwkeurig was om feitelijke conclusies aan op te hangen. Zaak was om te bestuderen wat er eventueel aan verbetering mogelijk was in de manier van data winning en aan de hand daarvan een nieuwe meetcampagne op te stellen om die vervolgens uit te voeren. Dit hoofdstuk behandelt de eerste dataset op basis waarvan de tweede dataset, welke in het volgend hoofdstuk behandeld wordt, ontworpen is.

De presentatie van de berekende en gemeten waarden in met behulp van GIS gedaan. In bijlage 7 pagina 61 staat uitgelegd hoe vanuit de berekende waarden voor elke cel de data naar GIS geëxporteerd kan worden.



Afbeelding 16: Gemeten bodemligging in [cm] t.o.v. NAP

(Zie *Afbeelding 16*) Door middel van een multibeam meting is tijdens een van de meetdagen van de eerste campagne de bodemligging van het interesse gebied vastgelegd. Bovenin bevindt zich de diepere buitenbocht met daarin ook de vaargeul.

De waarde van de verklarende parameters genoemd in hoofdstuk 2 worden nu één voor één bepaald volgens genoemde methodieken. Aan de hand van de uitkomst worden de eerste voorzichtige conclusies genoemd en de aanbevelingen gedaan voor de tweede meetcampagne.

## De gemeten stroomsnelheid

Als eerste verklarende parameter is de dieptegemiddelde snelheid genoemd. (Zie *Afbeelding 17*) In de afbeelding is weergegeven hoe de diepte- en tijdsgemiddelde stroomsnelheid en richting in het gebied waren tijdens de eerste referentiemetingen.

Voor presentatie doeleinden zijn de groottes van de snelheidsvectoren ook weergegeven in de kleur van de cel waartoe elke vector behoort. Donkere kleuren komen overeen met een grote snelheid.



Afbeelding 17: Boven: Gemeten stroomsnelheid en richting U cm/s. Onder: Detail. De waarde 0 komt overeen met "geen data".

Stroomsnelheid U [cm/s]



*Afbeelding 18: De stroomsnelheid van de verschillende raaien uitgezet tegen de mcoordinaat.* 

(Zie Afbeelding 17 en Afbeelding 18) Uit de huidige dataset komt naar voren dat het water richting de rivieras sneller stroom dan nabij de oever. Net bovenstrooms van de kribvakken treedt convectie van de stroming op. De stroomsnelheid neemt toe en de richting is naar de rivieras toe georiënteerd. Benedenstrooms van het kribvak divergeert de stroming weer. De pijlen staan gericht op de oever, het kribvak in.



Afbeelding 19: Dieptegemiddelde stroomsnelheid en richting en de bodemligging t.o.v. NAP.

(Zie Afbeelding 19) De afbeelding is een combinatie van de bodemligging en de dieptegemiddelde snelheidsvector. Op de plaatsen waar de stroming divergeert, liggen de stroombanen verder uit elkaar. Het is aannemelijk dat dit proces gepaard gaat met een verminderde transport capaciteit van het water. Dit zou de ondieptes of kribvlammen op deze locaties verklaren. Nabij de kribkoppen, waar we de stroming zien convergeren, zien we een toename van de diepte. In de richting van de rivieras nemen de stroomsnelheid en de waterdiepte toe. De dieptegemiddelde snelheidsvector lijkt op zichzelf dus een goede voorspeller te zijn voor de bodemmorfologie.

Eerder sprak ik de verwachting uit dat de wervels komend vanaf de kop van een krib gepaard zouden gaan met een verwachtte grotere tijdsafhankelijke variatie in gemeten snelheid. Een geschikte uitdrukking van deze variatie wordt gegeven door de standaarddeviatie van de gemeten stroomsnelheid. Hierop volgend is deze deviatie voor elk van de drie langsraaien uitgezet tegen de lengtecoördinaat van de rivier. Het doel hiervan is uitvinden of we deze dynamiek op deze wijze op kunnen sporen en een indicatie te krijgen of deze verklarend is voor de bodemmorfologie.

#### Standaarddeviatie U per raai 30 25 [cm/s] raai1 raai2 raai3 20 standaarddeviatie U 10 0 50 45 40 35 30 25 20 15 10 5 0 m coordinaat

#### De standaarddeviatie van gemeten stroomsnelheid U

*Afbeelding 20: De standaarddeviatie in de grootte van de gemeten stroomsnelheid U voor elke langsraai. Eenheid: [cm/s]* 

(Zie Afbeelding 20) Voor iedere langsraai is de standaarddeviatie van de gemeten stroomsnelheid uitgezet tegen de locatie in het gebied. Opvallend is dat deze standaardafwijking niet lijkt zozeer af lijkt te hangen van de locatie van de meting, als wel van het aantal metingen dat er heeft plaats gevonden. De uitschieters aan de rechterzijde van de grafiek worden verklaard door een lager aantal metingen gecombineerd met een aantal uitschieters in de metingen ter plaatse.

#### Vorticiteit

De tweede mogelijke verklarende parameter is de vorticiteit. Zoals eerder gezegd is er op twee manieren naar de vorticiteit gekeken:

- De voticiteits aanzet in elk meetpunt.
- De gradiënten tussen verschillende celgemiddelde waarden.

De eerst genoemde, meer experimentelere aanpak bleek niet te leiden tot een geschikte manier om de lokale vorticiteit uit te drukken. Deze resultaten en de analyse ervan zijn daarom weergegeven in de bijlage 1 op pagina 48

De tweede aanpak lost een deel van de problemen op die genoemd worden in de bijlage. Door eerst de snelheden naar een celgemiddelde waarde te middelen en vervolgens de gradiënttermen te bepalen schakelen we het probleem met de beperkte nauwkeurigheid in de positie uit. Wel leggen we zodoende een eis op aan het aantal cellen dat nodig is om de vorticiteit te kunnen bepalen. Indien we de eis opleggen van 4 buurcellen (Zie *Afbeelding 13*) kunnen we alleen alleen de vorticiteit voor de cellen in raai 2 bepalen. Benedenstaand is het resultaat voor deze handeling. Eraan toegevoegd zijn twee methodes en de bijbehorende resultaten. Hiermee wordt het probleem van de beperkte scope deels opgelost, maar wordt naar verwachting wel een grotere onnauwkeurigheid in de parameterwaarde geïntroduceerd. Aan het eind worden de resultaten onderling vergeleken.

Afbeelding 21: De vorticiteitsbepaling aan de hand van de dieptegemiddelde snelheid van de omliggende cellen voor het gekromde raster, voor een drietal verschillende rekenschema's:



1. De vorticiteit met een schema dat de waarde centraal in de ruimte bepaalt:

Duidelijk zichtbaar is een toename in de absolute waarde van de vorticiteits aanzet stroomafwaarts van de kribkoppen.

2. De vorticiteit bepaald door de stroomafwaartse celwaarde:



Minder nauwkeurig, maar met een bredere scope dan het eerste schema is de wervelsterkte toename stroomafwaarts van de kribkoppen duidelijk te zien. Omdat vorticiteit een grootheid is die (net als bijvoorbeeld vervuiling) stroomafwaarts wordt meegevoerd lijkt het een logischere oefening stroomopwaarts te kijken. Dat is met de volgende, methode gedaan.

3. De vorticiteit bepaald door de stroomopwaartse stroomsnelheid:



#### Vergelijken van de resultaten

Afhankelijk van het schema dat we kiezen krijgen we een uitkomst voor 1 of 2 van de verschillende raaien. Echter geven alle drie de schema's een waarde voor de middelste raai. Om te kijken wat het effect van de keuze van het schema is, vergelijken we de berekende waarde voor de vorticiteit in de middelste raai.



Uit de afbeelding kan geconcludeerd worden dat het tweede schema het minste aantal uitschieters geeft en dat deze het centrale schema het beste volgt. Vorticiteit wordt

volgens het fysisch proces stroomafwaarts getransporteerd. Ook dit geeft aan dat het stroomopwaartse schema een betere keus is dan het stroomafwaartse.

# **Reynoldse spanningen**

De in hoofdstuk 3 genoemde uitdrukking voor de Reynoldse spanningen geeft de volgende resultaten voor het interessegebied. (Zie Afbeelding 22)



 $\overline{A}$ fbeelding 22: Reynoldse spanningen u' \* v' [dm<sup>2</sup>/s]

Duidelijk mag zijn dat er geen directe relatie opvalt tussen de verschillende lengte locaties ten opzichte van de kribben en de (absolute) waarde van de theoretische Reynoldse spanningen.

Om te zien of hier eventueel aan de hand is controleren we de validiteit van de gebruikte Boussinesq op onze dataset.



dv/dy + dudx [1/1000 s]

Afbeelding 23: Validiteit van Boussinesq benadering

Bovenstaande figuur laat zien in hoeverre de gebruikte Boussinesq benadering blijkt te kloppen voor ons interesse gebied. De gebruikte benadering:

 $\overline{\mathbf{v}'\mathbf{u}'} = \frac{\tau_z}{\rho} = v_t \left[ \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial x} \right]$  zou er in het ideale geval voor zorgen dat er een rechte lijn

door de puntenwolk te trekken is met een helling die te maken heeft met de turbulente viscositeitsterm. Hieruit valt te concluderen dat:

Óf de bepaling van de Reynoldse spanningen op de manier zoals beschreven blijkbaar wat te wensen over laat,

óf dat de dataset ongeschikt is om de parameterwaarde nauwekeurig genoeg te bepalen.

Eerder is het vermoeden uitgesproken dat de wervels in de wervelstraten vanwege hun lengte en tijdschaal in theorie samen gaan met een grote standaarddeviatie in de stroomsnelheid op locaties waar deze processen zich voltrekken. Omdat het bepalen van de standaarddeviatie in de stroomsnelheid een stuk eenvoudiger is dan het werken met rekencellen, is het daarom interessant om te zien of juist de standaarddeviatie gebruikt kan worden om een uitspraak te doen over de grootte van de beschouwde processen.

In de volgende drie figuren is de standaard deviatie in de grootte (niet de richting) van de celgemiddelde stroomsnelheid vergeleken met de drie parameters waarmee we respectievelijk de Reynoldse spanningen en de vorticiteit hebben gedefinieerd:

• (1) 
$$\overline{v'u'}$$
  
• (2)  $\left[\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial x}\right]$   
• (3)  $\left[\frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial x}\right]$ 

Omdat de toepasbaarheid van de Boussinesq benadering op onze dataset niet overtuigend leek is zowel de vergelijking met (1) als met (2) gemaakt.





Uit de drie figuren blijkt geen echte ondersteuning voor het gebruik van de standaarddeviatie van de snelheid voor het doen van een uitspraak over de grootte van de dynamische processen.

## **Bodemschuifspanning:**

De bodemschuifspanning als gevolg van de stroomsnelheid en de bodemruwheid is

eerder gedefinieerd als:  $\frac{\tau}{\rho} = \frac{g^* U^2}{C^2}$ . We zeiden daarbij dat de Chézy coëfficiënt als

constant beschouwd mocht worden. Met het in de literatuurlijst genoemde RIZA werkdocument is deze Chezyparameter voor elk van de gridcellen bepaald, dit om een uitspraak te kunnen doen over de juistheid van de aanname van "constantheid" en om te kijken of de gemeten situatie klopt met de wat uit de literatuur bekend is over de Chézy coëfficiënt. Indien de constantheid te verdedigen valt kunnen we zeggen dat de bodemschuifspanning uitsluitend varieert met de stroomsnelheid. Het meten van de stroomsnelheid is dan voldoende te noemen om een uitspraak de doen over de relatieve bodemschuifspanning in ons gehele domein.

In Afbeelding 24 is voor elk van de drie raaien de berekende Chézy parameter weergegeven.



Berekende Chezy coefficient

Berekende Chezy coefficient



m - coordinaat

#### Berekende Chezy coefficient



Afbeelding 24 De berekende Chézy parameter voor elk van de drie raaien.

De aanname van constantheid en correctheid kan gerechtvaardigd worden op basis van de berekeningen. Als relatieve maat voor de bodemruwheid volstaan we dus met een uitspraak over de relatieve stroomsnelheid in het kwadraat.

#### Conclusies over de resultaten van de eerste meetcampagne

Op basis van de eerste dataset en de beschreven methodieken valt de conclusie te trekken dat de gemiddelde stroomsnelheid de beste parameter is om te bepalen waar de krachten op bodemdeeltjes en de invloed op de bodem het grootst zijn. Zowel theorie als waarnemingen bevestigen dat het niet nodig is om de Chézy parameter nog eens apart te bepalen.

De Reynoldse spanningen en de waarde van de vorticiteits parameter blijken op basis van deze dataset en/of met deze methodieken niet een manier te zijn te verklaren en in een later stadium (na ingreep) te voorspellen wat er met de bodem gebeurt.

De standaarddeviatie in de snelheid lijkt redelijk uniform over het beschouwde domein. Het effect van wervels op plaatsen waar men deze mag verwachten, zoals nabij de kribkop, leidt niet tot een toename in deze spreiding. Een vermoeden dat hiermee ontstaat is dat met de gebruikte apparatuur niet voldoende nauwkeurig gemeten kan worden, danwel dat het effect van de wervels te klein is om op te vallen in vergelijking tot de meetfout. De bevestiging van dit vermoeden wordt gegeven door het ontbreken van samenhang tussen de standaarddeviatie in de snelheid en de berekende grootte van de Reynoldse spanningen en de wervelsterkte. De vorticiteits parameter, met name bepaald met het centrale schema, lijkt goed samen te hangen met de plaats waar de wervelstraat zich bevindt. Wel is het zo dat om de parameter over een bredere scope te bepalen er over een breder stuk van de rivier gemeten moet worden.

De zaken omtrent scope en meetnauwkeurigheid hebben geleid tot aanbevelingen die bij het ontwerp van de tweede meetcampagne zijn meegenomen.

## Aanbevelingen voor ontwerp nieuwe meetcampagne

#### meetnauwkeurigheid

Voor het ontwerp van een nieuwe meetcampagne is gekeken naar de nauwkeurigheid van de eerste meetcampagne.

(Zie Afbeelding 6) Met de gemiddelde vaarsnelheid van 2,5 m/s passeerde de ADCP, met een interval van ongeveer een kwartier, iedere cel in een tijd waarin er ongeveer een zestal waarnemingen gedaan kunnen worden. In eerdere analyses is er vanuit gegaan dat elke ping die de ADCP heeft gedaan binnen een rastercel een onafhankelijke stochastische waarneming is. Het ping-interval waarmee de ADCP haar data heeft verzameld (0.67 seconde) legt echter op dat de waarnemingen van een enkele raai van een bepaalde cel sterker met elkaar gecorreleerd zijn dan waarneming uit verschillende raaipassages. Uit de data van drie verschillende cellen blijkt dit ook:

Cel (m, n)	cel (4,16)	cel (5,17)	cel (6,18)
Standaard deviatie van alle data [cm/s]	16.87	16.36	17.16
Gemiddelde standaard deviatie per raai			
passage [cm/s]	11.88	11.22	10.42

De data gemeten binnen een enkele raai vertoont significant minder spreiding dan alle data voor die cel bij elkaar.

Het is interessant voor het ontwerp van de nieuwe campagne om te kijken waar dit verschil in spreiding vandaan zou kunnen komen. Mogelijkerwijs is in de loop van de campagne de afvoer significant veranderd of heeft het getij een belangrijke invloed gehad.

(Zie Afbeelding 37 en Afbeelding 38 in bijlage 3) Voor een drietal cellen uit de verschillende raaien gelegen net aan de lijzijde van een kribkop zijn de waarnemingen in tijdseries gebundeld. De ADCP geeft bij elke meting de datum en tijd weer, op basis daarvan kon dit eenvoudig gedaan worden: Elke data is vertaald naar een tijdscode, met als nulpunt de tijd van de eerste waarneming. De tijd tussen de verschillende passages is weggeknipt om zodoende in een figuur alle data te kunnen presenteren. Wel heeft de data nog de juiste volgorde en komen korte meetintervallen overeen met kleine horizontale afstand tussen de data. Het voordeel is dat zodoende duidelijk wordt hoe de gemiddelden en de spreiding in de data gedurende de gehele meetcampagne hebben gevarieerd.

Uit de afbeeldingen blijkt dat er op de grootste termijn, 4 dagen, geen trend in verandering van afvoer waar te nemen is. De stroomsnelheid is niet toegenomen en ook de waterstand is niet systematisch toe- of afgenomen.

Uit de standaardafwijking komt naar voren dat de meetfout in een enkele passage hoger is dan de variatie die men als gevolg van wervels mag verwachten, waardoor deze in principe ook niet echt meetbaar waren. Een onderzoek naar de vaarsnelheid tijdens de campagne heeft ertoe geleid dat er tijdens de eerste meetcampagne sneller is gevaren dan voor de gewenste nauwkeurigheid wenselijk is. De ADCP moet immers corrigeren voor de vaarsnelheid van het schip. Bij het ontwerp van de tweede campagne is daarom rekening gehouden met een lagere vaarsnelheid.

#### Scope

De methodiek voor de bepaling van de vorticiteit die de meest betrouwbare resultaten leek te geven (het centrale schema) bleek ook de methodiek te zijn waarvoor er meer in de breedte gevaren diende te worden om een voldoende brede scope te houden. De tweede campagne is daarom wat korter in rivierlengte meters, maar gaat wel tot verder richting de vaargeul.

Tot slot bleek uit de handleiding van de ADCP dat er het beste loodrecht op de snelheidsgradiënten gevaren kon worden om het nauwkeurigst te meten. Om die reden is besloten in een hoek van 45° t.o.v. de stroomrichting te gaan varen. Zodoende vaart men een beetje dwars op de snelheidsgradiënten loodrecht op de stroomlijnen en vaart men evenwel ook een beetje dwars op de snelheidsgradiënten parallel aan de stroomlijnen. Om op koers te blijven in de stroomversnelling diende echter nog steeds een beetje stroomopwaarts gevaren te worden, dit probleem werd zo ook opgelost. Hoofdstuk 4, de tweede dataset gaat verder op het nieuwe ontwerp in en hoe er gemeten is in. Al met al moet deze leiden tot een betere bepaling van de dynamische eigenschappen van de stroming.

# Hoofdstuk 5: De tweede dataset

Naar aanleiding van de data uit de eerste meetcampagne is de tweede meetcampagne ontworpen en uitgevoerd. De belangrijkste verschillen met de eerste meetcampagne zijn:

- Een vaarrichting met een hoek van 45° t.o.v. van de stromingsrichting.
- Langzamere vaarsnelheid t.b.v. de meetnauwkeurigheid
- 2 kribvakken in plaats van 3. De data is verzameld over een grotere breedte van de rivier.
- Een hoge waterstand ten tijde van de meetcampagne stelde ons in staat verder in het kribvak te meten dan tijdens de eerste campagne.

Voor het aflopen van mijn stageperiode nog niet alle verzamelde data beschikbaar voor verwerking in mijn verslag. De gepresenteerde resultaten is gedaan op basis van 30% van de totale hoeveelheid data die verzameld is tijdens de tweede meetcampagne. Het aantal meetpunten is kleiner dan gewenst om statistische betrouwbaarheid te hebben. Uitspraken die gedaan worden dienen te worden gecontroleerd wanneer alle data beschikbaar is.

## **Gemeten traject**

In onderstaande figuur is weergegeven hoe door het interessegebied gevaren is tijdens de tweede meetcampagne.



Afbeelding 25: Als men de eerste punten achtereenvolgens in tijd in een grafiek zet, wordt duidelijk hoe er door het gebied gevaren is: Stroomopwaarts in tien verschillende lijnen, dwars op de stroomrichting.

Net als bij campagne 1 geef ik hier de bepaalde waarden voor de parameters die verklarend geacht worden voor de bodemmorfologie. Hoe deze parameters gedefinieerd zijn en hoe ze uitgerekend worden staat in hoofdstuk 3 beschreven.

# De bodemschuifspanning

De relatieve bodemschuifspanning is (net als bij de resultaten van de eerste meetcampagne) slechts afhankelijk van de stroomsnelheid in het kwadraat indien de Chézycoëfficiënt constant is in het domein. Zonder de resultaten voor de Chézycoëfficiënt hier te tonen, zij zijn immers vrijwel identiek aan die van meetcampagne 1, volstaat het te zeggen dat deze constant is en in overeenstemming is met waarden die gangbaar zijn voor rivieren in Nederland. Om deze reden volstaan het voor de relatieve bodemschuifspanning als gevolg van de dieptegemiddelde snelheid te kijken naar de stroomsnelheid ter plaatse.

# De dieptegemiddele stroomsnelheid

(Zie *Afbeelding 17* en Afbeelding 26) In beide figuren is zowel met kleur, vectorlengte en dikte weergegeven wat de gemiddelde stroomsnelheid en richting in elke grindcel gemeten is. Achter en tussen de kribben is duidelijk te zien hoe de stroming afremt en omdraait. Verder is ook nu de toename in stroomsnelheid in de richting van de rivier as te zien. De stroomconvectie nabij de kribkop en de afname in transport capaciteit als gevolg van de afname in stroomsnelheid in de luwte van de krib verklaren goed waar ontgrondingkuilen respectievelijk kribvlammen ontstaan.



Afbeelding 26 Gemeten gridcel gemiddelde stroomsnelheden tijdens meetcampagne 2

#### Stroomsnelheid U [cm/s]



# Vorticiteit

Identiek aan de gebruikte methodiek van meetcampagne 1 geef ik hier de resultaten voor de bepaling van de vorticiteit aan de hand van de drie verschillende schema's.



Afbeelding 27 Gemeten vorticiteit, centraal schema, campagne 2



Afbeelding 28 Gemeten vorticiteit, downstream schema, campagne 2



Afbeelding 29 Gemeten vorticiteit, upstream schema, campagne 2

Net als bij de data uit de eerste meetcampagne blijkt dat het centrale schema en het upstream schema het meest stabiel werken en het beste conform wat er in de werkelijkheid te zien is presteren. Uit *Afbeelding 29* volgt zichtbaar dat de wervelsterkte afneemt naarmate met verder van de krib verwijderd is.

De methodiek achter de bepaling van de vorticiteit lijkt te werken met de data die met grotere nauwkeurigheid bepaald is. De bredere scope bevestigd de afname van vorticiteit in de richting van de rivieras.

#### **Reynoldse spanningen**

De tweede dataset leverde voor de Reynoldse spanningen een vergelijkbare afbeelding op als Afbeelding 22, welke met de eerste dataset gemaakt is. Interessanter dan de daadwerkelijke berekende Reynoldse spanningen weer te geven is het om nog eens te kijken of de tweede dataset meer ondersteuning geeft voor het gebruik van de

gebruikte Boussinesq benadering:  $\overline{\mathbf{v}'\mathbf{u}'} = \frac{\tau_z}{\rho} = \upsilon_t \left[\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial x}\right]$ 

Onderstaande afbeelding is op dezelfde wijze gemaakt als Afbeelding 23.



dvdy + dudx (1/1000 sec)

Afbeelding 30 Validiteit van de Boussinesq benadering voor de tweede dataset

Duidelijk mag zijn dat ook in dit geval de data niet veel ondersteuning biedt voor het gebruik van de Boussinesq banadering.

Net als bij de eerste dataset is gekeken of er samenhang te vinden is tussen de standaarddeviatie van de stroomsnelheid en de bepaalde grootte van de dynamische processen. Bij onderstaaande figuren is de standaarddeviatie in de grootte van de stroomsnelheid uitgezet tegen achtereenvolgens:

• (1) 
$$\overline{v'u'}$$
  
• (2)  $\left[\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial x}\right]$   
• (3)  $\left[\frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial x}\right]$ 

Waarbij de eerste twee figuren allebei gemaakt zijn, wederom vanwege de beperkte toepasbaarheid van de Boussinesq benadering.







De derde figuur, de standaard deviatie in stroomsnelheid uitgezet tegen de vorticiteit, laat in dit geval een relatie zien tussen de spreiding in de snelheid en de grootte van de vorticiteitsterm. Op basis van de fysieke eigenschappen van een wervel mochten we dit ook verwachten. Sterk genoeg lijkt het verband echter nog niet om aan de hand van de standaarddeviatie in de snelheid iets te zeggen over de bodemschuifspanning als gevolg van de wervels.

#### Conclusies over de resultaten van de tweede meetcampagne

Een eerste voorzichtige conclusie (op basis van de nog onvolledige dataset) is dat de vorticiteits term met de complete dataset bruikbaar kan zijn voor de verklaring van de bodemmorfologie, maar dat er nog wel gewerkt moet worden aan een methode om deze nauwkeuriger te maken.

De gebruikte methodiek voor het bepalen van de Reynoldse spanningen lijkt te wensen over te laten om toepasbaar te zijn voor de kribvlam problematiek.

Het meest bruikbaar en betrouwbaar blijft de dieptegemiddelde stroomsnelheid. Stroombanen zoals die met het oog waargenomen worden, zoals het omkeren van de stroming in het kribvak en de stroomconvectie bij de kribkop, kunnen ook in de vectordata teruggevonden worden.

# Bijlagen

# Bijlage 1 - De vorticiteit voor elk punt

In deze bijlage wordt de alternatieve, meer experimentelere, manier beschreven waarop naar de vorticiteit gekeken is. Omdat het hier om zijspoor gaat t.o.v. de aanpak waarbij over meerder punten gemiddeld wordt. Deze methode en de resultaten gevonden voor alleen de eerste dataset worden daarom in een bijlage beschreven.

De andere manier waarop naar de vorticiteit is gekeken is die op een veel kleinere ruimtelijke schaal. In plaats van te kijken naar de gemiddelde waarden van een cel en te kijken naar de gradiënten tussen de cellen is gekeken naar de gradiënten tussen enkele waarnemingen. (Zie Afbeelding 31) Deze locale vorticiteit is bepaald op een schaal van ongeveer een meter. Via de Rijksdriehoekstelsel-coördinaten en dieptegemiddelde waarde van elk punt is de vorticiteit voor elk punt bepaald.

De gradiënten zijn bepaald door voor elk punt het verschil in waarde te nemen met de meest nabij gelegen punten in elk van de 4 kwartielen. Verschillende waarnemingen die wel dezelfde X en Y coördinaat hebben, worden niet geteld. Deze keuze is gemaakt omdat er geen afstand tussen deze punten is en de gradiëntterm dus niet te bepalen is. Punten met dezelfde coördinaten hebben dus dezelfde buurpunten als punten die het meest dichtbij liggen. Hierbij moet als kanttekening geplaatst worden dat indien een punt zo'n meervoudig punt als meest nabije buur heeft, het programma het punt met het laatste invoernummer meeneemt voor de du of dv waarde. Dit is zo omdat het programma de data van begin tot eind doorloopt en een nieuw punt als meest nabij buur telt als de afstand kleiner of gelijk is aan de afstand van het tot dan toe gevonden meest nabije punt. Hoewel het invoernummer geen expliciete ordening heeft m.b.t. hogere of lagere waarden, heeft dit wel een verlies aan informatie gezorgd. Indien wenselijk passen we de code in een later stadium aan zodat het deze punten middelt.

Een tweede punt van discussie is dat de keuze van de oriëntatie van de kwartielen bepalend is voor welk punt wel of niet meegenomen wordt (Afbeelding 31): Indien het assenstelsel iets tegen de klok in geroteerd zou zijn, zou het groene punt meegenomen zijn in plaats van het gele punt in kwartiel 4, op grond van het feit dat dit groene punt dichterbij gelegen is dan het nu verkozen gele punt.



Afbeelding 31 Fortran neemt de waarden voor u en v mee van de 4 meest nabije punten van elk van de 4 kwartielen (geel) voor de vorticiteit in elk punt (blauw).

Nadat voor elk punt de vorticiteit bepaald was, werden tbv de presentatie in GIS alle punten die binnen de coördinaten van elk gridcel lagen met elkaar gemiddeld (zie *Afbeelding 32*.)



Afbeelding 32: De waarde van een enkel meetpunt is onafhankelijk van de griddefinitie. De celgemiddelde waarde is dat uiteraard niet.

Onderstaand (zie *Afbeelding 33*) is het celgemiddelde resultaat voor deze berekeningen gepresenteerd.



Afbeelding 33: Celgemiddelde puntvorticiteit: [1/10000 sec] met de celgemiddelde stroomrichting en grootte (de lengte en richting van de zwarte pijlen)

Donkere kleuren in de afbeelding gaan samen met een grote waarde voor de vorticiteit. Het teken van de waarde is minder van belang dan de grootte. De afbeelding laat geen duidelijk patroon zien in locaties met een hogere of lagere wervelsterkte. Dit kan een aantal dingen betekenen:

- De dataset is niet geschikt om de juiste waarde voor de parameter te berekenen..
- De methode om de parameter te berekenen is niet geschikt.
- De wervelsterkte is op deze wijze niet goed uit te drukken als voorspellende parameter m.b.t. bodemmorfologie
- De wervelsterkte past zich niet snel genoeg aan om een sterke samenhang te hebben met de lokale omstandigheden.

Toelichting: Uit de dataset blijkt de positie update van de ADCP langzamer is dan het ping interval. We zien in deze eerste dataset vaak dat een meting gevolgd wordt door een waarneming die volgends de ADCP op precies dezelfde plek heeft plaatsgevonden, dit terwijl het schip met ongeveer 2.5 m/s heeft gevaren en daarmee een afstand van zo'n 1.5m heeft afgelegd. Deze positie- en afstandsfout is op een bekeken schaal van ongeveer 1 meter gerust enorm te noemen en dat terwijl de berekening van de wervelsterkte, vanwege de dx en dy termen, juist sterk afhankelijk is van de afstand tussen punten. De vaarsnelheid van het schip bleek volgens de gebruikershandleiding van de ADCP te hoog voor de stroomsnelheden die gemeten werden. Verder hebben we eerder gezien dat de spreiding van punten die, omdat ze in dezelfde raai gemeten zijn, als gecorreleerd mogen worden beschouwd er op wijst dat een enkele meting geen erg goede vervanger is voor instantane dieptegemiddelde snelheid.

Kortom, het is te stellen dat er niet nauwkeurig genoeg gemeten is om op de schaal waarop we bovenstaand kijken de vorticiteit nauwkeurig genoeg te bepalen. De middeling over een groter aantal waarnemingen lost dit probleem niet op. De laatstgenoemde mogelijke oorzaak van het gebrek aan gevonden correlatie tussen vorticiteit en bodemligging heeft zijn oorsprong in de theorie over vorticiteit m.b.t de lengteschaal en in de eerder gevonden resultaten van de andere aanpak.

Er valt te concluderen dat deze methode (met de beschikking over deze apparatuur) nooit zal leiden tot een bevredigend resultaat. Met snellere, nauwkeurigere apparatuur is dit in de toekomst wellicht beter mogelijk.

# **Bijlage 2 - Foutenwerking**

Voor het ontwerp van de tweede meetcampagne is gekeken naar hoeveel meetpunten er minimaal per rastercel nodig zijn om statistische betrouwbaarheid te krijgen. Inherent aan het aantal meetpunten is het aantal keer dat er door een rastcel gevaren moet worden en met welke snelheid (op basis van het pinginterval) er maximaal gevaren mag worden. Samen met de meetdienst is er een minimum snelheid bepaald die nodig is om het meetschip (tegen de stroom in) bestuurbaar te houden. Samen met het gewenste aantal meetpunten heeft dit bijgedragen aan het definitieve ontwerp voor de tweede meetcampagne en wat er in de beschikbare tijd mogelijk was. De conclusies hiervan maken echter deel uit van een zijspoor t.o.v. het grote verhaal. Daarom dit stuk tekst als bijlage in plaats van in het hoofdverslag.

#### Meetstatistiek

Een belangrijk element in de ADCP metingen is de standaarddeviatie van elk punt. Ook is het belangrijk te kijken hoe deze fout doorwerkt bij het middelen naar de celgrootte.

We zouden in principe op een zo groot mogelijke resolutie naar de heersende processen willen kijken op een schaal ongeveer gelijk aan de schaal van de processen die er spelen. Indien deze resolutie te klein wordt verliezen we echter door het beperkte aantal metingen informatie over de samenhang tussen de punten en gaat "ruis" een te grote rol spelen.

De standaarddeviatie van de eerste referentiemetingen is volgende de ADCP handleiding gelijk aan: 18 cm/s. Dit is de waarde voor de 'single ping' configuratie, watermetering modus 1 met bottomtracking en aangeraden minimum celgrootte van 0.50 meter gebruikt bij meetcampagne 1.

De standaarddeviatie van een enkel ensemble wordt afhankelijk van het aantal bins, n, van 0.5 meter tussen bodem schip gelijk aan de standaarddeviatie van n metingen:

Een enkele meting ui is verdeeld met:

 $\sigma$  (u<sub>i</sub>) = 18 cm/s  $\sigma^{2}$ (u<sub>i</sub>) = 18<sup>2</sup> cm<sup>2</sup>/s<sup>2</sup> = 324 cm<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>

Somfunctie som(ui), bestaande uit n metingen van gemiddelde  $\mu$  en variantie  $\sigma^2$ , heeft een verdeling met gemiddelde verwachting n\*  $\mu$  en variantie n\* $\sigma^2$ 

Beschouwen we nu stochastische variabele  $\bar{u} = 1/n * \text{som}(u_i)$  dan heeft deze als variantie:

Var  $\bar{u} = 1/n^2 * var (som(u^i)) = 1/n^2 * n*\sigma^2 = 1/n * \sigma^2$ Indien n gelijk is aan drie: n = 3 VAR( $\bar{u}$ ) = 1/n \* VAR( $u_i$ ) = 1/3 \* 324 cm<sup>2</sup>/s<sup>2</sup> = 108 cm<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>

De standaarddeviatie van  $n_{=3}$  metingen is dus gelijk aan:  $\sigma_u = 10.39$  cm/s

#### Gevoeligheden

Afhankelijk van de afmetingen van de cellen hebben de cellen een verschillend aantal waarnemingen. Ook het aantal cellen waarvoor gradiënttermen geschreven kunnen worden wisselt. Indien we te kleine cellen nemen vallen er gaten tussen de cellen en nemen het aantal waarnemingen per cel af en gaat ruis een overhand nemen. Indien de cellen te groot worden neemt het totaal aantal cellen af waarvoor we ook minder gradiënttermen kunnen schrijven.

Om te kijken in hoeverre de gemiddelde grootte van U en de standaarddeviatie van U (beiden in cm/s) gevoelig zijn voor het aantal waarnemingen is uit een willekeurige cel (raster 2, afmetingen  $5 * 5 m^2$ ) het aantal (random uit het totaal gekozen) metingen uitgezet tegen zowel het gemiddelde van dat aantal als de spreiding in de metingen. Dit is gedaan voor een drietal cellen met respectievelijk 30, 62 en 110 waarnemingen. (Zie: Afbeelding 34, Afbeelding 35 en Afbeelding 36)



Afbeelding 34: Gemiddelde en Standaarddeviatie voor een set van 30 metingen



Afbeelding 35: Gemiddelde en Standaarddeviatie voor een set van 62 waarnemingen





Afbeelding 36: Gemiddelde en Standaarddeviatie voor een set van 110 waarnemingen

Uit deze drie afbeeldingen wordt duidelijk dat bij 30 waarnemingen het gemiddelde en de standaardafwijking nog erg gevoelig zijn voor het toevoegen van extra meetpunten. Bij 60 waarnemingen is dat al minder en bij 110 waarnemingen is het effect van een nieuwe waarneming het kleinst. Dit is te zien aan de helling van de grafiek, immers dienen gemiddelde en standaarddeviatie bij voldoende metingen te convergeren naar een constante waarde.

De standaardafwijking van U is gemiddeld overigens ongeveer gelijk aan 13 cm/s. Dat is op een gebiedsgemiddelde dieptegemiddelde snelheid van ongeveer 50 cm/s gelijk aan een fout van ongeveer 25%.

Onder andere deze spreiding en de bron ervan is input geweest voor het ontwerp van de nieuwe meetcampagne.

# **Bijlage 3 - Verandering in afvoer tijdens de meetcampagne.**

In deze bijlage staat beschreven hoe er gekeken is of er gedurende de eerste meetcampagne grote veranderingen in afvoer waren in het meetgebied en of deze veranderingen groot genoeg waren om spreiding in de snelheidsmetingen te verklaren.



Afbeelding 37: Het gemiddelde en de standaarddeviatie van elke passage van de ADCP door drie verschillende cellen.

Een tijdschaal kleiner die nog onderzocht kan worden is die van het getij. Immers zijn de metingen van 9 tot een uur of 15 verzameld, dus gedurende bijna een halve getijcyclus.

#### Het getij

De invloed van het getij is afgeschat met behulp van data uit een meetstation slechts enkele kilometers stroomafwaarts van het testgebied. (Zie Afbeelding 38)



*Afbeelding 38: De waterstanden bij het meetstation vuren m+ NAP ten tijde van de eerste referentiemetingen.* 

De data uit het meetstation wijst uit dat de waterstandsstijging als gevolg van het het getij maximaal ongeveer 40 cm is. De data is telkens echter verzameld in dezelfde fase van de getij, waardoor het waterstandsverschil maximaal ongeveer 20 centimeter is. In het testgebied is de waterdiepte gemiddeld ongeveer 5 meter. De afvoer is, zoals aangetoond, gedurende de hele meetcampagne constant gebleven. Er geldt: Q = U \* A. Omdat Q constant is gaat de relatieve waterstandsstijging daarom gepaard met dezelfde relatieve snelheidsdaling en visa versa. De gemiddelde stroomsnelheid zal door het getij dus variëren met:

$$\Delta U = \frac{\Delta h}{h} \left[ \frac{m}{m} \right] * \overline{U}[m/s] = \frac{0.2}{5} * 0.5 = 0.02[m/s]$$

Deze invloed valt ruim binnen de meetonnauwkeurigheid en wordt derhalve verwaarloosd.

# Bijlage 4 - m en n transformatie voor het raster gevormd naar de rivieras

In deze bijlage wordt de methode achter de coördinaattransformatie gegeven tussen de Rijksdriekhoekcoördinaten die uit de GPS data komen en m- en n coördinaten die wij zelf hebben opgelegd.

De m- en n- coördinaatransformatie voor punt i komt als volgt voort uit de rijksdriehoekstelselsel coördinaten van een gemeten punt, Xi, Yi.



Voor punt i zijn  $m_i$  en  $n_i$  bepaald uit de kleinste kwadratische afstand tot het punt:  $X_{n=n}$  en  $Y_{m=m}$ . De effectieve opsplitsing gebeurt dan volgens de lijnen, welke aangeven dat als een punt zich er binnen begeeft, het de kortste afstand heeft tot het bijbehorende blauwe punt. De rastercellen hebben we m en n coördinaten gegeven. (Zie Afbeelding 39)



Afbeelding 39: Projectie in GIS van de raaien, hun m en n coördinaten en de geometrie van de oever. Raai 1 valt samen met m = 4, raai 3 valt samen met m = 6

## Bijlage 5 - De m en n transformatie voor het rechte raster

Net als in bijlage 4 staat in deze bijlage de methode achter de m- en ncoördinaatransformatie voor alle meetpunten, maar dan voor het rechte grid.

De m- en n- coördinaatransformatie voor punt i komt als volgt voort uit de rijksdriehoekstelselsel coördinaten van dat punt, Xi, Yi.



Van punt i zijn de m en c coördinaten respectievelijk gelijk aan:  $m_i = 1 + (Xi - Xmin) / dX$  en  $n_i = 1 + (Yi - Ymin) / dY$ . Hierbij worden de getallen naar boven of beneden afgerond op een heel getal. Celafmetingen dX en dY kunnen vrij gekozen worden.

# Bijlage 6 - Ontbinding in snelheids componenten

De keuze van het raster heeft vooral in geval van een gekromd stuk rivier gevolgen voor de waarde voor de snelheid dwars op en parallel aan de stroombanen. Dit stuk is, los van de relevantie in het algemeen, enigszins een zijspoor van het onderwerp van het verslag en dit stuk staat daarom in een bijlage.

(Zie Afbeelding 40) Een belangrijke eigenschap van beide rasters is dat ontbinding in v en u gebeurt voor zowel raster 1 en 2 volgens assenstelsel x en y. Eigenlijk waren we geïnteresseerd in de ontbonden componenten van de gemeten U in snelheden dwars op en parallel aan de dieptegemiddelde stroomrichting, namelijk volgens  $x^*$  en  $y^*$  in  $v^*$  en  $u^*$ .

Dit bleek o.a. effect te hebben voor de berekende grootte van u'v' in de parameter voor de Reynoldsspanningen en dit had, afhankelijk van de richting van de rivieras t.o.v. de horizontaal, ook gevolgen voor het teken van de berekende u' \* v'.

Aangezien de rivieras in ons onderzoeksgebied redelijk oost-west loopt, geeft het rechte raster een redelijke benadering. We dienen dit effect in ons achterhoofd te houden, immers werkt deze fout ook door in de spreiding van onze data. Overigens wordt ook bij het gebruik van het gekromde raster een lineaire benadering van de helling van de rivieras voor elk meetpunt gebruikt, omdat voor elk punt de celgemiddelde oriëntatie van de bijbehorende cel gebruikt wordt.



Afbeelding 40: De ontbinding in u en v volgens het rechte (oost-west lopende) grid en "op de betere manier" volgens u\* en v\* vanwege de raaklijn aan de rivieras.

# **Bijlage 7 – Invullen van een raster in GIS**

In deze bijlage wordt uitgelegd hoe vanuit Excel de celgemiddelde data met m- en ncoördinaten voor elk van de beoogde parameters naar GIS geëxporteerd wordt t.b.v. de presentatie.

Het lege raster voegt men toe door in GIS in menu **View** op **Add Theme** te klikken en naar de directory met het raster te navigeren. Men krijgt het volgende scherm te zien.

	🔍 Add Theme				×
1	Directory: d:\1_stage_steven\arcvi	ewgisdir_stever;		ОК	
-	invulgrootgrid	<ul> <li>d:\</li> <li>1_stage_steven</li> <li>arcviewgisdir_steven</li> <li>arjans-vectoren</li> <li>backuprooster</li> <li>bodem</li> <li>databasedir</li> <li>aeomet</li> </ul>		Cancel © Directories © Libraries	
	Data Source Types:	Drives:			
	Feature Data Source 📃 💌	d:	•		

In de windows explorer ziet de inhoud van deze map (roos-ws\_v) er als volgt uit.

🚱 Vorige 🝷 🕥 🕤 🏂	🔎 Zoeken   🍺	Mappen
Adres 🛅 D:\1_Stage_Steven\Arc\	/iewGISdir_Steven\rd	oos-ws_v
Naam 🔺	Grootte	Туре
👼 arc.adf	57 kB	ADF-bestand
👼 arx.adf	10 kB	ADF-bestand
👼 bnd.adf	1 kB	ADF-bestand
📼 cnt.adf	14 kB	ADF-bestand
👼 cnx.adf	5 kB	ADF-bestand
📼 lab.adf	19 kB	ADF-bestand
📼 log	1 kB	Bestand
🔮 metadata.xml	2 kB	XML-document
國 pal.adf	45 kB	ADF-bestand
國 pat.adf	23 kB	ADF-bestand
👼 pax.adf	5 kB	ADF-bestand
👼 tic.adf	1 kB	ADF-bestand
📼 tol.adf	1 kB	ADF-bestand

Deze bestanden zijn niet zomaar te voorzien van extra data, dat kan uitsluitend binnen de GIS omgeving gebeuren. Eerst converteren we het raster naar een Shapefile via het menu Theme  $\rightarrow$  Convert to shapefile

We krijgen dan, na wat navigeren door mappen, het volgende menu waarin we gevraagd worden de shapefile een naam te geven (bij wijze van voorbeeld "Roos-ws\_v\_als\_shapefile") en op te slaan.

& Convert Roos-ws_v		
File Name: Roos-ws_v_als_shapefile.shp	Directories: d:\1_stage_steven\arcviewgisdir_ste geomet grid-directory info invulgrootgrid nieuw rooster nieuw rooster roos-ws_v vector	OK Cancel
	Drives: d:	

Voeren we dit nu uit, dan worden de volgende bestanden aangemaakt.

🗟 roos-ws_v_als_shapefile.dbf	50 kB	DBF-bestand
🗟 roos-ws_v_als_shapefile.sbn	7 kB	SBN-bestand
🗟 roos-ws_v_als_shapefile.sbx	1 kB	SBX-bestand
🗟 roos-ws_v_als_shapefile.shp	77 kB	SHP-bestand
🗟 roos-ws_v_als_shapefile.shx	5 kB	SHX-bestand

Het "roos-ws-v\_als\_shapefile.dbf" bestand is tevens de tabel die op is te roepen in de GIS omgeving voor het nieuwe theme te selecteren en te klikken op **view theme table**.

Indien de tabel naar voren is gebracht wordt via **table**  $\rightarrow$  **start editing** een kolom toegevoegd. Het toevoegen van een kolom gebeurt in de GIS omgeving omdat dit programma anders nog wel eens de weg kwijt zou kunnen raken. Na het via **stop editing** en **save edits** en het opslaan en afsluiten van het GIS project, is de DBF een kolom groter geworden. De zojuist toegevoegde kolom wordt door GIS gevuld met nullen, deze zijn middels bijvoorbeeld Excel nu gemakkelijk te wijzigen in de gewenste waarde.

In dit onderzoek heeft een Excel macro de m- en n- coördinaten van de data vergeleken met die van een shapefile.dbf en indien ze overeenkwamen in de juiste kolom de 0 vervangen door de bijbehorende parameter waarde.

Onderstaand is dit voor de parameter waterdiepte gedaan. De dbf file is **opgeslagen** en in excel en daarna **gesloten**. Binnen het opnieuw geopende GISproject is de tabel van de shapefile opnieuw geopend. Deze tabel ziet er nu als volgt uit.

🔍 Attr	ibutes of Wa	terdiepte							_ 🗆 >	×
Shape	Anaa	Perimeter		Roos-we_v-io	M-coord	N-coord	X-coord	Yeoond	Waterdiepte	
Polygon	396.118	79.612	363	118	6	9	134446.078	426388.938	357	٠
Polygon	395.000	79.501	364	538	6	39	133853.844	426388.250	449	
Polygon	390.782	79.079	365	341	5	25	134129.922	426387.906	331	
Polygon	395.791	79.579	366	327	5	24	134149.594	426387.875	303	
Polygon	382.918	78.292	367	355	5	26	134110.547	426387.750	420	
Polygon	382.414	78.244	368	313	5	23	134169.063	426387.719	298	
Polygon	396.060	79.609	369	637	7	46	133714.547	426386.031	0	
Polygon	393.421	79.343	370	104	6	8	134465.719	426386.844	359	
Polygon	387.075	78.709	371	299	5	22	134188.297	426387.375	292	
Polygon	383.670	78.368	372	369	5	27	134091.359	426387.281	472	
Polygon	394.084	79.409	373	285	5	21	134207.813	426386.719	415	
<u>ا</u>	202.002	70.007	174	EEQ.	`	(0)	100001-001	100005-000	454	Þ

Om de waarden vervolgens te presenteren bewerkt met de legenda van de het shapefile theme en kiest men de afgebeelde instellingen voor **Legend Type** en **Classification Field**.

🔍 Legend I	Editor		
Theme: Roo	s-ws_v_als_shapefile.shp	•	Load
Legend Type:	Graduated Color	•	Save
			Default
Classification I	Field: Waterdiept	•	Classify
Normalize by:	<none></none>	•	
Symbol	Value	La	bel
	0	0	
	1 - 308	1 - 308	
	309 - 314	309 - 314	
	315 - 321	315 - 321	
	322 - 336	322 - 336	
	227.245	337.345	

En het resultaat wordt als onderstaand.



# Bijlage 8 - De kromtestraal van de rivier

Deze bijlage beschrijft hoe de elders gebruikte kromtestraal van de rivier is berekend.

De kromtestraal van de rivier wordt als volgt gedefinieerd. (Zie Afbeelding 41). Omdat de straal de van de kromming van de stroomlijnen erg groot is vergeleken met de lengte en breedte van de rastercellen, kunnen deze cellen, hoewel ze de kromming van de rivier volgen, bij benadering goed gedefinieerd worden door rechte lijnen tussen hun 4 coördinaten. De schaal van de R in de afbeelding is overdreven vergeleken met de afmetingen van een gridcel, hetgeen zojuist genoemde benadering ondersteunt.



*Afbeelding 41: De kromtestraal van een rastercel wordt met de verhoudingen tussen de coördinaten van de cel bepaald.* 

Zonder verdere afleiding. R wordt benaderd met: R = X + (1/2) \* C  $X = \frac{C}{\frac{lengte(3,4)}{c} - 1}$ 

 $\frac{1}{lengte(1,2)}$ 

In ons interesse gebied is de R gemiddeld ongeveer  $3*10^3$  m.