

**KONINKLIJK NEDERLANDS
METEOROLOGISCH INSTITUUT**

TECHNISCHE RAPPORTEN

T.R. - 30

J.F.M. van der Tol

Optimum analyse model voor het KNMI "limited area model"

De Bilt, 1982

Publikatienummer: K.N.M.I. TR-30 (CWD/DM)

Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut,
Centrale Weerdienst/Dynamisch Meteorologisch Onderzoek,
Postbus 201,
3730 AE De Bilt.
Nederland.

U.D.C.: 551.509.38

OPTIMUM ANALYSE MODEL

voor het K.N.M.I. Limited Area Model

Sjon van der Tol

december, 1982

0. Inhoud

- 1.0 Inleiding
- 2.0 Structuur van het analyse-schema
- 3.0 Interpolatie techniek
 - 3.1 Driedimensional optimum interpolatie
 - 3.2 Isotropie en homogeniteit van de covarianties
 - 3.3 Multivariabele interpretatie
 - 3.4 Model voor de gisveldfout-statistiek
 - 3.4.1 Het horizontale deel van de autocorrelaties
 - 3.4.2 Het verticale deel van de autocorrelaties
 - 3.4.3 Standaarddeviatie van de forecast-fout
 - 3.5 Model voor de observatiefouten-statistiek
 - 3.6 Procedure voor de selectie van waarnemingen
 - 3.7 Procedure voor de selectie van de interpolatiemethode
 - 3.8 Simpele analysemethode bij grote waarnemingsdichtheid
- 4.0 Controles op foute waarnemingen
 - 4.1 Een grove controle
 - 4.2 Controle op consistentie t.o.v. het gisveld
 - 4.3 Controle op consistentie t.o.v. de waarnemingen
- 5.0. De analyse van het geopotential-veld
 - 5.1 Berekening van het gisveld
 - 5.1.1 Mixen van numerieke forecast met de klimatologie
 - 5.1.2 Verticale interpolatie van het gisveld
 - 5.2 Ruimtelijke interpolatie bij analyse van de geopotential
 - 5.3 Consistentie controle voor het geopotentialveld
- 6.0 De analyse van het windveld
 - 6.1 Berekening van het gisveld
 - 6.2 Ruimtelijke interpolatie bij de analyse van het windveld
 - 6.3 Consistentie controle voor windwaarnemingen
 - 6.4 Onderlinge aanpassing van wind- en geopotential-analyse
- 7.0 De analyse van de temperatuur en rel.vochtigheid
 - 7.1 Berekening van het gisveld voor de temperatuur
 - 7.2 Gisveld voor de rel.vochtigheid
 - 7.3 Ruimtelijke interpolatie voor temperatuur en vochtigheid
 - 7.4 Ruimtelijke consistentiecontrole voor temperatuur en vochtigheid

- 8.0 KNMI - versie van het analysemodel
 - 8.1 Verschillen met het SMHI-model
 - 8.2 Verschillen met de SMHI-programmatekst
 - 8.3 Flow diagram
 - 8.4 Toekomstige verbeteringen
- 9.0 Literatuur
- 10.0 Appendix
- 11.0 Een enkel analyse voorbeeld met de KNMI-versie

1. Inleiding

Voor een gegeven tijdstip wordt onze kennis omtrent de actuele toestand van de atmosfeer bepaald door een groot aantal waarnemingen.

Deze waarnemingen zijn onregelmatig verdeeld wat betreft ruimte en tijd.

Een meteorologische analyse bestaat uit het combineren van deze waarnemingen om hieruit conclusies te kunnen trekken omtrent de actuele als wel de toekomstige ontwikkelingen in de atmosfeer.

Door de meteoroloog gebeurt dit door het met de hand analyseren van een weerkaart. Daar tegen over staat een analyse gemaakt m.b.v. een computer; de numerieke analyse. Deze laatste wordt ten onrechte vaak "objectieve" analyse genoemd.

De eerste generatie van numerieke schema's die zo'n 30 jaar geleden geconstrueerd werden, bestonden meestal uit een simpele tweedimensionale interpolatie van de waarnemingen naar een netwerk van op regelmatige afstand liggende roosterpunten. In de simpele verwachtingsmodellen van toen voldeden deze tweedimensionale interpolatiemethoden redelijk. Men maakte alleen gebruik van radiosonde en synop-waarnemingen.

Sindsdien zijn de numerieke verwachtingsmodellen aanmerkelijk verbeterd en veel gevoeliger voor de kwaliteit van de analyse.

Ook is er tegenwoordig een veel complexer netwerk van waarnemingen, waarbij iedere waarneming zijn eigen nauwkeurigheid heeft. De invoering van niet-synoptische waarnemingen is een probleem apart.

Deze vooruitgang in numerieke modellen en waarnemingstechnieken maakte het noodzakelijk om de gehele analyse techniek te herzien. Uit deze gedachte is de methode van optimum (of statistische) interpolatie voortgekomen.

Deze methode heeft de laatste jaren grote opgang gemaakt en wordt momenteel bij de meeste meteorologische diensten gebruikt.

Optimum analyse is in principe driedimensionaal. In de analyse zitten verwerkt de resultaten van een numeriek verwachtingsmodel, de driedimensionale statistische structuur van de atmosfeer en de kennis omtrent de dynamische en statische relaties tussen de te analyseren grootheden.

In het analyseschema zelf kunnen gemakkelijk verschillende soorten waarnemingen verwerkt worden, zoals AIREPS en satelliet-winden en -temperatuurprofielen.

Het hierna beschreven analysemodel is ontwikkeld in Zweden door Niels Gustavson en is momenteel in operationeel gebruik bij de Swedish meteorological service. Aan het analyse model is het Zweedse Limited Area Model gekoppeld.

2. Structuur van het analyse-schema.

De analyse wordt op een beperkt gebied uitgevoerd, dat overeenkomt met het grid van het Limited area-model.

De hierna beschreven versie maakt alleen gebruik van radiosonde en synopwaarnemingen. In de toekomst komen de volgende waarnemingen in aanmerking voor de analyse:

- a) Geopotential, winden, temperaturen en relatieve vochtigheden op standaarddrukvlakken uit radiosondewaarnemingen.
- b) Winden op standaard drukvlakken uit PILOT-wind rapporten.
- c) De druk op zeeniveau uit SYNOP en SHIP.
- d) Oppervlakte winden van schepen (SHIP) en van een geselecteerd aantal landstations (SYNOP), die een representatieve wind geven voor het 1000mb vlak
- e) Winden uit AIREPS
- f) Satelliet temperaturen (of diktes) en vochtigheids profielen uit satellietwaarnemingen (als deze verkrijgbaar zijn).
- g) Satelliet-winden.

Nog niet in het analysemodel aanwezig is de mogelijkheid van BOGUS-data.

De analyse kan op maximaal 10 drukvlakken worden uitgevoerd. Deze zijn:
1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150 en 100 mbar.

Voor de analyse van de rel. vochtigheid worden 250 t/m 100 mbar niet gebruikt.

De gehele analyse bestaat uit de volgende stappen:

- aanmaak gis-velden voor de geopotential m.b.v. een numerieke forecast.
- kwaliteitscontrole op de waarnemingen en analyse op roosterpunten van het geopotential-veld, d.m.v. drie dimensionale optimum interpolatie, van de waargenomen afwijkingen t.o.v. het gisveld.
- aanmaak gis-velden voor de winden. Deze worden berekend uit de geanalyseerde geopotential m.b.v. de geostrofische-(of gradientwind-) vergelijking.
- kwaliteitscontrole op de waarnemingen en analyse op roosterpunten van de windcomponenten, d.m.v. drie dimensionale optimum interpolatie, van de waargenomen afwijkingen t.o.v. het gisveld.
- aanpassing tussen de geanalyseerde wind en de geanalyseerde potential zodat deze voldoen aan de gradientwind balansvergelijking.
- aanmaak gisvelden voor de temperatuur. Uit de geanalyseerde en aangepaste geopotential wordt m.b.v. de hydrostatische vergelijking het gisveld voor de temperatuur berekend.
- kwaliteitscontrole op de waarnemingen en analyse op roosterpunten van het temperatuurveld, d.m.v. twee dimensional optimum interpolatie van de waargenomen afwijkingen t.o.v. het gisveld.
- aanmaak gisvelden voor de rel.vochtigheid m.b.v. een numeriek forecastmodel.
- kwaliteitscontrole op de waarnemingen en analyse op roosterpunten van de rel.vochtigheid, d.m.v. twee dimensionale optimum interpolatie van de waargenomen afwijkingen t.o.v. het gisveld.

3.0 Interpolatie techniek

3.1 Driedimensionaal optimum interpolatie

Stel we hebben op een bepaalde tijd n waarnemingen op verschillende waarnemingsstations: f_i^{obs} ($i=1, \dots, n$)

f is een bepaalde meteorologische grootheid.

De te analyseren waarde in een gridpunt g ergens tussen de waarnemingen is f_g^{na} . M.b.v. een gisveld, bijvoorbeeld een numerieke verwachting voor die grootheid, kunnen we een eerste schatting maken voor de waarde van f op het gridpunt: f_g^{p} , en op het waarnemingspunt i : f_i^{p} .

De werkelijke waarde en dus onbekend is f_g .

In het interpolatieschema wordt nu f_g^{na} berekend als een lineaire combinatie van de gisveldwaarde f_g^{p} in het gridpunt en de waargenomen afwijkingen van het gisveld op het station, $(f_i^{\text{obs}} - f_i^{\text{p}})$. Ofwel;

$$f_g^{\text{na}} = f_g^{\text{p}} + \sum_{i=1}^n p_i (f_i^{\text{obs}} - f_i^{\text{p}}) \quad (1)$$

De gewichtsfactoren p_i ($i=1, \dots, n$) worden nu zo bepaald dat de variantie E van de interpolatiefout minimaal is. Ofwel;

$$E = \overline{(f_g - f_g^{\text{na}})^2} = \text{minimaal} \quad (2)$$

Substitutie van (1) in (2) geeft

$$E = \overline{(f_g')^2} + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n (\overline{f_i' f_j'} + \overline{\Delta f_i \Delta f_j} + \overline{\Delta f_i f_j'} + \overline{f_i' \Delta f_j}) p_i p_j - 2 \sum_{i=1}^n (\overline{f_g' f_i'} + \overline{f_g' \Delta f_i}) p_i \quad (3)$$

Waarin: $f_i' = f_i - f_i^{\text{p}}$ de afwijking tussen werkelijke waarde en gisveldwaarde op een waarnemingspunt, ofwel de gisveldfout.

$\Delta f_i = f_i^{\text{obs}} - f_i$ de afwijking tussen de waarneming en de werkelijke waarde ofwel de observatiefout.

: betekent een gemiddelde over een bepaalde tijd voor een groot aantal gevallen.

De gisveldfout hangt natuurlijk af van wat voor gisveld men neemt. Is het gisveld bijvoorbeeld gebaseerd op een 6-uurs forecast dan is f'_i afhankelijk van de forecastfout die op zijn beurt weer veroorzaakt wordt door o.a. - onzekerheid in de data (analyse).

- voorspelbaarheid van de atmosfeer op dat moment.
- fysische en numerieke gebreken van het gebruikte model.

De observatiefouten zijn wat moeilijker te hanteren. Twee fouten bronnen zijn in ieder geval: - Reële kleinschalige bewegingen die als fout geïnterpreteerd worden.

- fouten in de meetinstrumenten.

Dit laatste punt is erg moeilijk te vatten, omdat er geen correlatie is tussen de meetfouten op de stations onderling.

De formule (3) kunnen we wat vereenvoudigen.

Nemen we aan dat voor de meeste observatiesystemen observatiefouten en gisveld fouten ongecorrleerd zijn dan is

$$\overline{\Delta f_i f'_j} = \overline{f'_g \Delta f_i} = \overline{f'_i \Delta f_j} = 0 \quad (4)$$

We kunnen nu twee statistische grootheden invoeren, n.l.:

$$m_{ij} = \overline{(f_i - f_i^p)(f_j - f_j^p)} = \overline{f'_i f'_j} \quad (5)$$

= de covariantie tussen gisveld en 'werkelijke' waarde
ofwel de covariantie van de gisveldfouten.

$$d_{ij} = \overline{(f_i^{obs} - f_i)(f_j^{obs} - f_j)} = \overline{\Delta f_i \Delta f_j} \quad (6)$$

= de covariantie tussen observatie en 'werkelijke' waarde
j ofwel de covariantie van de observatiefouten.

Merk op dat als $i=j$ (5) overgaat in $m_{ii} = \overline{(f_i - f_i^p)^2} = \overline{(f'_i)^2}$ (7)

de variantie van de gisveldfouten.

Substitutie van (4), (5) en (6) in (3) geeft:

$$E = m_{gg} + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n (m_{ij} + d_{ij}) p_i p_j - 2 \sum_{i=1}^n m_{gi} p_i \quad (8)$$

We minimaliseren E door te stellen: $\frac{\partial E}{\partial p_k} = 0 \quad (k=1, \dots, n)$

(8) wordt dan: (9)

$$\sum_{i=1}^n (m_{ik} + d_{ik}) p_i = m_{kg} \quad (k=1, \dots, n)$$

Door (9) te vermenigvuldigen met p_k en over k te sommeren en (8) er vanaf te trekken krijgen we geminimaliseerde interpolatiefout

$$E = m_{gg} - \sum_{i=1}^n m_{ig} p_i \quad (10)$$

Bij de praktische toepassing van het bovenstaande wordt er gewerkt met genormaliseerde afwijkingen. Als normalisatie factor wordt dan gebruikt de standaarddeviatie $SD_i = \sqrt{m_{ii}}$ van de gisveldfouten.

Formules (9), (5) en (6) krijgen dan de volgende gedaante:

$$\mu_{ij} = \frac{m_{ij}}{\sqrt{m_{ii} m_{jj}}} \quad (11) \quad = \text{correlatiecoëff. van de gisveldfouten}$$

$$\gamma_{ij} = \frac{d_{ij}}{\sqrt{m_{ii} m_{jj}}} \quad (12) \quad = \text{correlatiecoëff. van de observatie fouten}$$

$$\sum_{i=1}^n (\mu_{ij} + \gamma_{ij}) p_i = \mu_{jg} \quad (13)$$

$$E_{\min} = m_{gg} \left(1 - \sum_{i=1}^n \mu_{ij} p_i \right) \quad (14)$$

In zijn simpelste vorm bestaat nu de gehele analyse uit de volgende stappen:

- 1- Keuze van het gisveld f_i^D (zie: 5.1, 6.1, 7.1, 7.2)
- 2- Model voor de gisveldfout-covarianties m_{ij} (of correlaties μ_{ij})
(zie: 3.4)
- 3- Model voor de observatiefout-covarianties d_{ij} (of correlaties γ_{ij})
(zie: 3.5)

4- Selectieprocedure voor de observaties en kwaliteitscontrole.

(zie: 4.0)

5- Oplossingsmethode voor het systeem van lineaire vergelijkingen (13)

om de gewichtsfactoren p_i te berekenen, waarna uit (1) f_g^{na} volgt.

3.2 Isotropie en homogeniteit van de covarianties.

Alvorens verder te gaan twee belangrijke begrippen wat betreft covarianties (of correlaties).

m_{ij} (of d_{ij}) is een functie van 2 positievectoren in een bepaald

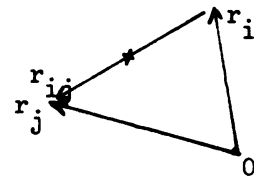
drie dimensionaal veld, r_i en r_j . $r_i = (x_i, y_i, p_i)$

dus: $m_{ij} = m(r_i, r_j)$. Men spreekt van statistisch homogeen als m_{ij} onafhankelijk is van een translatie.

Dus: $m(r_i, r_j) = m(r_i - r_j) = m(r_{ij})$

Dit betekent ook dat de variantie constant is

in een punt i , immers $m(r_i, r_i) = m(0) = \text{constant}$.



Men spreekt van statistisch isotroop als m_{ij} onafhankelijk is van een rotatie rond het midden van de verbindingsvektor r_{ij} . Ofwel:

$$m(r_i, r_j) = m((r_i + r_j)/2, |r_i - r_j|)$$

Homogeniteit en isotropie van een meteorologische variabele impliceert dat de covarianties alleen afhangen van de afstand tussen twee punten.

Een zelfde uitspraak kan men doen over de homogeniteit en isotropie van correlaties.

3.3 Multivariabele interpretatie.

In het bovenstaande kunnen we voor f iedere meteorologische grootheid nemen, zoals b.v. geopotential, wind, temperatuur en dauwpunt.

Als al deze grootheden onafhankelijk geanalyseerd worden dan wordt er een weinig consistente analyse verkregen tussen de grootheden onderling.

Het is echter mogelijk iedere relatie tussen de verschillende groot-
heden te gebruiken om een dynamisch en fysisch reële analyse te verkrijgen.
Voorbeelden van deze relaties zijn de geostrofische windvergelijking en
het hydrostatische evenwicht.

Op deze manier kunnen we ook uit de gevonden correlaties voor de geopotential de correlaties voor de windcomponenten berekenen.
zie bijvoorbeeld Schlatter (1975) of Gustavson(1980).

We gaan uit van de geostrofische windvergelijking:

$$U_i = \frac{g}{f_i} \frac{\delta z_i}{\delta y_i} \quad \text{stellen we } U_i' = U_i - U_i^p \quad \text{en } z_i' = z_i - z_i^p$$

(notatie als in 3.1)

dan $U_i' = \frac{g}{f_i} \frac{\delta z_i'}{\delta y_i}$ waaruit volgt:

$$\overline{U_i' U_j'} = \frac{g^2}{f_i f_j} \frac{\overline{\delta z_i' \delta z_j'}}{\delta y_i \delta y_j} = \frac{g^2}{f_i f_j} \frac{\delta^2 m(r_i, r_j)}{\delta y_i \delta y_j} \quad (16)$$

Analoog:

$$\overline{V_i' V_j'} = \frac{g^2}{f_i f_j} \frac{\delta^2 m(r_i, r_j)}{\delta x_i \delta x_j} \quad (17)$$

Op soortgelijke wijze kunnen we ook alle crosscovarianties uitrekenen.

Deze worden gedefinieerd door $m(z_i, U_j) = \overline{(z_i - z_i^p)(U_j - U_j^p)} = \overline{z_i' U_j'}$ (18)

De hierboven verkregen correlaties voor de wind kunnen gebruikt worden
om b.v. te gebruiken bij de optimum interpolatie voor de wind.

Dit impliceert echter niet dat de geanalyseerde geopotential en windvelden
in een geostrofische balans verkeren.

Om dit te bereiken wordt de methode van Sasaki toegepast, hetgeen
behandeld wordt in 6.4 .

3.4 Model voor de gisveldfout statistiek

In 3.1 is de covariantie van de gisveldfouten ingevoerd.

Als gisveld wordt meestal een 6-uurs forecast gebruikt, zodat we te maken hebben met de covariantie in de fouten van een 6-uurs forecast.

Het volgende 3-dimensionale model wordt nu ingevoerd: uit (11) volgt;

$$m_{12} = m(x_1, y_1, p_1, x_2, y_2, p_2) \quad (p_i = \text{drukvlak})$$
$$= SD(x_1, y_1, p_1) \cdot SD(x_2, y_2, p_2) \cdot \mu(x_1, y_1, p_1, x_2, y_2, p_2)$$

Sd = standaard deviatie in de forecastfout gegeven als functie van horizontale positie, verticaal drukvlak en seizoen.

$\mu(x_1, y_1, p_1, x_2, y_2, p_2)$ is de autocorrelatie (of genormaliseerde covariantie) van de forecastfout.

We kunnen μ splitsen in een horizontaal deel en een verticaal deel:

$$\mu(x_1, y_1, p_1, x_2, y_2, p_2) = \alpha(p_1, p_2) \cdot \beta(x_1, x_2, y_1, y_2) \quad (19)$$

Het op deze manier splitsen van deze drie dimensionale autocorrelatie is een belangrijke aanname in het analyse model.

De reden waarom deze aanname is ingevoerd is om de berekeningen simpeler te maken. Dynamisch betekent deze aanname dat de forecastfouten een verticale structuur hebben zonder helling. Deze aanname geldt alleen voor de forecastfout niet voor echte atmosferische storingen.

Een zich snel ontwikkelende depressie zal in een numeriek model met een realistische verticale structuur en dus een scheve helling correct beschreven worden.

Het analyse model corrigeert alleen maar de fouten t.o.v. de waarnemingen in deze storing zodat deze helling bijna niet gecorrigeerd wordt.

3.4.1 Het horizontale deel van de autocorrelatie

Het horizontale deel $\beta(x_1, x_2, y_1, y_2)$ van de autocorrelatie kan verder worden gesimplificeerd.

Voor geopotential, temperatuur en relatieve vochtigheid wordt aangenomen dat de autocorrelatie een functie van de afstand alleen is.

D.w.z. dat ze als statistisch isotroop wordt beschouwd.

Dat deze aanname reëel is wordt bewezen door de statistiek, die gebaseerd is op een lange serie van numerieke verwachtingen.

Fig. 3.1 geeft berekende autocorrelaties voor de gronddruk van de forecast-fout in het Zweedse 3-parameter model.

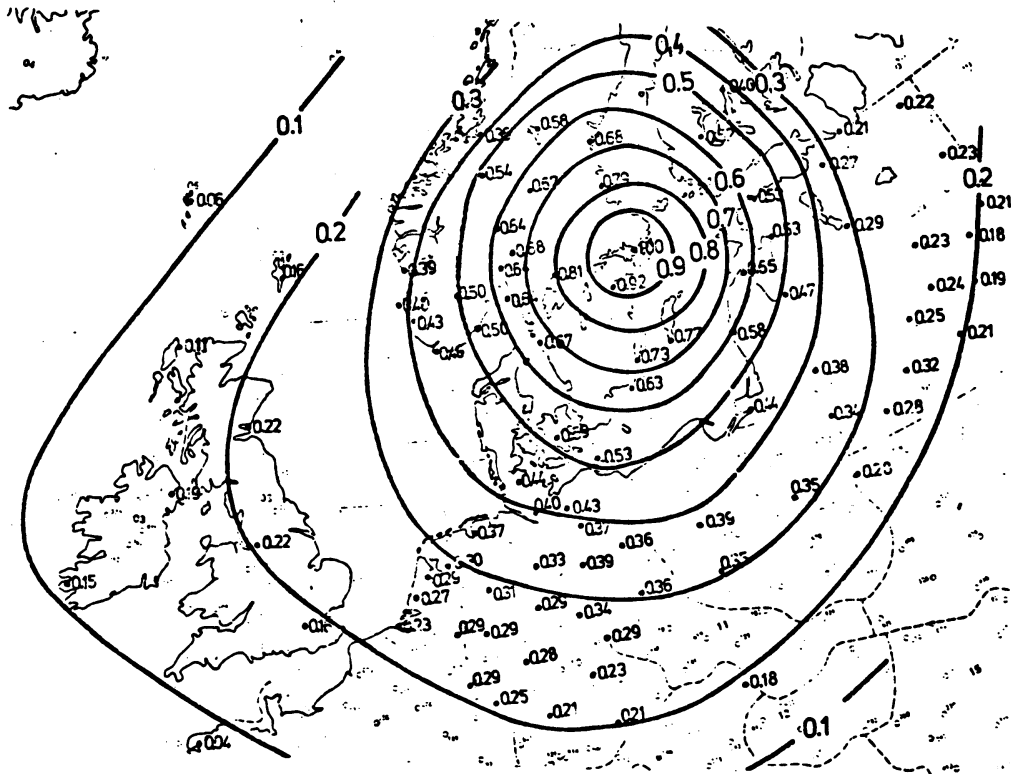


fig.3.1 autocorrelatie van de fout in de gronddruk in 12-uurs-forecasts met als referentie station Stockholm.

Het volgende model voor isotrope correlaties wordt nu gebruikt:

$$\beta(x_1, y_1, x_2, y_2) = e^{-Ar_{12}^2} \quad (20) ,$$

waarin r_{12} de horizontale afstand is tussen 2 punten (x_1, y_1) en (x_2, y_2) .

De parameter A beschrijft de horizontale schaal van de forecastfout.

van de te analyseren meteorologische parameter alsmede het verschil in drukvlak.

In Appendix I zijn de waarden gegeven voor verschillende grootheden.

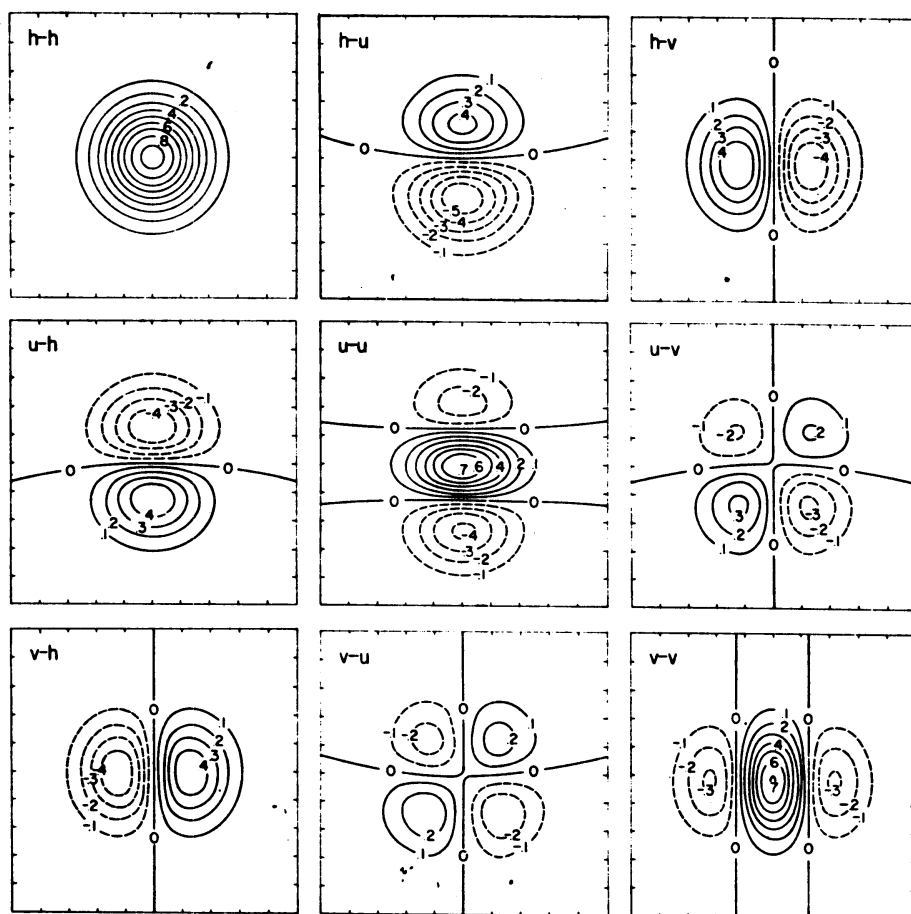
In fig 3.2 zijn de berekende autocorrelaties geplot berekend met (20) alsmede de met (16) en (17) berekende crosscorrelaties.

Ter vergelijking fig. 3.3 waarin de opgetreden cross-en gewone correlaties zijn gegeven. Het sterke asymmetrisch zijn van deze figuren wordt veroorzaakt door de Rocky-mountains die het veld daar verstoren

Ffig 3.2 Correlaties tussen z, u en v gebaseerd op

$$\beta = 0,95 \cdot \exp(-1.24s^2) \quad \text{Schlatter(1975)}$$

referentie punt; 110W, 35N.



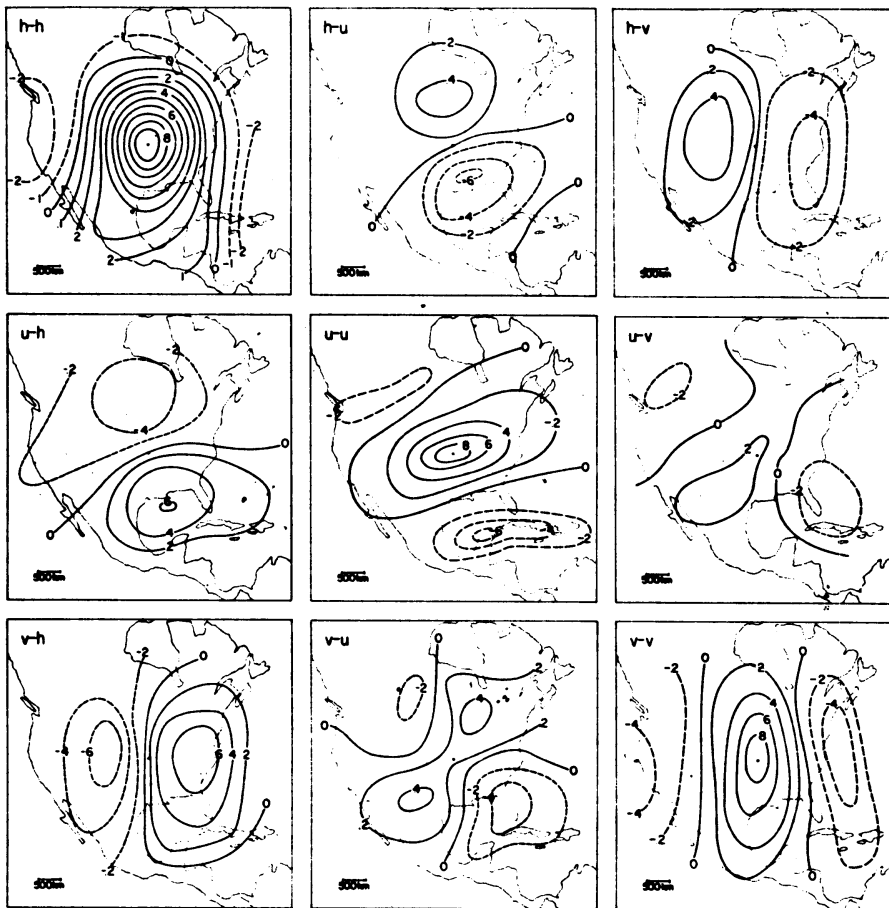


fig. 3.3 Correlaties tussen z , u en v berekend uit 5 jaar radiosonde data. referentie station is Columbia, Mo. Schlatter(1975).

3.4.2. Het verticale deel van de autocorrelaties

Het verticale deel van de drie dimensionale autocorrelatie $\alpha(p_1, p_2)$ wordt gegeven in Appendix II. Deze waarden voor de geopotential en wind komen uit een studie van Hollet (1975).

De correlaties van Hollet hebben het voordeel dat de observatiefouten eruit gefilterd zijn. In fig. 3.4 zijn de verticale autocorrelaties tussen de forecastfout op alle drukvlakken t.o.v. het 500 mb-vlak geplot. Omdat alleen correlaties op standaard drukvlakken zijn gegeven wordt voor niet standaarddrukvlakken α berekend door de vlakken te verschuiven en dan lineair te interpoleren: b.v.

$$\alpha(210\text{mb}, 315\text{mb}) \approx \alpha(200\text{mb}, 305\text{mb}) \approx 0,05 \cdot \alpha(200\text{mb}, 400\text{mb}) + 0,95 \cdot \alpha(200\text{mb}, 300\text{mb})$$

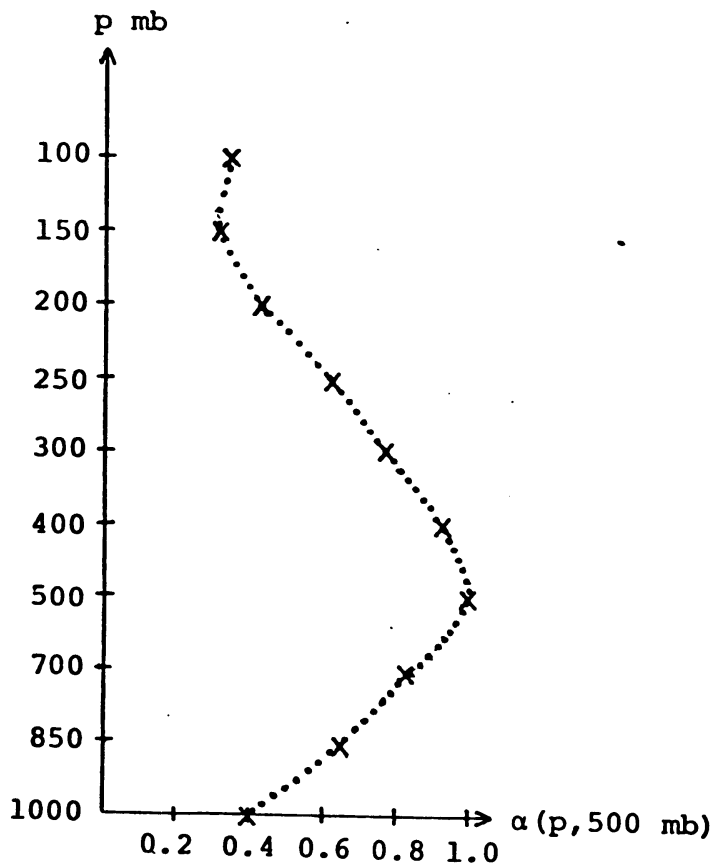


Fig. 3.4 Verticale correlatie voor de forecastfout in de geopotential tussen 500 mb en de andere drukvlakken.

3.4.3. Standaarddeviatie van de forecastfout.

De standaard deviatie van de numerieke forecastfout heeft grote ruimtelijke-en seizoensafhankelijke afwijkingen.

In meteorologisch actieve gebieden zijn de fouten groter dan in niet actieve gebieden. Ook is deze fout afhankelijk van de observatiedichtheid in een gebied en de forecasttijd.

M.b.v. het Zweedse 3-parameter model is uit een lange reeks 12-uurs forecasts een standaarddeviatie berekend voor de geopotential.

Het resultaat laat fig. 3.5 zien voor de winter.

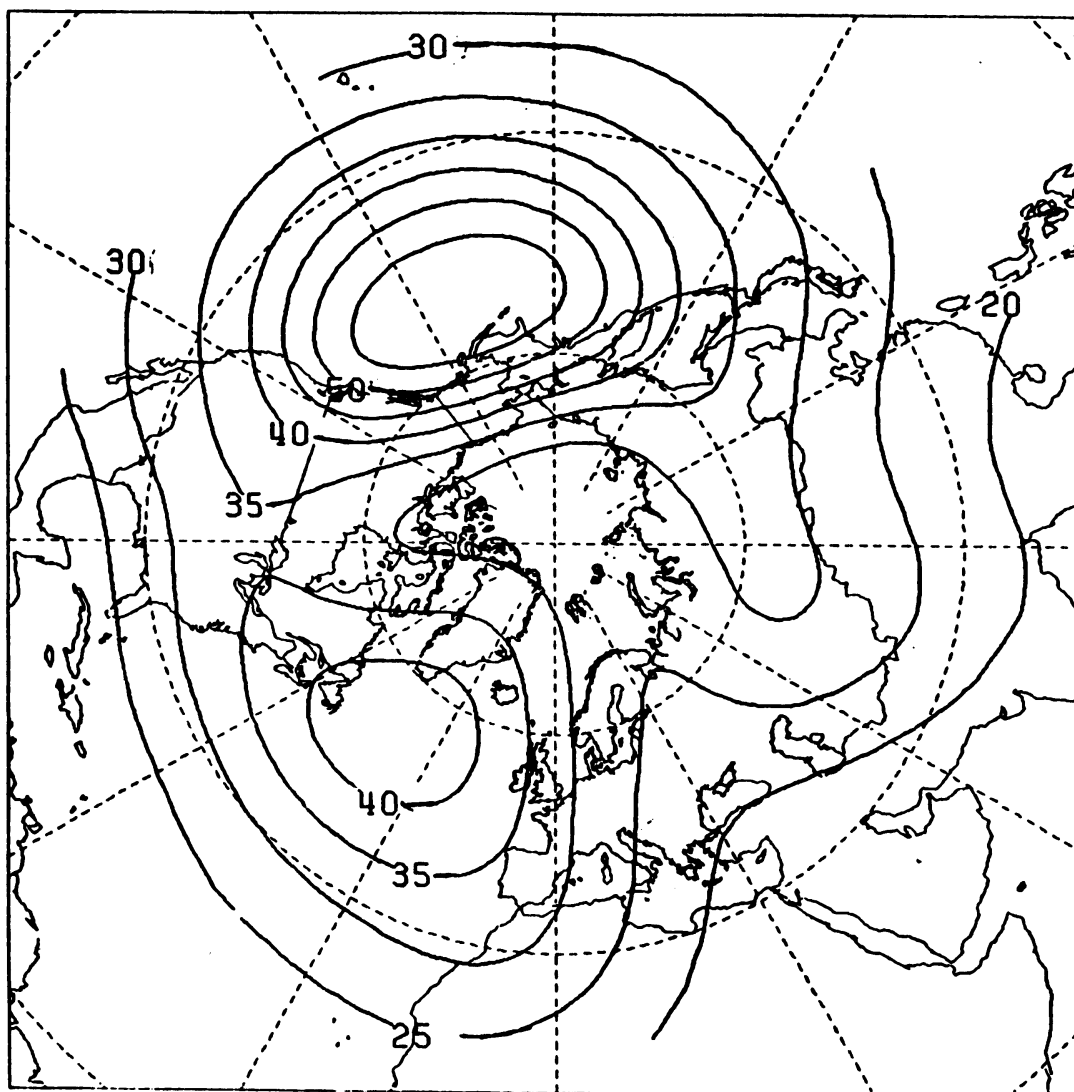


Fig. 3.5 Standaarddeviatie voor de 500 mb forecastfout in de geopotential (gpm) gedurende de winter.

Omdat er geen informatie is over de andere seizoenen wordt deze standaarddeviatie voor alle seizoenen gebruikt.

Voor de andere drukvlakken wordt de 500 mb standaarddeviatie vermenigvuldigt met de coëfficiënten uit fig 3.6.

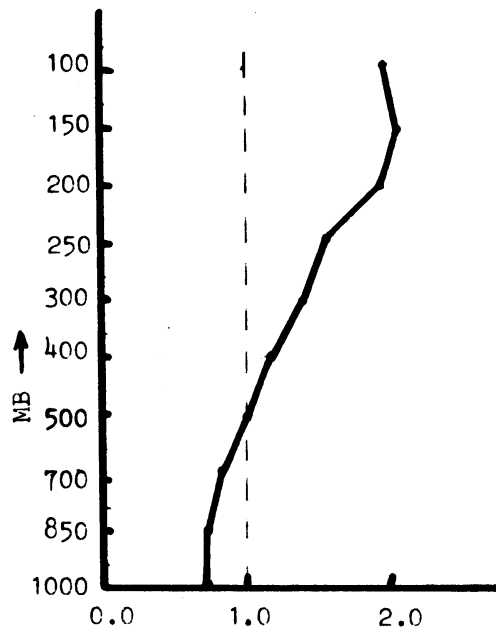


Fig. 3.6 Vermenigvuldigings factor voor de SD in de geopotential op standaarddrukvlakken t.o.v. 500 mb.

De standaarddeviatie voor de wind wordt verkregen door toepassing van de geostrofische windvergelijking op de standaarddeviatie van de geopotential. Analoog volgt die voor de temperatuur uit de hydrostatische vergelijking. Omdat er geen relevante statistiek bekend is voor de standaarddeviatie in de relatieve vochtigheid wordt deze constant genomen en wel een waarde van 20%.

3.5 Model voor de observatiefouten-statistiek

De covariantie d_{kl} tussen de observatiefouten $(f_k^{\text{obs}} - f_k)$ en $(f_l^{\text{obs}} - f_l)$ voor de twee observaties f_k^{obs} en f_l^{obs} is in 3.1 gedefinieerd als:

$$d_{kl} = \frac{(f_k^{\text{obs}} - f_k)(f_l^{\text{obs}} - f_l)}{n}$$

In het huidige analyse schema wordt aangenomen dat alle analysefouten "random" verdeeld zijn en statistisch onafhankelijk, d.w.z.

$$d_{kl} = \sigma_k^2 = \text{standaarddeviatie observatiefout} \\ \text{als } k=l$$

$$d_{kl} = 0 \text{ als } k \neq l$$

σ_k wordt gegeven in Appendix III

Deze standaarddeviaties zijn niet alleen een gevolg van meetfouten maar ook van kleinschalige variaties die niet op het analysegrid kunnen worden weergegeven.

De aanname dat de observatiefouten "random" verdeeld zijn en dus statistisch onafhankelijk is zeer waarschijnlijk waar voor synops, radiosonde en aireps. Voor satellietwaarnemingen bestaat er een horizontale correlatie voor de observatiefout.

De correlatie hebben de zelfde vorm als die voor de forecastfouten, n.l. evenredig met $e^{-Br_{12}^2}$.

Deze correlatiefunctie voor satellietwaarnemingen is echter nog niet in het model ingebouwd.

3.6 Procedure voor de selectie van waarnemingen.

Een belangrijk probleem voor alle analyse-schema's is de selectie van waarnemingen, die invloed hebben op de te analyseren waarde in het roosterpunt. Deze selectie moet zodanig zijn dat de uiteindelijke waarde op het roosterpunt zonder twijfel de goede is.

Een toekomstig probleem is dat de computertijd nodig om het systeem van lineaire vergelijkingen voor de gewichtsfactoren op te lossen kwadratisch toeneemt als functie van het aantal geselecteerde waarnemingen.

Dit betekent dat slechts een beperkt aantal waarnemingen in het analyseschema kunnen worden opgenomen.

Omdat het niet realistisch is om alle combinaties van waarnemingen te testen, ten einde de meest optimale combinatie te verkrijgen, is het nodig om empirische "quasioptimum" selectie regels te construeren.

Een andere manier om rekentijd te besparen is het toepassen van een "simpeler" analyse methode indien er veel waarnemingen rond een bepaald roosterpunt liggen (zie 3.7).

Omdat de autocorrelaties van de parameters die geanalyseerd worden bij benadering isotropisch zijn, kunnen de waarnemingen geselecteerd worden op hun afstand t.o.v. het gridpunt.

Om te voorkomen dat de waarnemingen teveel gecorreleerde informatie bevatten wordt er ook gekeken naar de verdeling rond het gridpunt en wordt er ook geselecteerd op een zo groot mogelijke spreiding rondom het punt.

Er gelden de volgende selectieregels: (zie fig. 3.7)

regel 1 : Selecteer de dichtstbij het roosterpunt liggende waarneming in ieder van de 4 kwadranten, met de voorwaarde dat de correlaties tussen de waarneming en het roosterpunt groter zijn dan een bepaalde waarde (0.6).

regel 2 : Verdeel de overgebleven waarnemingen in groepen zodat ieder groep binnen een gebied valt gegeven door het netwerk van vierkanten met een roosterpunt in het centrum. Selecteer vervolgens één waarneming per vierkant in toenemende afstand t.o.v. het roosterpunt totdat de correlatie kleiner is dan een bepaalde waarde (0.6). Deze punten liggen binnen een (correlatie)cirkel om punt G. Hierbij worden de vierkanten waaruit een waarneming geselecteerd is volgens regel 1 overgeslagen.

regel 3 : Selecteer de overblijvende waarnemingen binnen de correlatie cirkel.

regel 4 : selecteer de waarnemingen in de vierkanten buiten de
gekozen correlatiecirkel. Daar is de correlatie dus kleiner
dan een voorgeschreven waarde.

Wordt tijdens de selectie het maximum aantal waarnemingen overschreden
dan wordt de selectieprocedure afgebroken.

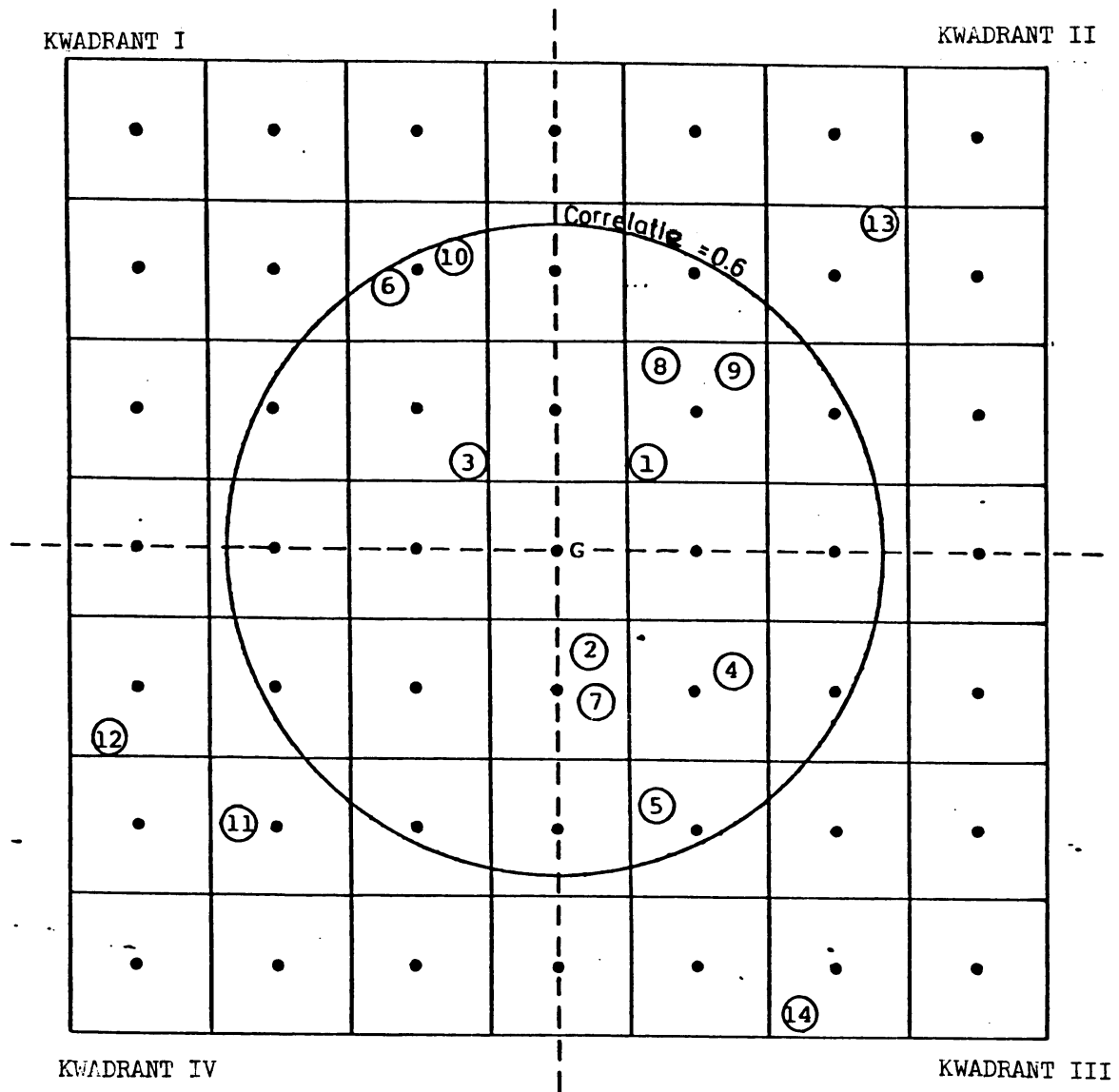


Fig. 3.7 De selectie van waarnemingen voor roosterpunt G.
Voor verklaring zie tekst.

Ter verduidelijking een voorbeeld (zie fig 3.7).

regel 1 : waarnemingen 1,2 en 3 geselecteerd.

regel 2 : ,, 4,5 en 6 geselecteerd.

regel 3 : ,, 7,8,9 en 10 geselecteerd.

regel 4 : ,, 11,12,13, etc... geselecteerd.

De selectie wordt afgebroken als het maximum aantal geselecteerde waarnemingen bereikt is. Is dit b.v. 6 dan worden alleen regels 1 en 2 toegepast.

3.7 Procedure voor de selectie van de interpolatiemethode

Afhankelijk van de dichtheid van de waarnemingen en de ruimtelijke verdeling ervan rondom het roosterpunt, wordt er gekeken welke interpolatiemethoden er worden toegepast.

Er zijn drie methoden:

Methode A; als de waarnemingsdichtheid klein is dan wordt er een volledige driedimensionale optimum interpolatie toegepast.

Methode B en C ; tweedimensionale optimum interpolatie bij een "gemiddelde" waarnemingsdichtheid.

Methode D; Een gewogen gemiddelde van de waarnemingen rond het roosterpunt indien de waarnemingsdichtheid groot is en regelmatig rond het roosterpunt verdeeld.

Het verschil in methode B en C ligt in de keuze van de autocorrelatiefunctie. Voor C wordt er een autocorrelatiefunctie gekozen die een kleinere horizontale schaal beschrijft. Reden hiervoor is dat het mogelijk moet zijn een kleinschalige verstoring te beschrijven als de waarnemingsdichtheid groter is.

We definiëren de stationsdichtheid-index als het aantal radiosonde waarnemingen rond een roosterpunt waarop de analyse wordt uitgevoerd waarvoor de autocorrelatie t.o.v. dit roosterpunt groter is dan een bepaalde waarde (0.75).

De stationsverdelings-index is het aantal kwadranten rond het roosterpunt waarin er radiosondewaarnemingen zijn waarvoor de autocorrelatie t.o.v. het roosterpunt groter is dan een bepaalde waarde (0.75).

De volgende selectieprocedure voor de interpolatiemethode wordt dan toegepast:

Stationsverdelingsindex	Stationsdichtheids-index		
	0-3	4-5	6 en meer
0-2	methode A	methode B	methode C
3-4			methode D

De indeling zoals hierboven gegeven is een afweging tussen aan de ene kant een nauwkeurige interpolatie en aan de andere kant een reductie van de komputertijd.

3.8 Een simpele analyse methode als de waarnemingsdichtheid groot is.

Als de dichtheid van de radiosondewaarnemingen hoog is en als de waarnemingen homogeen verdeeld zijn rondom het roosterpunt dan wordt de analyse twee dimensionaal met een simpele interpolatiemethode uitgevoerd.

Bij deze methode worden de gewichtsfactoren voor de interpolatie p_i expliciet bepaald door de afstand r_i tussen waarnemingspunt en roosterpunt.

$$f_g^{na} = f_g^p + \sum_{i=1}^n p_i (f_i^{obs} - f_i^p) \quad \text{met } p_i = \frac{\beta(r_i)}{\sum_{j=1}^n \beta(r_j)} \quad (21)$$

De variantie in de interpolatie fout wordt dan geschat door:

$$E \approx K_E \frac{\sum_{k=1}^n \sigma_{kk}^2}{N} \quad (22)$$

Hierin is $\beta(r_i)$ de autocorrelatie voor de parameter die wordt geanalyseerd. K_E is een empirische konstante (0.7).

4.0 Controles op foute waarnemingen.

Alle waarnemingen die gebruikt kunnen worden in de numerieke analyse van een roosterpuntswaarde worden gecontroleerd op hun betrouwbaarheid. Afhankelijk van de resultaten van deze controle worden ze geklassificeerd als zijnde goed, verdacht of fout.

De gehele controle procedure bestaat uit drie onderdelen:

- 1) grove controle : hoe reëel is de waarde?
- 2) controle op consistentie t.o.v. het gisveld (time consistency check).
- 3) controle op consistentie t.o.v. de omliggende waarnemingen (space consistency check).

(Voordat een tempwaarneming in het waarnemingenbestand wordt opgenomen, wordt ze gecontroleerd op hydrostatitische consistentie.)

4.1. Een grove controle

De eerste controle is simpel. Er wordt gekeken of de waarnemingen een reële meteorologische waarde heeft. B.v. voor de druk op zeeniveau moet gelden $900 \text{ mb} < p_s < 1100 \text{ mb}$.

4.2. Controle op consistentie t.o.v. het gisveld.

Deze controle gaat als volgt:

Allereerst worden de gisveldwaarden van de vier roosterpunten die rond het waarnemingspunt liggen geïnterpoleerd naar het waarnemingspunt. Hiervoor wordt een kwadratische interpolatie gebruikt, terwijl er aan de randen lineaire interpolatie wordt toegepast.

We hebben dan op het waarnemingspunt twee waarden n.l. de gisveldwaarde f_g en de waarneming zelf f_{obs} .

Als $|f_g - f_{obs}| \leq K_{tol}$ dan waarneming correct.

Als $|f_g - f_{obs}| > K_{tol}$ dan waarneming verdacht. (23)

K_{tol} is de tolerantie die mag bestaan in het verschil tussen gisveld en waarneming. K_{tol} is afhankelijk van de forecasttijd van het gisveld, het seizoen en het drukk niveau.

4.3 Controle op consistentie t.o.v. de waarnemingen

Deze controle is het meest tijdrovende deel van het analyseprogramma.

Hierin wordt niet meer gerekend met waargenomen waarden maar met verschillen t.o.v. het gisveld. Dus voor f_i^{obs} dient men nu te lezen het verschil tussen waarneming en gisveld.

We gaan uit van een waarneming f_i^{obs} in punt 0 (zie fig. 4.1).

Door drie dimensionale optimum inter-

polatie wordt m.b.v. de omliggende

waarnemingen f_j^{obs} ($j=1, \dots, n$) een waarde

berekend op punt 0.

Aangenomen dat de waarnemingsfout en

de interpolatiefout statistisch onafhan-

kelijk zijn dan volgt daaruit:

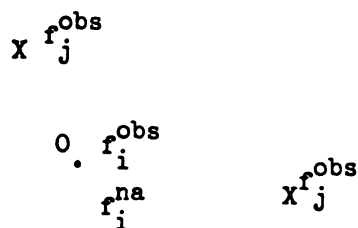


fig. 4.1

$$MSD = (f_i^{obs} - f_i^{na})^2 = \sigma_i^2 + E, \text{ waarin } \sigma_i \text{ de standaarddeviatie}$$

in de waarneming (zie 3.5) en E de geschatte interpolatiefout.

Het volgende algoritme wordt nu gebruikt.

1) f_i^{obs} correct als $|f_i^{obs} - f_i^{na}| \leq K_1 \cdot \sqrt{MSD}$

2) f_i^{obs} (tijdelijk) verdacht als

$$K_1 \cdot \sqrt{MSD} < |f_i^{obs} - f_i^{na}| \leq K_2 \cdot \sqrt{MSD} \quad (24)$$

3) f_i^{obs} (tijdelijk) fout $|f_i^{obs} - f_i^{na}| > K_2 \cdot \sqrt{MSD}$

De konstanten K_1 en K_2 worden zo gekozen dat er een redelijk kleine kans bestaat dat een correcte waarneming als verdacht of fout wordt beoordeeld. Momenteel is $K_1=5$ en $K_2=3.75$ voor alle te analyseren grootheden.

Bij boven genoemde interpolatie krijgen we ook een schatting van de standaarddeviatie in de interpolatiefout op punt 0.

Deze wordt dus gebruikt om samen met de standaarddeviatie in de waarneming een tolerantie te bepalen voor de maximale afwijking tussen waarneming en geïnterpoleerde waarde.

Door nu steeds een van de omliggende waarnemingen f_j^{obs} weg te laten en het algoritme (24) toe te passen kan worden voorkomen dat een foute waarneming f_j^{obs} een te grote invloed heeft op de beoordeling van de te controleren waarneming f_i^{obs} .

Dit is namelijk een probleem bij deze methode.

Het kan namelijk zijn dat de geïnterpoleerde waarde f_i^{na} beïnvloed is door een foute waarneming die er vlak bij ligt. Als we hiermee geen rekening houden dan kan het gebeuren dat f_i^{obs} verworpen wordt terwijl f_i^{obs} correct is.

Daarom wordt de controle steeds herhaald, waarbij steeds een andere waarneming f_j^{obs} wordt weggelaten, totdat de waarde f_i^{obs} correct wordt bevonden of alle combinaties van f_j^{obs} zijn uitgeprobeerd.

Is in dit laatste geval f_i^{obs} nog steeds fout dan wordt hij verworpen.

Ter verduidelijking een simpel voorbeeld (zie fig 4.2).

Stap1: 990mb wordt als tijdelijk verdacht

beschouwd.

X 995 mb
(2)

Stap2: elimineer obs. 2, 990mb wordt

nog steeds als tijdelijk verdacht beschouwd.

X 990 mb X 1023 mb
(4)
(1)

Stap3: elimineer obs. 3, 990 mb wordt

nog steeds als tijdelijk verdacht beschouwd.

X 1000 mb
(3)

Stap4: elimineer obs. 4, 990 mb wordt

definitief als correct beschouwd.

fig. 4.2

5.0. De analyse van het geopotentialveld

De analyse van het geopotentialveld bestaat uit de volgende stappen

- 1) Berekening van het gisveld en van een schatting van de standaarddeviatie van de fout in het gisveld; Voor een gisveld kan zowel een forecast als de klimatologie gebruikt worden of een mengvorm van beide.
- 2) Interpolatie van het gisveld en de standaarddeviaties in het gisveld naar de posities van de waarnemingen en tijd-consistentie controle.
- 3) Ruimtelijke consistentie controle van de verschillen tussen waarneming en gisveld.
- 4) Interpolatie naar de roosterpunten van de waargenomen afwijkingen t.o.v. het gisveld.

5.1 Berekening van het gisveld

Het is mogelijk om het gisveld te mengen met de klimatologie.

Dit is vooral zinvol als de analyse plaats vindt op een voldoende groot gebied, b.v. Hemisferisch of globaal.

Numerieke forecasts voor de geopotential worden niet uitgevoerd op alle standaard-drukniveau's. Voor de te analyseren niveau's waarop een numerieke forecast ontbreekt wordt deze verkregen door een verticale statistische interpolatie.

5.1.1 Mixen van numerieke forecast en klimatologie.

Voor de analyse van de geopotential z hebben we een gisveldwaarde z_g^p nodig voor alle roosterpunten G . We kunnen nu dit gisveld mengen met de klimatologie. z_g^p is dan een gewogen gemiddelde tussen forecast z_g^{np} en klimatologisch veld \bar{z}_g :

$$z_g^p = q_g z_g^{np} + (1 - q_g) \bar{z}_g \quad (25)$$

De gewichtsfactoren q_g worden bepaald door minimalisatie van

$$E_p = \overline{(z_g - z_g^p)^2}$$

$$E_p \text{ is minimaal als } \frac{\delta E_p}{\delta q_p} = 0$$

Onder de aanname dat de forecastfouten onafhankelijk zijn van de werkelijke anomalieën $(z_g - \bar{z}_g)$ krijgen we na uitwerken:

$$q_g = \frac{m_{gg}}{m_{gg} + m_{gg}^{np}}, \text{ waarin } m_{gg} = \overline{(z_g - \bar{z}_g)^2}, \text{ de variantie van de}$$

geopotential anomalie in het roosterpunt G, en $m_{gg}^{np} = \overline{(z_g^{np} - z_g)^2}$

de variantie van de forecastfout in punt G.

5.1.2 Verticale interpolatie van het gisveld.

Het kan voorkomen dat een numeriek model niet voor alle standaarddrukvlakken waarop geanalyseerd wordt een geopotential berekent.

De ontbrekende geopotentialvlakken worden verkregen door verticale statistische interpolatie. Hierbij worden twee niveau's boven en twee niveau's onder het ontbrekende vlak gebruikt. B.v. 700, 500, 300 en 200 mb worden gebruikt voor het 400 mb-vlak.

De verticaal geïnterpoleerde geopotential $z_g^{int}(p)$ op een drukvlak p in een gridpunt G wordt gegeven door:

$$z_g^{int}(p) = \bar{z}_g(p) + \sum_{i=1}^n \alpha_i (z_g^{np}(p_i) - z_g(p_i)) \quad (26)$$

met: $\bar{z}_g(p)$ de maandgemiddelde waarde voor de geopotential

$z_g^{np}(p_i)$ de numerieke forecastwaarde van de geopotential.

De gewichtsfactoren α_i worden weer verkregen door minimalisatie van de variantie van de interpolatiefout E_G

$$E_G = \overline{(z_g(p) - z_g^{int}(p))^2}$$

Waarin $z_g(p)$ de werkelijke waarde van de geopotential is.

Als we veronderstellen dat de forecastfouten statistisch onafhankelijk zijn van de "echte" afwijkingen t.o.v. het maand-

gemiddelde dan leidt het minimaliseren van E_G tot het volgende systeem van lineaire vergelijkingen van de interpolatie-gewichtsfactoren.

$$\sum_{j=1}^n (m(z_g(p_i), z_g(p_j)) + m^{np}(z_g(p_i), z_g(p_j))) \alpha_j = m(z_g(p_i), z_g(p))$$

Met: $m^{np}(z_g(p_i), z_g(p_j))$ is de verticale covariantie van de forecast-fout. Deze zijn dezelfde als beschreven in 3.4.

$m(z_g(p_i), z_g(p_j)) = \sqrt{m_{gg}(p_i)} \cdot \sqrt{m_{gg}(p_j)} \cdot \mu(z(p_i), z(p_j))$ is de verticale covariantie in de werkelijke afwijking van het maandgemiddelde. μ is een verticale autocorrelatiematrix en is berekend uit een lange reeks van radiosonde waarnemingen. Zie Appendix V.

De standaarddeviatie $m_{gg}(p_i)$ is besproken in 5.1.1 en 3.4.

5.2 ruimtelijke interpolatie bij de analyse van de geopotentiaal.

Voor de analyse van het geopotentiaal veld worden de volgende soorten waarnemingen gebruikt:

- 1) geopotentiele hoogte uit radiosonde waarnemingen
- 2) geopotentiele diktes uit satelliet waarnemingen
- 3) gronddruk waarnemingen

De interpolatie is drie dimensionaal.

De manier waarop de verschillende waarnemingen de geanalyseerde waardes beïnvloeden wordt geïllustreerd in fig. 5.1.

Gronddrukwaarnemingen beïnvloeden de geanalyseerde geopotentiaal op alle verticale niveau's. Als er echter geen satellietwaarneming aanwezig is dan neemt het gewicht van de gronddrukwaarneming met de hoogte af. Als er wel satellietwaarnemingen zijn dan maakt het gecombineerde effect van gronddruk en dikte het gewicht van de gronddrukwaarneming groter.

De geopotentiaal voor een enkel standaarddrukvlak heeft invloed op iedere geanalyseerde roosterpuntswaarde op elk drukvlak. Als er een waarneming op een bepaald drukvlak ontbreekt dan worden de waarnemingen op het dichtstbijzijnde drukvlak gebruikt.

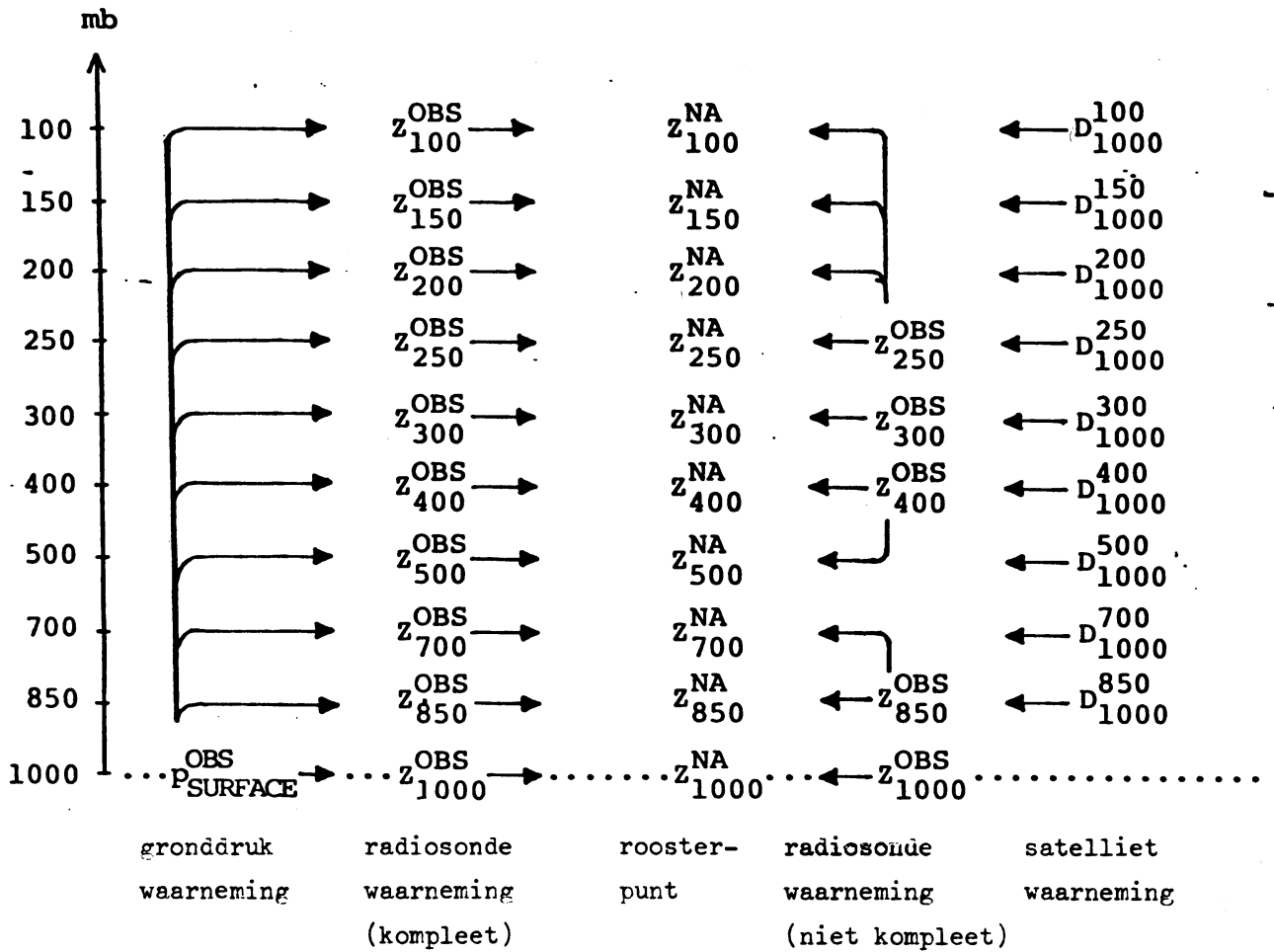


Fig. 5.1 Illustratie van de verticale beïnvloeding door verschillende types waarnemingen gedurende de analyse van het geopotentialveld.

6

Uit satellietwaarnemingen wordt de dikte tussen 1000mb en het te analyseren niveau geselecteerd. Hierdoor wordt er weer gebruik gemaakt van het gecombineerde effect van gronddruk en dikte.

De volledige uitdrukking voor de interpolatie van de geopotential is dan (vergelijk met (1)):

$$z_g^{na} = z_g^p + \sum_{i=1}^n p_i (z_i^{obs} - z_i^p) + \sum_{j=1}^n q_j (ps_j^{obs} - ps_j^p) + \sum_{k=1}^n r_k (d_k^{obs} - d_k^p)$$

(dezelfde notatie als in 3.0)

ps = gronddruk, d = dikte, z = geopotential.

p_i , q_j , en r_k zijn de interpolatie-gewichtsfactoren.

Het gisveld voor de gronddruk wordt verkregen uit een simpele relatie

met de 1000 mb geopotential:

$$p_s^p = 1000.0 + z_{1000}^p / 8.1 \quad (28)$$

De verticale correlaties tussen de drukkivau's en de grondruk worden geschat m.b.v. de verticale correlaties tussen drukvlak en het 1000 mb-vlak.

Voor een schatting van de variantie van de grondruk volgt uit (28)

$$\overline{(p_s - p_s^p)^2} = \overline{(z_{1000} - z_{1000}^p)^2} / 8.1^2 \quad (29)$$

De verticale covarianties voor de geopotentiële dikte m^{dd} worden geschat met de verticale covarianties van de geopotential m^{zz}

$$m^{dd}(p_i, p_j) = \overline{(d_i - d_i^p)(d_j - d_j^p)} = m^{zz}(p_i, p_j) - m^{zz}(p_i, 1000) - m^{zz}(1000, p_j) + m^{zz}(1000, 1000) \quad (29)$$

De verticale covariantie m^{zz} van de afwijkingen van het gisveld zijn behandeld in 3.4.

5.3 consistentie controle voor het geopotentialveld

De algemen methode is beschreven in 4.0. Hier volgen nog wat aanvullingen.

Alle fout bevonden waarnemingen worden direct uit de waarnemingenlijst verwijderd. Blijkt een waarneming bij controle op tijds-(cq.ruimtelijke) consistentie verdacht te zijn en ook verdacht bij ruimtelijke-(cq.tijds) consistentie nog steeds verdacht dan wordt hij alsnog verwijderd.

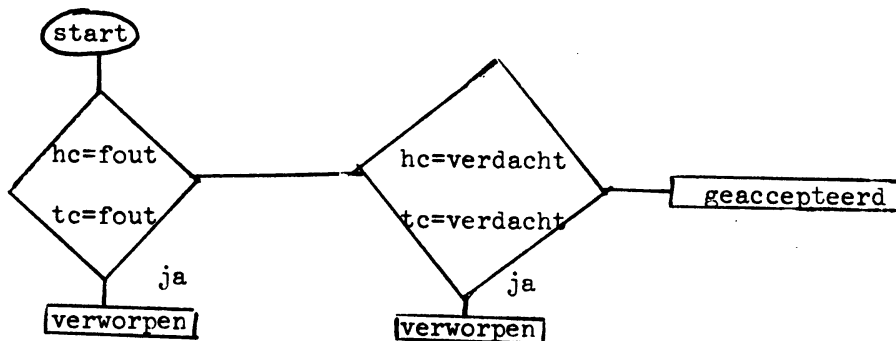


fig5.2 regels voor het verwerpen/accepteren van een waarneming
 tc is resultaat tijds consis. controle.
 hc is resultaat ruimtelijke consis. controle.

6.0 De analyse van het windveld.

De analyse van het windveld bestaat uit de volgende stappen:

1) Het gisveld wordt berekend, waarvoor drie verschillende gisvelden gebruikt kunnen worden.

a) geostrofische wind berekend uit het geopotentialgisveld.

b) gradientwind ,, ,, ,, ,, .

c) gradient wind berekend uit de geanalyseerde geopotential.

Op dezelfde manier wordt de standaarddeviatie berekend voor het windgisveld.

2) Interpolatie van het gisveld en standaarddeviatie naar de posities van de waarnemingen en tijds-consistentie controle,

3) ruimtelijke consistentie controle voor de verschillen tussen gisveld en waarnemingen.

4) driedimensionaal optimum interpolatie op de roosterpunten van de waargenomen afwijking van de windcomponenten t.o.v. het gisveld.

5) aanpassen van de geanalyseerde windveld en het geanalyseerd geopotentialveld aan de gradient windbalans.

Deze aanpassing gaat volgens "calculus of variations" zoals beschreven in Appendix VI. Gedurende deze procedure bepalen de geschatte standaarddeviaties de richting van de aanpassing.

Als b.v. de dichtheid van de windwaarnemingen hoog is maar er geen of weinig geopotential waarnemingen zijn dan wordt de geopotential aangepast aan het windveld.

6.1 berekening van het gisveld.

Het "beste" gisveld wat te krijgen is is een gradientwind afgeleid uit de geanalyseerde geopotentialveld.

De volgende vergelijkingen worden hierbij gebruikt:

Uit de twee dimensionale bewegings vergelijking volgt:

$$\begin{aligned}
 U_{gr} &= U_g - \frac{1}{f} \left(U_g \frac{\delta V_g}{\delta x} + V_g \frac{\delta U_g}{\delta y} \right) = U_g - \frac{1}{f} K_v \\
 V_{gr} &= V_g - \frac{1}{f} \left(U_g \frac{\delta U_g}{\delta x} + V_g \frac{\delta V_g}{\delta y} \right) = V_g - \frac{1}{f} K_u
 \end{aligned}
 \tag{30}$$

(K_u en K_v zijn gradient windcoëfficiënten) $\left(\frac{\delta U}{\delta t} = \frac{\delta V}{\delta t} = 0 \right)$

Numeriek oplossen deze vergelijking geeft problemen op lagere breedtes waar f naar nul nadert. Om dit te voorkomen wordt er een empirische relatie ingevoerd zodat:

$$U_{gr} = U_g - \frac{S(\text{lat})}{f} K_u \quad \text{en} \quad V_{gr} = V_g - \frac{S(\text{lat})}{f} K_v$$

$$\begin{aligned}
 \text{met } S(\text{lat}) &= 1 \quad \text{als breedte} \geq 45^\circ \\
 &= \frac{f(\text{lat}) - f(30)}{f(45) - f(30)} \quad \text{als } 30^\circ < \text{breedte} < 45^\circ \\
 &= 0 \quad \text{als breedte} \leq 30^\circ
 \end{aligned}$$

De gradientwind wordt berekend op een "staggered grid". (zie fig 5.3)

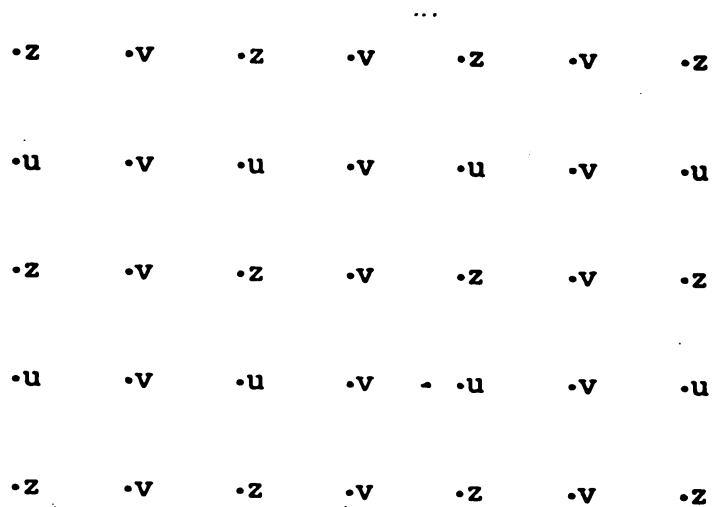


Fig. 5.3 "staggered grid" voor de analyse van de wind
 z roosterpunten voor de geopotentiaal analyse
 u roosterpunten voor de u-windcomponent
 v roosterpunten voor de v-windcomponent

In de eindige differentie vorm wordt (30) dan:

$$\begin{aligned}
 U_{gr} &= U_g - \frac{S(\text{lat})}{f} \frac{m}{s} (\bar{U}_g^{xy} \Delta_x \bar{V}_g^y + \bar{V}_g^{xy} \Delta_y \bar{V}_g^x) \\
 V_{gr} &= V_g - \frac{S(\text{lat})}{f} \frac{m}{s} (\bar{U}_g^{xy} \Delta_x \bar{U}_g^y + \bar{V}_g^{xy} \Delta_y \bar{U}_g^x)
 \end{aligned}
 \tag{31}$$

Met m = mapfactor, \bar{A}^x of y gemiddelde in x of y richting,

\bar{A}^{xy} gemiddelde in beide richtingen en Δ_x, Δ_y eindige differentie in x, y .

Terug rekenen van gradientwind naar geostrofische wind gebeurt met dezelfde vergelijking.

Er kunnen problemen optreden bij het oplossen van vergelijking (31)

als de straal van de kromming in een hoge of lage drukgebied een

kleine waarde aanneemt, dan kunnen er kleinschalige fluctuaties

met een grote amplitude optreden in de gradientwindcoëfficiënten K_{u1} en K_{v1} .

Deze fluctuaties worden uitgedempt met een selectief filter. De

dempingsfactor van dit filter wordt gegeven door fig.5.4.

Voor de berekening van de standaarddeviatie in de fout van het gisveld

zie 3.4.3..

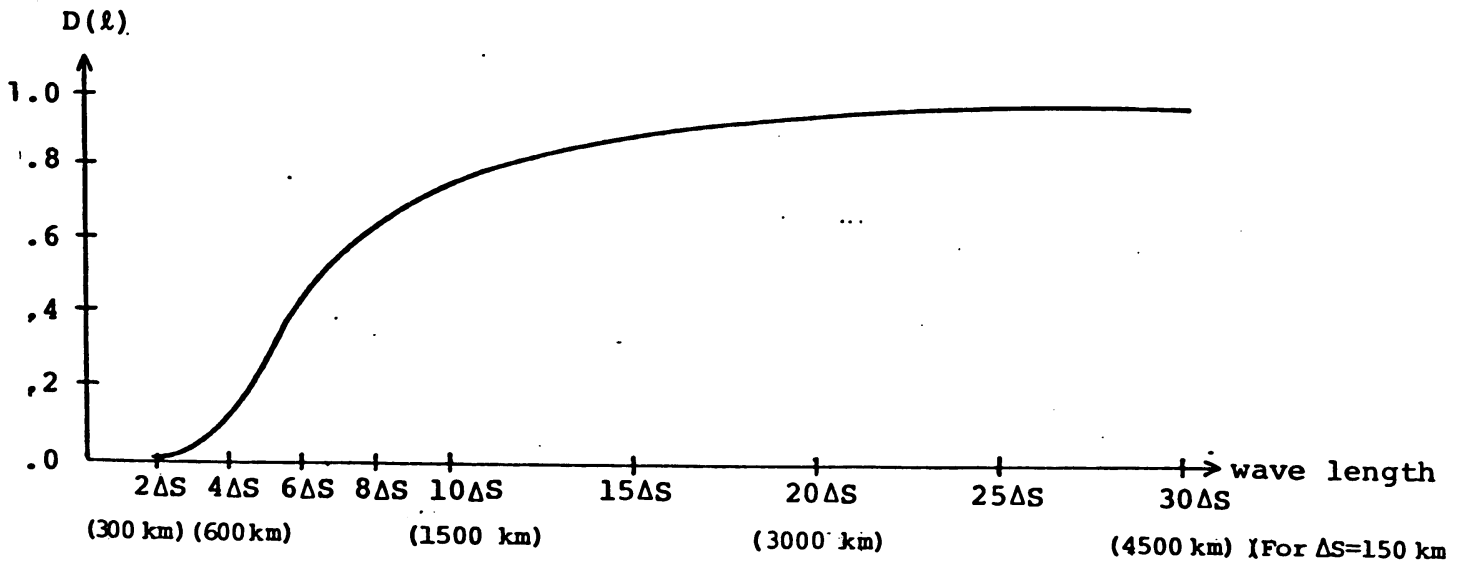


Fig. 5.4 Dempingsfactor als functie van de golflengte gebruikt bij het filteren van kleinschalige fluctuaties in de gradientwindcoëfficiënten

6.2 Ruimtelijke interpolatie bij de analyse van het windveld.

De volgende soorten windwaarnemingen kunnen worden gebruikt:

- 1) radiosonde
- 2) pilotwinden
- 3) grondwinden uit synop en shipreports
- 4) airepwinden
- 5) satellietwinden

De interpolatie wordt driedimensionaal uitgevoerd

De manier waarop de verschillende waarnemingen de geanalyseerde roosterpuntswaarde beïnvloeden wordt in fig. 5.5 geïllustreerd.

Dit is in principe dezelfde manier als bij de geopotentialanalyse.

De wind aan het aardoppervlak gemeten wordt omgerekend naar een

1000 mb- wind op de volgende simpele manier:

$$dd_{1000} = dd_{obs} + 20^{\circ} \quad \text{en} \quad ff_{1000} = ff_{obs} \times 1.5 \quad (32)$$

Er wordt gebruik gemaakt van slechts enkele van tevoren geselecteerde windwaarnemingen uit de synop. Hieronder vallen b.v. alle weerschepen.

Deze simpele methode om te corrigeren voor de wrijving aan de grond zou nog wat verbeterd moeten worden.

De formele uitdrukking voor de windanalyse luidt dan (vgl. met(1))

$$U_{gu}^{na} = U_{gu}^p + \sum_{i=1}^n p_i (U_i^{obs} - U_i^p) + \sum_{j=1}^m q_j (u_j^{obs} - U_j^p) \quad (33)$$

$$V_{gv}^{na} = V_{gv}^p + \sum_{i=1}^n r_i (V_i^{obs} - V_i^p) + \sum_{j=1}^m s_j (v_j^{obs} - V_j^p)$$

Met: U_{gu}^{na} , V_{gv}^{na} de geanalyseerde wind in resp. U en V gridpunt.

U_{gu}^p , V_{gv}^p de giswaarde voor de wind in resp. U en V gridpunt.

U_i^{obs} , V_i^{obs} de waargenomen wind in waarnemingspunt i.

U_i^p , V_i^p de giswaarde voor de wind in waarnemingspunt i.

De eerste som (met index i) zijn de waarnemingen op verschillende drukvlakken en de tweede som (met index j) de waarnemingen op een enkel niveau.

De forecastfouten voor de wind zijn behandeld in 3.5.

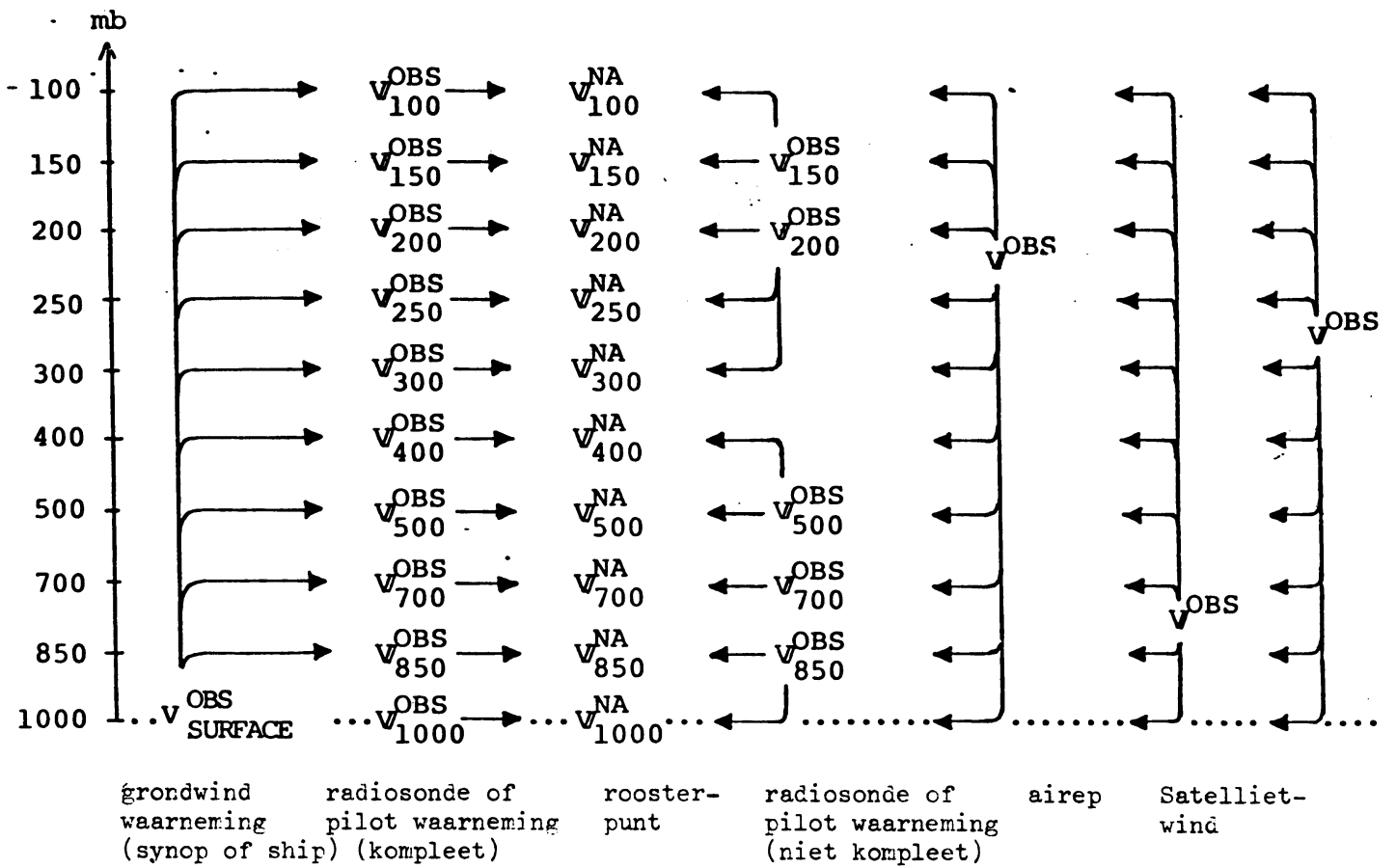


Fig. 5.5 Illustratie van de verticale beïnvloeding van verschillende soorten windwaarnemingen gedurende de analyse van de wind.

6.3 Consistentie controle voor windwaarnemingen.

De algemene methode is beschreven in 4.3.

Voor waarnemingen tussen twee analysevlakken wordt de interpolatie in twee stappen uitgevoerd.

- 1) eerst wordt naar de horizontale positie van een waarneming geïnterpoleerd in het dichtsbijzijnde drukvlak boven en onder de waarneming
- 2) vervolgens wordt er tussen deze twee drukvlakken lineair geïnterpoleerd tot het niveau van de waargenomen wind.

De waargenomen wind wordt gecontroleerd door het vectorverschil tussen waargenomen en geïnterpoleerde wind te berekenen.

De volgende controle op ruimtelijke consistentie wordt uitgevoerd:

De waargenomen windcomponenten U_i^{obs} en V_i^{obs} zijn correct als:

$$\sqrt{(U_i^{obs} - U_i^{int})^2 + (V_i^{obs} - V_i^{int})^2} \leq K_1 \cdot \sqrt{E_u + E_v + 2(V_i)}$$

zijn (tijdelijk) verdacht als:

$$K_1 \cdot \sqrt{E_u + E_v + 2(V_i)} < \sqrt{(U_i^{obs} - U_i^{int})^2 + (V_i^{obs} - V_i^{int})^2} < K_2 \cdot \sqrt{E_u + E_v + 2(V_i)}$$

en (tijdelijk) fout als:

$$\sqrt{(U_i^{obs} - U_i^{int})^2 + (V_i^{obs} - V_i^{int})^2} \geq K_2 \cdot \sqrt{E_u + E_v + 2(V_i)} \quad (34)$$

V_i^{int} , U_i^{int} zijn de geïnterpoleerde waarde voor U en V component.

$E_u = (U_i^{int} - U_i)^2$: geschatte interpolatie fout in U component.

$E_v = (V_i^{int} - V_i)^2$: geschatte interpolatie fout in V component.

K_1 en K_2 empirische constanten. ($K_1 = 4$ en $K_2 = 6$)

Voor de verdere uitwerking van de controle procedure zie 4.3.

Moeteel worden de waarnemingen die correct en verdacht zijn in het analyse schema meegenomen.

6.4 Onderlinze aanpassing van wind- en geopotentialanalyse.

Bij driedimensionaal optimum interpolatie worden geopotential en windcomponenten verkregen in alle roosterpunten.

In gebieden waar de dichtheid van de windwaarnemingen groot is in vergelijking tot de dichtheid van de geopotentialwaarnemingen.

bevat het geanalyseerde windveld meer informatie over de gradienten in het geopotentialveld dan het geopotential veld zelf.

Het omgekeerde komt ook voor,

Gebruiken we een gisveld voor de wind, berekend uit de geanalyseerde geopotential, dan bevat het gisveld voor de wind echter al informatie over de geopotential.

Om deze situatie wat recht te trekken wordt er een geforceerde aanpassing uitgevoerd tussen wind en geopotential.

Ingebouwd in deze aanpassing is het hierboven genoemde verschil in waarnemingsdichtheden. In gebieden met veel windwaarnemingen en weinig geopotential waarnemingen wordt de geopotential aan de wind aangepast en omgekeerd.

De aanpassingsmethode bestaat uit

de aanpassing aan de geostrofische balans van geopotential en wind.

Stel Z^{na} is het geanalyseerde geopotential veld en U_g^{na} en V_g^{na} de geanalyseerde geostrofische wind.

Stel de correctie op Z, U en V om een balans te krijgen zijn z, u en v_g .

$$Z = Z^{na} + z$$

$$U_g = U_g^{na} + u_g \quad (35)$$

$$V_g = V_g^{na} + v_g$$

$$U_g = -\frac{gm}{f} \frac{\delta Z}{\delta y}$$

en

$$V_g = -\frac{gm}{f} \frac{\delta Z}{\delta x}$$

Om de afleiding simpeler te maken stellen we:

$$\hat{U}_g = \frac{f}{gm} \quad U_g = -\frac{\partial Z}{\partial y} \quad \text{en} \quad \hat{V}_g = \frac{f}{gm} \quad V_g = \frac{\partial Z}{\partial x} \quad (36)$$

$$\text{en } \hat{U}_g = \hat{U}_g^{na} + \hat{u}_g \quad , \quad \hat{V}_g = \hat{V}_g^{na} + \hat{v}_g \quad (37)$$

De correcties worden berekend door de geïntegreerde kwadraten van correcties te integreren over het gehele analysegebied.

$$\text{Min } I = \iint_A \left\{ (\hat{u}_g^2 + \hat{v}_g^2) + \left(\frac{K_z E_z \hat{V}}{E_z} \right) z^2 \right\} dx dy \quad (38)$$

De factor $\frac{K_z E_z \hat{V}}{E_z}$ is ingevoerd om de aanpassing in de goede richting te dwingen. Deze richting wordt bepaald door de nauwkeurigheid van de geopotential-en windanalyse, die op haar beurt weer gegeven wordt door de interpolatiefout.

E_z = standaarddeviatie interpolatiefout geopotential

$E_{\hat{V}}$ = standaarddeviatie interpolatiefout wind

K_z = empirische "tuning" coefficient

M.b.v.(36) en (37) is het mogelijk \hat{U}_g en \hat{V}_g uit (38) te elimineren:

$$I = \iint_A \left\{ \left(\frac{\partial z^{na}}{\partial y} + \frac{\partial z}{\partial y} + \hat{U}_g^{na} \right)^2 + \left(\frac{\partial z^{na}}{\partial x} + \frac{\partial z}{\partial x} - \hat{V}_g^{na} \right)^2 + \left(\frac{K_z E_z \hat{V}}{E_z} \right) z^2 \right\} dx dy$$

$$\text{of } I = \iint_A F(x,y,z, \frac{\partial z}{\partial x}, \frac{\partial z}{\partial y}) dx dy \quad (39)$$

Het minimaliseren van I gebeurt met behulp van de Euler-Lagrange vergelijking, die voor dit geval gegeven wordt door:

$$\frac{\delta F}{\delta z} - \frac{\delta}{\delta x} \left(\frac{\delta F}{\delta \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)} \right) - \frac{\delta}{\delta y} \left(\frac{\delta F}{\delta \left(\frac{\partial z}{\partial y} \right)} \right) = 0 \quad \bar{z}=0 \quad \text{aan de rand} \quad (40)$$

Toepassen van (40) op (39) geeft

$$\nabla^2 z - \left(\frac{K_z E_z \hat{V}}{E_z} \right) z = \frac{\delta}{\delta x} \left(\hat{V}_g^{na} \right) - \frac{\delta}{\delta y} \left(\hat{U}_g^{na} \right) - \nabla^2 z^{na} \quad (41)$$

$z=0$ aan de randen

De correcties worden nu verkregen door (41) op te lossen.

Dit gebeurt met een relaxatiemethode.

7.0 De analyse van temperatuur en relatieve vochtigheid.

De analyse van temperatuur en vochtigheid bestaat uit de volgende stappen:

- 1) Berekening van het gisveld. Dit wordt verkregen uit het geanalyseerde geopotentiaal m.b.v. de hydrostatische vergelijking.
- 2) Interpolatie van het gisveld naar de waarnemingspunten (zie 4.2).
- 3) Ruimtelijke consistentie controle voor de waarnemingen (zie 4.3)).
- 4) Tweedimensionale optimum interpolatie op de roosterpunten.

Ook hier wordt weer gerekend met het verschil tussen waargenomen en gisveldtemperatuur c.q. rel. vochtigheid.

Het analyseschema is hier in tegenstelling tot die van geopotentiaal en wind een simpele tweedimensionale optimum interpolatie en is alleen ontworpen om analyses te geven speciaal voor "air-route" forecasting. Het geanalyseerde temperatuurveld beïnvloedt de geopotentiaal- en wind-analyse niet.

7.1 Berekening gisveld voor temperatuur.

Voor de berekening van de gisveldtemperatuur T_i op drukvlak p_i wordt gebruik gemaakt van de geanalyseerde diktes van de nabijliggende niveaus, ofwel $(z_{i+1} - z_i)$ en $(z_i - z_{i-1})$. Gebruik makend van de hydrostatische vergelijking en aannemend dat de temperatuur lineair afhankelijk is van $(\ln p)$ in de laag (p_{i-1}, p_{i+1}) , geldt:

$$dz = \frac{R}{g} T(p) d \ln p \quad \text{en} \quad T(p) = \alpha + \beta \ln p \quad (42)$$

Integreren we (42) over de lagen (p_{i-1}, p_i) en (p_i, p_{i+1}) dan krijgen we de volgende uitdrukkingen voor α en β :

$$z_i - z_{i-1} = \left\{ \frac{R}{g} \ln \left(\frac{p_{i-1}}{p_i} \right) \right\} \alpha + \left\{ \frac{R}{2g} \left[\ln \left(\frac{p_{i-1}}{p_i} \right) \right]^2 \right\} \beta^2 \quad (43)$$

$$z_{i+1} - z_i = \left\{ \frac{R}{g} \ln \left(\frac{p_i}{p_{i+1}} \right) \right\} \alpha + \left\{ \frac{R}{2g} \left[\ln \left(\frac{p_i}{p_{i+1}} \right) \right]^2 \right\} \beta^2$$

De oplossing van (43) wordt gegeven door:

$$\alpha = \frac{B(i,i+1) \cdot (z_i - z_{i-1}) - B(i-1,i) \cdot (z_{i+1} - z_i)}{B(i,i+1) \cdot A(i-1,i) - B(i-1,i) \cdot A(i,i+1)} \quad (44)$$

$$\beta = \frac{A(i,i+1) \cdot (z_i - z_{i-1}) - A(i-1,i) \cdot (z_{i+1} - z_i)}{A(i,i+1) \cdot B(i-1,i) - A(i-1,i) \cdot B(i,i+1)}$$

waarin

$$A(i,j) = \frac{R}{g} \ln \left(\frac{p_i}{p_j} \right) \quad \text{en} \quad B(i,j) = \frac{R}{2g} \left[\ln \left(\frac{p_i}{p_j} \right) \right]^2$$

Voor het laagste niveau worden de twee diktelagen daarboven gebruikt en voor het hoogste niveau de twee lagen daaronder.

De standaarddeviatie voor de fout in het gisveld varieert alleen met de verticaal (zie Appendix VI). Dit kan wat verbeterd worden als er wat meer relevante statistiek voor de temperatuur bekend is.

7.2 Gisveld voor relatieve vochtigheid.

Vanwege het ontbreken van enige relevante statistiek voor de standaarddeviatie in de relatieve vochtigheid wordt deze constant verondersteld op een waarde van 20% .

7.3 Ruimtelijke interpolatie van temperatuur en vochtigheid.

Alleen radiosonde waarnemingen worden in deze analyse gebruikt. Andere types waarnemingen kunnen via het berekende gisveld toch de temperatuur analyse beïnvloeden. De analyse is tweedimensionaal en alleen methoden B,C en D uit 3.7 worden gebruikt.

7.4 Ruimtelijke consistentie controle voor temperatuur en rel. vochtigheid.

Waarnemingen van temperatuur en rel. vochtigheid worden gecontroleerd

door het toepassen van de algemene methode zoals in 3.0 beschreven.
Gedurende de controle wordt alleen een tweedimensionale interpolatie
uitgevoerd.

8.0 K.N.M.I.-versie van het analysemodel

8.1. Verschillen met het S.M.H.I.-model

De K.N.M.I.-versie wijkt op verschillende punten af van de operationele versie van het S.M.H.I..

Dit komt vooral omdat het L.A.M.-model zelf nog in een testfase verkeert.

We noemen de volgende belangrijke afwijkingen:

- Het model heeft 4 lagen (1000, 850, 500, 300 mb)

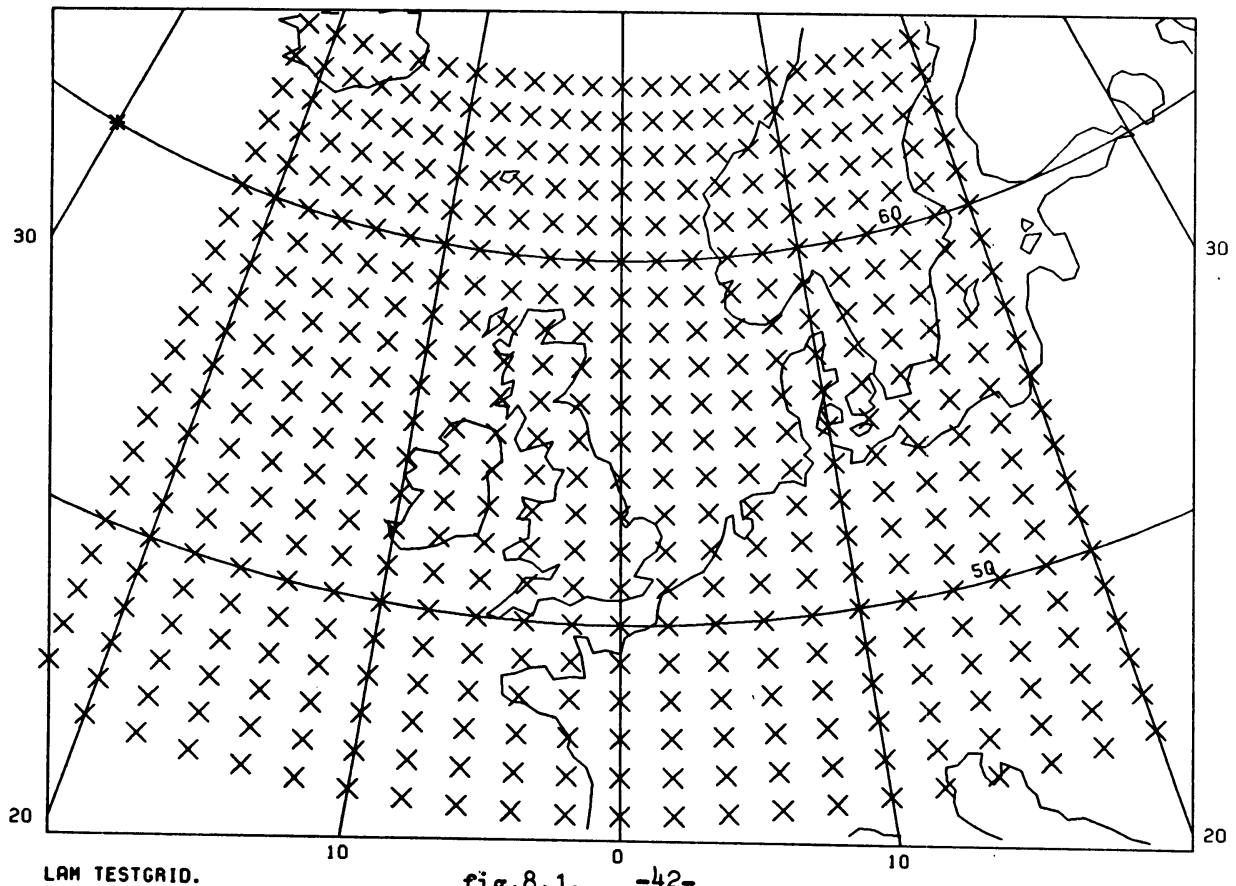
Het maximum aantal lagen dat mogelijk is is 10.

- Het grid beslaat een relatief klein gebied, (zie fig.8.1) en is 22X21 roosterpunten groot. De noordpool is nog niet verschoven en ligt op 90° NB.

- Er worden alleen SYNOP-, SHIP-, TEMP- en PILOT-waarnemingen gebruikt.

Het is mogelijk om ook andere waarnemingen te gebruiken maar deze zijn in het model nog niet getest.

- Als gisveld voor de wind wordt de geostrofische wind gebruikt die afgeleid is uit de hoogteanalyse.



8.2 Verschillen met het S.M.H.I.-programmatekst.

Het S.M.H.I.-analysemodel wordt gedraaid op een UNIVAC-computer.

De verschillen tussen deze computer en de Burroughs heeft nogal wat gevolg gehad voor de programmatuur.

Alle inlees- en uitleesprocedures alsmede het plotten weken nogal af van de Burroughs-procedures zodat deze allen herschreven zijn. Ook andere programma-onderdelen, zoals b.v. het sorteren van waarnemingen op bloknummer, moesten herschreven worden.

Om de door AIV opgeslagen waarnemingen te decoderen was een "interface" nodig, zodat er een bruikbare waarnemingen-file verkregen werd.

Deze Algol-procedure is geschreven door Bert van Dijk (AIV).

8.4 Flow-diagram.

Fig.82 geeft een globaal overzicht van de analyseberekeningen.

We bekijken ieder onderdeel even apart:

Inputparameters: Het model kent de volgende inputparameters die nogal afwijken van die in het SMHI-model:

DATUM : Datum + tijd van het gisveld.

IPRNT : Bepaalt hoeveel output er via de printer komt.

A : Dummy

PFTA : Tijdsverschil tussen starttijd van de als gisveld gebruikte forecast en tijdstip van de analyse.
DATUM + PFTA = analyse tijdstip.

MT : Identificatie van de gridcode voor de gisvelden.

IFAST : = 0 normale 3-dimensionale run wordt uitgevoerd.
= 1 gehele run is 2-dimensionaal.

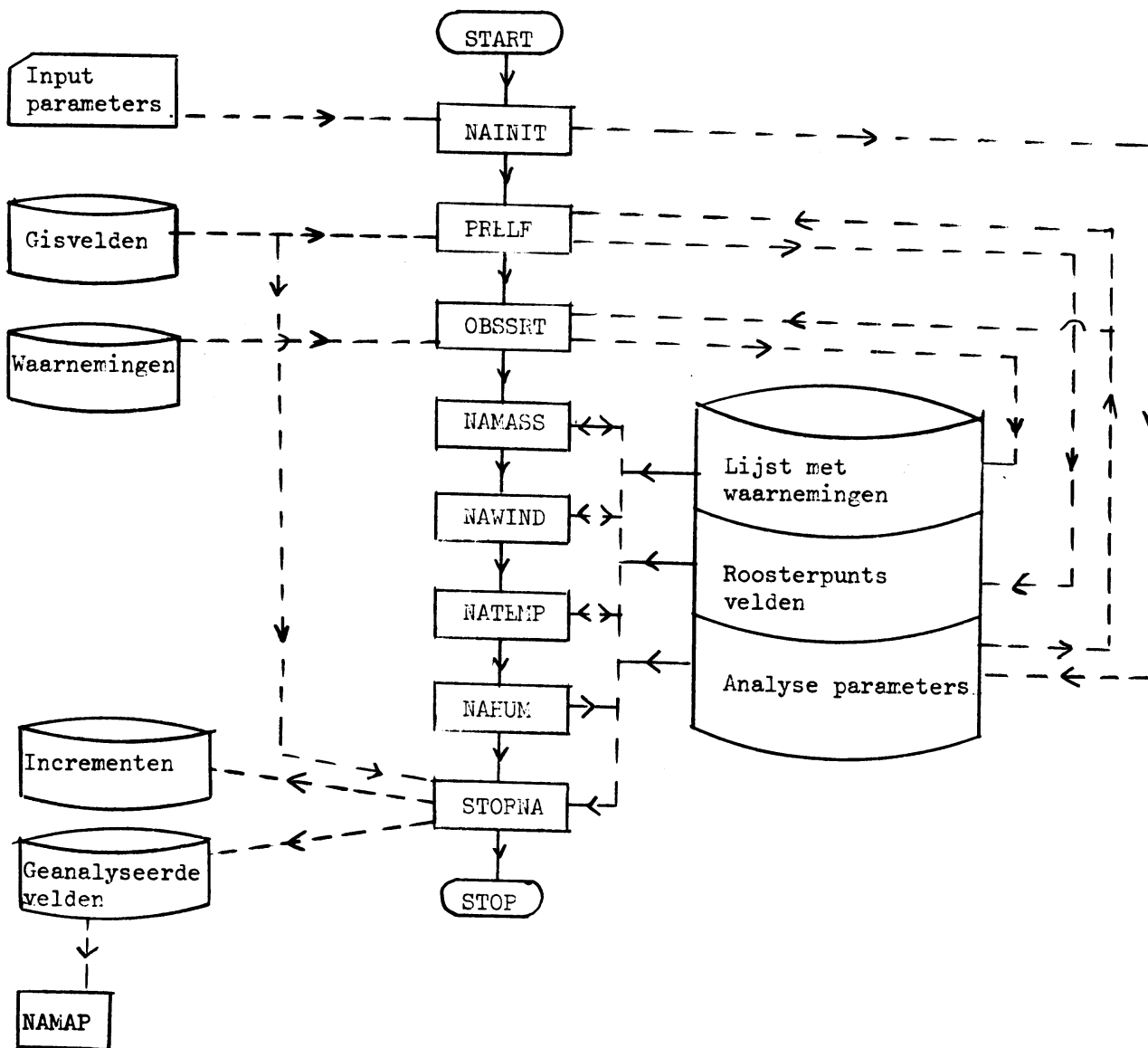
BOGUS : Dummy (nog geen mogelijkheid voor Bogus-data).

ISKIP : Bepaalt wat voor types waarnemingen er in de analyse gebruikt worden.

Permanent files

subprogramma's

tijdelijke files



FLOW DIAGRAM voor het gehele analyse programma.

IFLOW : Bepaalt of sommige analyseberekeningen al dan niet worden uitgevoerd. Onder deze berekeningen vallen onder meer controles op consistentie, analyse van de verschillende grootheden en aanpassing van hoogte- en windveld.

NAINIT: Aanmaak van de analyse-parameters, die de gehele run controleren. Deze parameters zijn onder andere:

- alle covarianties en correlaties.
- parameters die het grid beschrijven.
- parameters die uit ISKIP en IFLOW zijn afgeleid.
- alle empirisch bepaalde constanten.

Gisvelden: Alleen forecasts kunnen als gisveld gebruikt worden.

Het is niet meer mogelijk om klimatologie als gisveld te gebruiken.

PRELF: Ontdoet de gisvelden van de gridcode en zet ze om in een voor het analyseprogramma bruikbare vorm. Tevens worden de standaarddeviaties voor het hoogteveld ingelezen en berekend en die voor de wind en temperatuur berekend. Het resultaat komt op de tijdelijke file roosterpuntsvelden.

Waarnemingen: De door het interface-programma geproduceerde waarnemingen staan in deze file.

OBSSRT: Extraheert de waarnemingen uit de waarnemingen-file.

Voert enkele controles uit op betrouwbaarheid. Sorteert de waarnemingen op bloknummer en zet de waarnemingen in een voor het analyse-programma geschikte vorm op een tijdelijke file, 'lijst met waarnemingen'.

NAMASS: Consistentie controle op de hoogtewaarnemingen en de gronddruk. Drie-dimensionale analyse van het hoogteveld.

NAWIND: Consistentie controle op de windwaarnemingen en drie-dimensionale analyse van het windveld. Tevens aanpassing tussen geanalyseerde hoogtes en geanalyseerde wind.

NATEMP: Consistentie controle op de temperatuurwaarnemingen.

Twee-dimensionale analyse van het temperatuurveld.

NAHUM: Consistentie controle op de waarnemingen van relatieve vochtigheid en twee-dimensionalanalyse.

STORNA: Stopt alle analyses in één file en voorziet ze van gridcode.

Berekent incrementen = verschil tussen gisveld en analyse.

Berekent enkele statistische grootheden zoals b.v. de standaard deviatie tussen gisveld en analyse.

NAMAP: Produceert geplotte kaarten van de analyses.

De subprogramma's PRELF, OBSSRT en STORNA zijn geheel herschreven en dus niet origineel zweeds.

8.4. Toekomstige verbeteringen.

Enkele punten die aandacht verdienen en de kwaliteit van de analyses kunnen verhogen:

- De verschillende 'tunings-coëfficiënten' kunnen nog verder geoptimaliseerd worden.
- Uitbreiding van de gebruikte waarnemingen met AIREP's en satellietwaarnemingen.
- Eliminatie van dubbele waarnemingen uit het waarnemingen bestand.
- Betere relatie tussen de gronddruk en de 1000 mb-hoogte.
- Betere selectie van oppervlaktewinden en een betere relatie tussen oppervlaktewind en 1000 mb- wind.
- Beter gebruik van de 'Quality-flags'.
- Optimalisering van de statistiek.
- Controle op de analyse door 'geanalyseerde' waarnemingen te vergelijken met 'echte' waarnemingen.

9. Literatuur

- Bergthorson, P. en B.R.Døss, 1955 : Numerical weather map analyzing. Tellus, Vol. 7, pp. 329-340.
- Bergman, K.H. en D.S.Gordon, 1977 : Spatial correlation of forecast errors and climatological variances for optimum interpolation analyses. Preprints fifth Conf.Prob.and statistics in atm.sc. Las Vegas. Am.Met.Soc. pp. 79-84.
- Bergman, K.H., 1979 : Multivariate analysis of temperature and wind using optimum interpolation. Monthly weather rev., 107, p.1420-1444
- Bergman, K.H., 1978 : the role of observational errors on optimum interpolation analysis. Bull.Am.Met.Soc., 59, p.1603-1611.
- Bengtsson, L. en N.Gustafsson, 1971 : An experiment in the assimilation of data in dynamical analysis. Tellus, Vol. 3, pp. 328-336.
- Bengtsson, L. en N.Gustafsson, 1972 : Assimilation of non-synoptic observations. Tellus, Vol. 24, pp. 383-399.
- Gustafsson, N., 1980 : An review of methods for objective analysis. Data assimilation methods, ECMWF-seminair 1980, pp.19-82.
- Hollett, S.R., 1975 : Three-dimensional spatial correlations of P.E. forecast errors. M.Sc.Thesis, McGill University, Montreal, Quebec, Canada.
- Lorenc, A., 1979 : Meteorological data analysis. Lecture note no.3 ECMWF, november 1979.
- Lorenc, A., 1981 : A global three-dimensional multivariate statistical interpolation scheme. Monthly weather rev., 109, p.701-721.
- Lorenc, A., I.Rutherford en G.Larsen, 1977 : The ECMWF analysis and data assimilation scheme. -analysis of mass and windfields. ECMWF, technical report no.6.
- Maanen, J. van, 1980 : Objective analysis of humidity by the optimum interpolation method. KNMI report. 80-dm-007. [Unpublished memo]
- Peterson, D.P., 1973 : A comparison of the performance of quasi-optimal and conventional objective analysis schemes. J.appl.met., 12, 1093-1101.
- Rutherford, I.D., 1976 : An operational three-dimensional multivariate statistical objective analysis scheme. GARP, rep.no.11, Proc. JOC study group conf. four-dimensional data assimilation, Paris, 17-21 nov. pp.98-121.

- Schlatter, T.W., 1975 : Some experiments with a multivariate statistical objective analysis scheme. Monthly Weather rev., 103, p.246-257.
- Schlatter, T.W., 1976 : Characteristics and use of a three-dimensional statistical scheme for analyzing global data. GARP, rep.no.11, Proc. JOC studygroup conf. four-dimensional data assimilation, Paris, pp.86-98.
- Schlatter, T.W. en G.W.Branstater, 1976 : Testing a global multivariate statistical objective analysis scheme with observed data. Monthly weather rev., Vol. 104, pp. 756-783.
- Thiebaux, H.J., 1974 : Estimation of covariances of meteorological parameters using local time averages. Journ.appl.met., 13, p.592-600.
- Thiebaux, H.J., 1975 : On some properties of correlation functions used in optimum interpolation schemes. Monthly weather rev., 103, 605-616.
- Thiebaux, H.J., 1975 : Experiments with correlation representations for objective analysis. Monthly weather rev., 103, 617-627.
- Thiebaux, H.J., 1976 : Anisotropic correlation functions for objective analysis. Monthly weather review, 104, p.994-1002.
- Buell, C.E. 1972 : Correlation functions for wind and geopotential on isobaric surfaces. Journ.appl.met., 11, p.51-59.

10. Appendix

Appendix I.

Correlatie functies voor geopotential:

$$\beta(x_1, y_1, x_2, y_2) = e^{-Ar^2}$$

Level	Coefficient A used for two-dimensional analysis in data-dense areas	Coefficient A used for two-dimensional analysis in data-sparse areas and for three-dimensional analysis
100 mb	$1.2 \cdot 10^{-12}$	$1.2 \cdot 10^{-12}$
150 mb	$1.2 \cdot 10^{-12}$	$1.2 \cdot 10^{-12}$
200 mb	$1.2 \cdot 10^{-12}$	$1.2 \cdot 10^{-12}$
250 mb	$1.8 \cdot 10^{-12}$	$1.2 \cdot 10^{-12}$
300 mb	$1.8 \cdot 10^{-12}$	$1.2 \cdot 10^{-12}$
400 mb	$1.8 \cdot 10^{-12}$	$1.2 \cdot 10^{-12}$
500 mb	$1.8 \cdot 10^{-12}$	$1.2 \cdot 10^{-12}$
700 mb	$2.4 \cdot 10^{-12}$	$1.8 \cdot 10^{-12}$
850 mb	$2.4 \cdot 10^{-12}$	$1.8 \cdot 10^{-12}$
1000 mb	$2.4 \cdot 10^{-12}$	$2.4 \cdot 10^{-12}$

Correlatiefuncties voor de wind:

$$\mu_u(r) = e^{-Ar^2}$$

$$\mu_v(r) = (1-Ar) e^{-Ar^2}$$

Level	Coefficient A used for two-dimensional analysis in data-dense areas	Coefficient A used for two-dimensional analysis in data-sparse areas and for three-dimensional analysis
100 mb	$3.0 \cdot 10^{-12}$	$2.4 \cdot 10^{-12}$
150 mb	$3.0 \cdot 10^{-12}$	$2.4 \cdot 10^{-12}$
200 mb	$3.0 \cdot 10^{-12}$	$2.4 \cdot 10^{-12}$
250 mb	$3.0 \cdot 10^{-12}$	$2.4 \cdot 10^{-12}$
300 mb	$3.0 \cdot 10^{-12}$	$2.4 \cdot 10^{-12}$
400 mb	$3.0 \cdot 10^{-12}$	$2.4 \cdot 10^{-12}$
500 mb	$3.0 \cdot 10^{-12}$	$2.4 \cdot 10^{-12}$
700 mb	$3.0 \cdot 10^{-12}$	$3.0 \cdot 10^{-12}$
850 mb	$3.0 \cdot 10^{-12}$	$3.0 \cdot 10^{-12}$
1000 mb	$3.0 \cdot 10^{-12}$	$3.0 \cdot 10^{-12}$

Correlatiefuncties voor temperatuur en rel. vochtigheid:

Deze zijn hetzelfde als voor de geopotential.

Level	Coefficient A used for two-dimensional analysis in data-dense areas	Coefficient A used for two-dimensional analysis in data-sparse areas and for three-dimensional analysis
100 mb	$4.0 \cdot 10^{-12}$	$3.2 \cdot 10^{-12}$
150 mb	$4.0 \cdot 10^{-12}$	$3.2 \cdot 10^{-12}$
200 mb	$4.0 \cdot 10^{-12}$	$3.2 \cdot 10^{-12}$
250 mb	$4.0 \cdot 10^{-12}$	$3.2 \cdot 10^{-12}$
300 mb	$4.0 \cdot 10^{-12}$	$3.2 \cdot 10^{-12}$
400 mb	$4.0 \cdot 10^{-12}$	$3.2 \cdot 10^{-12}$
500 mb	$4.0 \cdot 10^{-12}$	$3.2 \cdot 10^{-12}$
700 mb	$4.0 \cdot 10^{-12}$	$3.2 \cdot 10^{-12}$
850 mb	$4.0 \cdot 10^{-12}$	$3.2 \cdot 10^{-12}$
1000 mb	$4.0 \cdot 10^{-12}$	$3.2 \cdot 10^{-12}$

Level	Coefficient A used for two-dimensional analysis in data-dense areas	Coefficient A used for two-dimensional analysis in data-sparse areas
300 mb	$7.2 \cdot 10^{-12}$	$5.4 \cdot 10^{-12}$
400 mb	$7.2 \cdot 10^{-12}$	$5.4 \cdot 10^{-12}$
500 mb	$7.2 \cdot 10^{-12}$	$5.4 \cdot 10^{-12}$
700 mb	$7.2 \cdot 10^{-12}$	$5.4 \cdot 10^{-12}$
850 mb	$7.2 \cdot 10^{-12}$	$5.4 \cdot 10^{-12}$
1000 mb	$7.2 \cdot 10^{-12}$	$5.4 \cdot 10^{-12}$

Appendix II.

De verticale autocorrelatie voor de analyse van de waargenomen afwijkingen t.o.v. een 12 uurs- forecast gegeven als twee dimensionale functie van de druk.

Geopotential:

Pressure in mb	Pressure in mb									
	1000	850	700	500	400	300	250	200	150	100
1000	1.00									
850	0.74	1.00								
700	0.57	0.92	1.00							
500	0.40	0.66	0.82	1.00						
400	0.28	0.51	0.66	0.93	1.00					
300	0.17	0.35	0.50	0.77	0.90	1.00				
250	0.09	0.25	0.39	0.62	0.71	0.89	1.00			
200	0.04	0.13	0.24	0.42	0.45	0.63	0.88	1.00		
150	0.03	0.08	0.18	0.32	0.35	0.51	0.74	0.94	1.00	
100	0.05	0.14	0.23	0.36	0.44	0.54	0.56	0.58	0.72	1.00

Windcomponenten:

Pressure in mb	Pressure in mb									
	1000	850	700	500	400	300	250	200	150	100
1000	1.00									
850	0.45	1.00								
700	0.35	0.82	1.00							
500	0.18	0.36	0.61	1.00						
400	0.10	0.20	0.43	0.88	1.00					
300	0.07	0.14	0.29	0.61	0.81	1.00				
250	0.05	0.10	0.23	0.45	0.62	0.88	1.00			
200	0.01	0.02	0.12	0.25	0.33	0.54	0.79	1.00		
150	0.00	-0.03	0.03	0.12	0.19	0.32	0.50	0.79	1.00	
100	0.00	-0.03	0.04	0.15	0.18	0.24	0.28	0.37	0.45	1.00

Appendix III

Geschatte standaarddeviatie voor de waarnemingsfouten.

a) Radiosonde en pilotwind waarnemingen:

Level	Standard deviations for different elements				
	Geopotential	Temperature	Relative humidity	Wind components when pressure was measured	Wind components when height was estimated
1000 mb	15 gpm	1.0°	10%	2 m/s	3.0 m/s
850 mb	15 gpm	1.0°	10%	2 m/s	3.0 m/s
700 mb	15 gpm	1.0°	10%	2.5 m/s	3.5 m/s
500 mb	20 gpm	1.0°	10%	2.5 m/s	3.5 m/s
400 mb	25 gpm	1.5°	10%	3.0 m/s	4.0 m/s
300 mb	30 gpm	1.5°	10%	3.0 m/s	4.0 m/s
250 mb	35 gpm	2.0°	10%	4.0 m/s	6.0 m/s
200 mb	40 gpm	2.0°	10%	5.0 m/s	7.0 m/s
150 mb	50 gpm	2.5°	10%	5.0 m/s	7.0 m/s
100 mb	60 gpm	2.5°	10%	5.0 m/s	7.0 m/s

b) AIREPS

Wind componenten 3.5 m/s

Temperatuur 2.5° C

c) Satelliet waarnemingen:

Dikte (alle niveau's) 30 gpm

Relatieve vochtigheid (alle niveau's) 30 %

d) SYNOP landstations :

Druk 1.0 mbar

Windcomponenten (geselecteerd aantal stations) 2.0 m/s

e) SYNOP schepen :

Druk vaste weerschepen 1.0 mbar

Druk koopvaardij schepen 1.2 mbar

Windcomponenten 2.0 m/s

f) Satelliet winden :

Windcomponenten beneden 500 mbar 3 m/s

Windcomponenten boven 500 mbar 6 m/s

11. Een enkel analyse voorbeeld van het KNMI-model

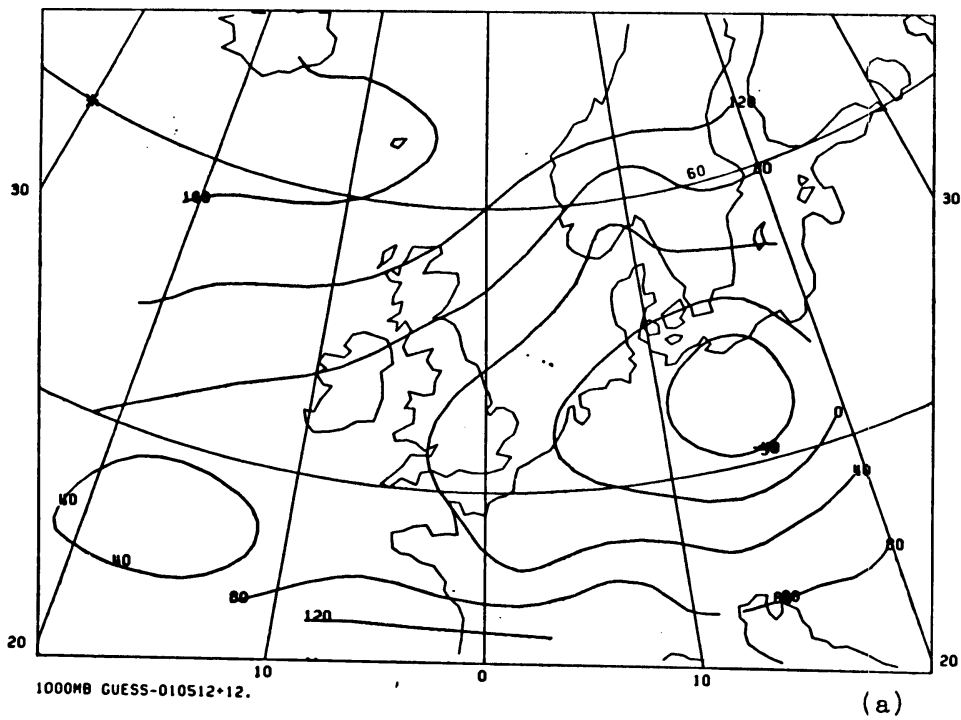
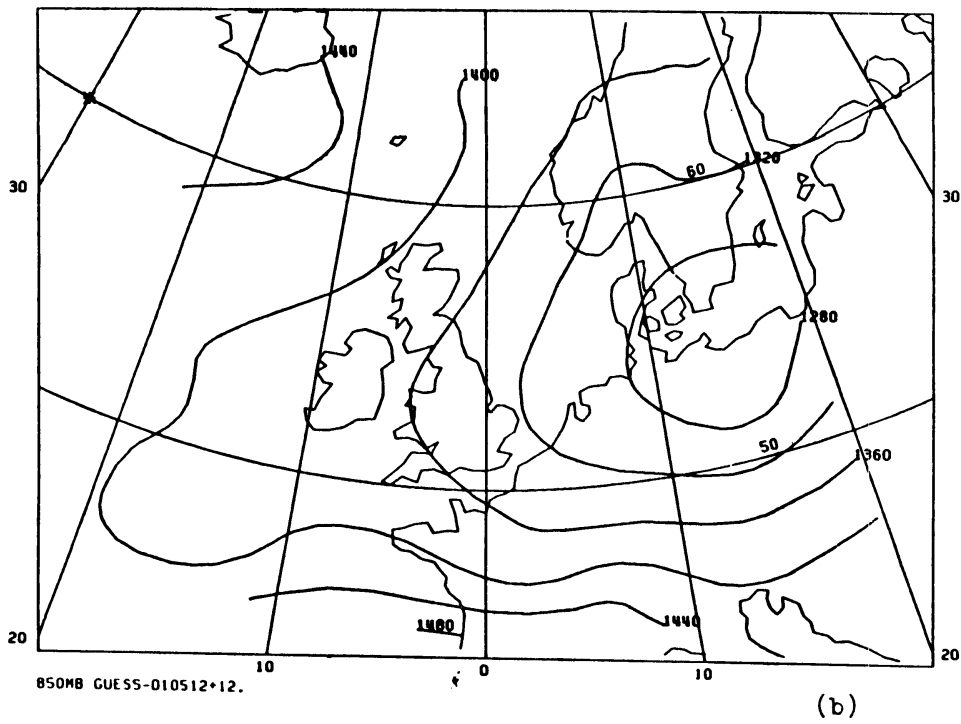
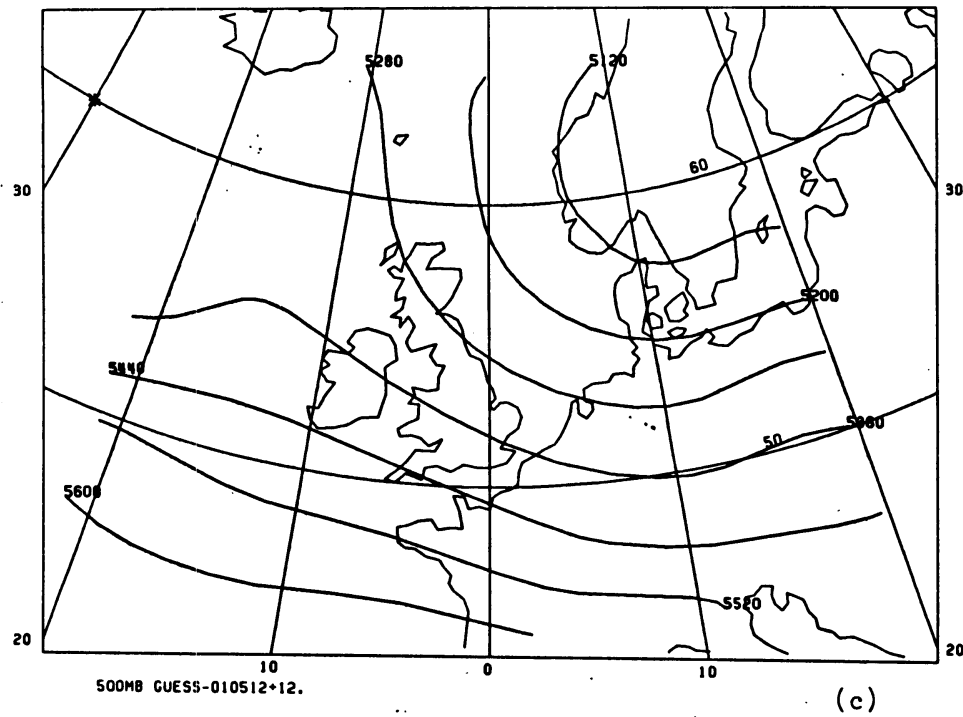
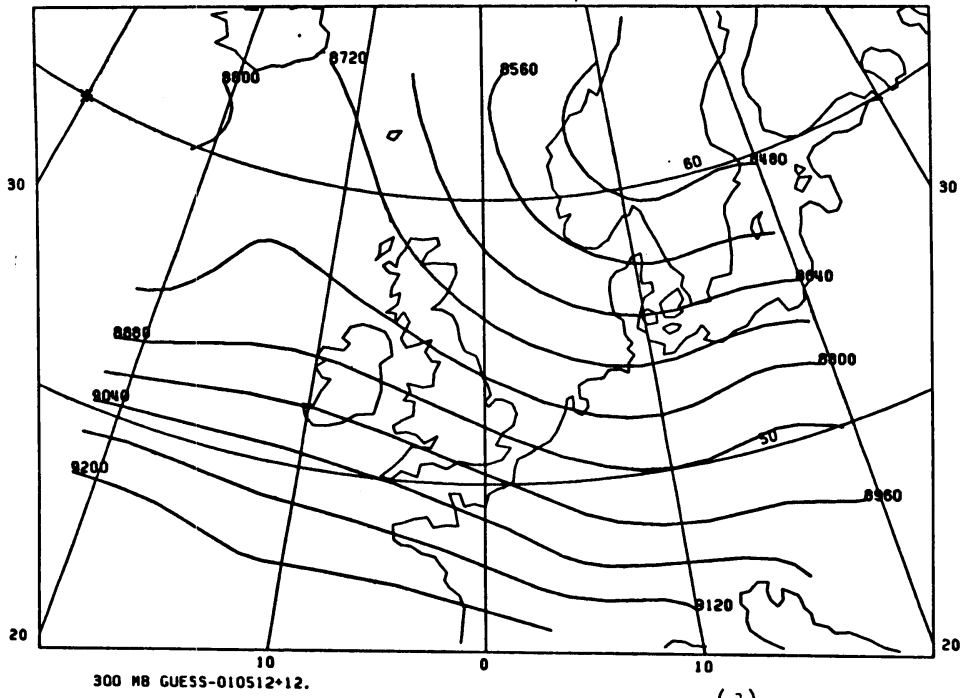


Fig. 1 a-d Gisvelden voor de hoogte-analyse (hoogte in meters)
(12-uurs model forecast van een verouderde LAM-versie.)



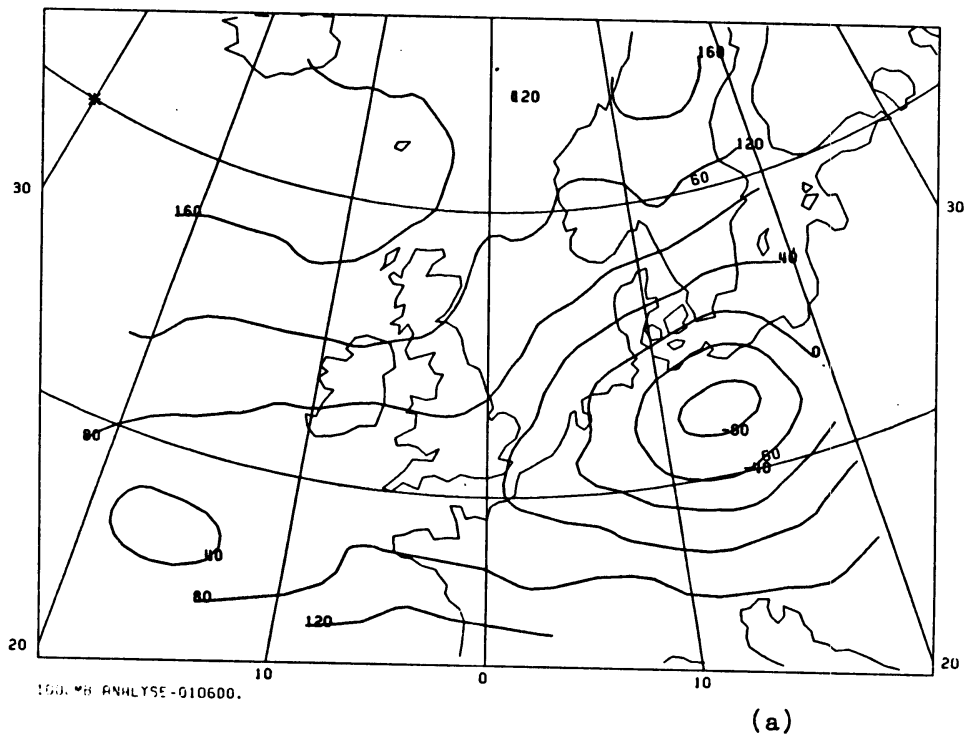
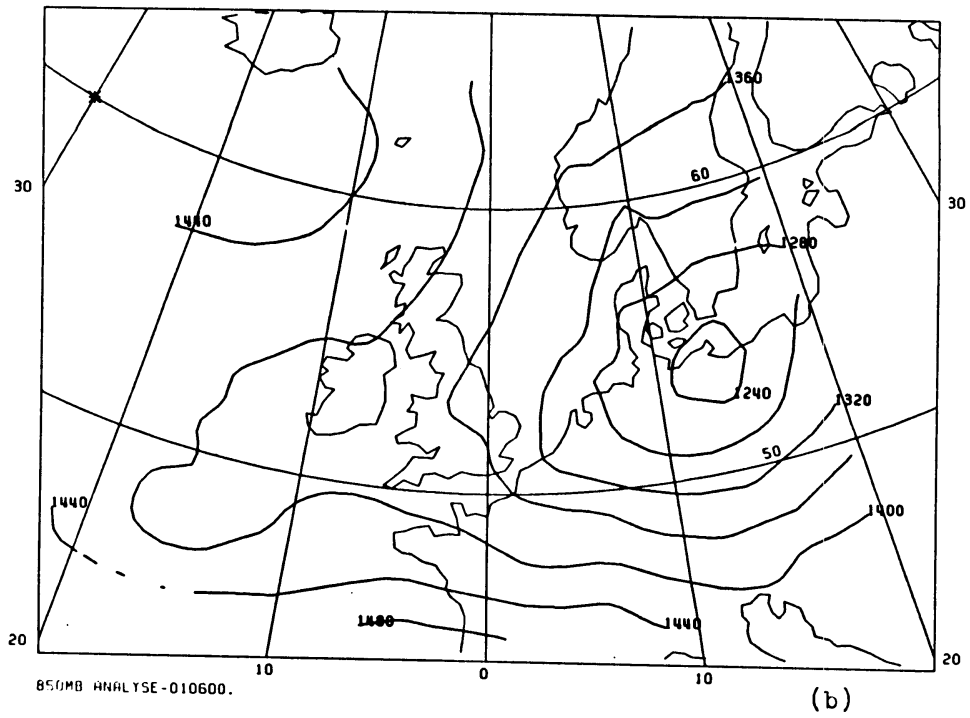
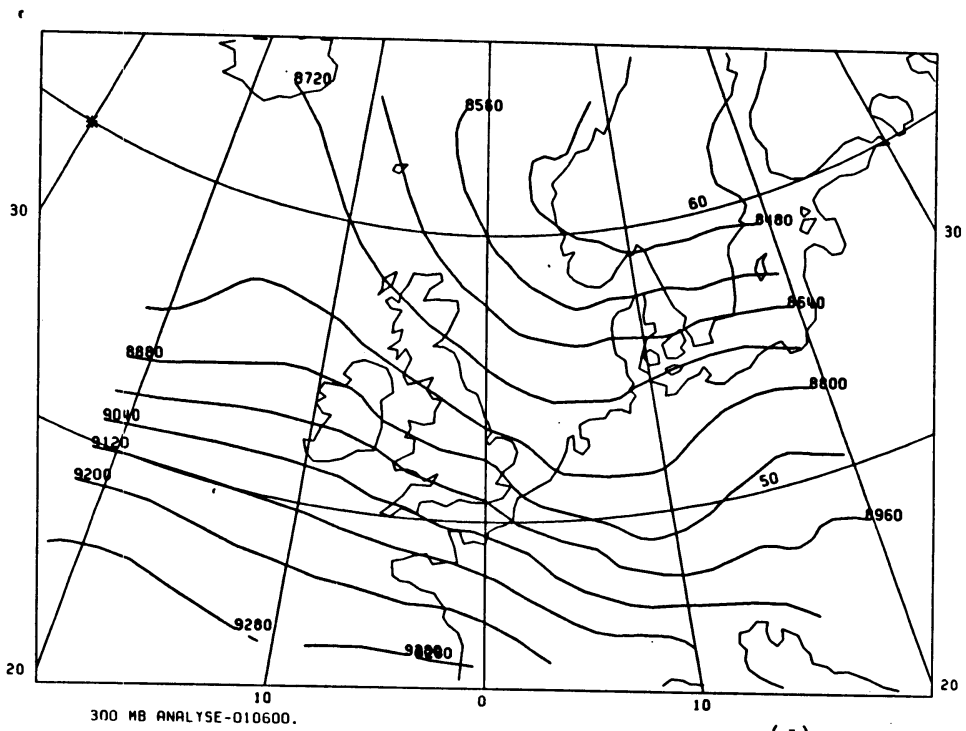
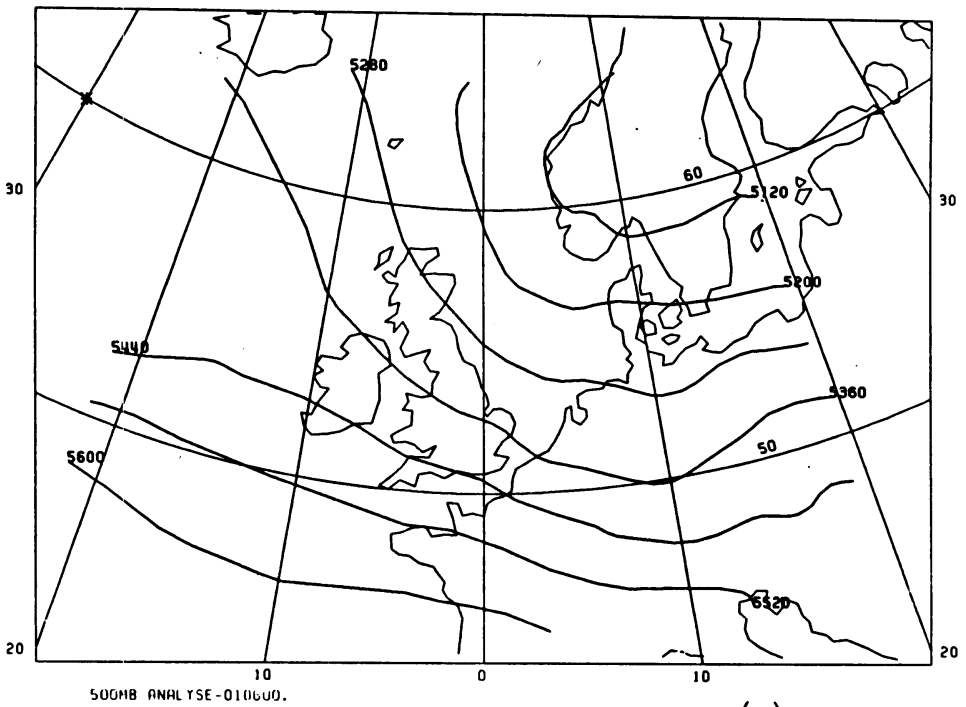


Fig. 2 a-d Optimum analyse van de hoogtevelden voor 82010600 zonder aanpassing aan de windanalyse. (meters)



(d)



(c)

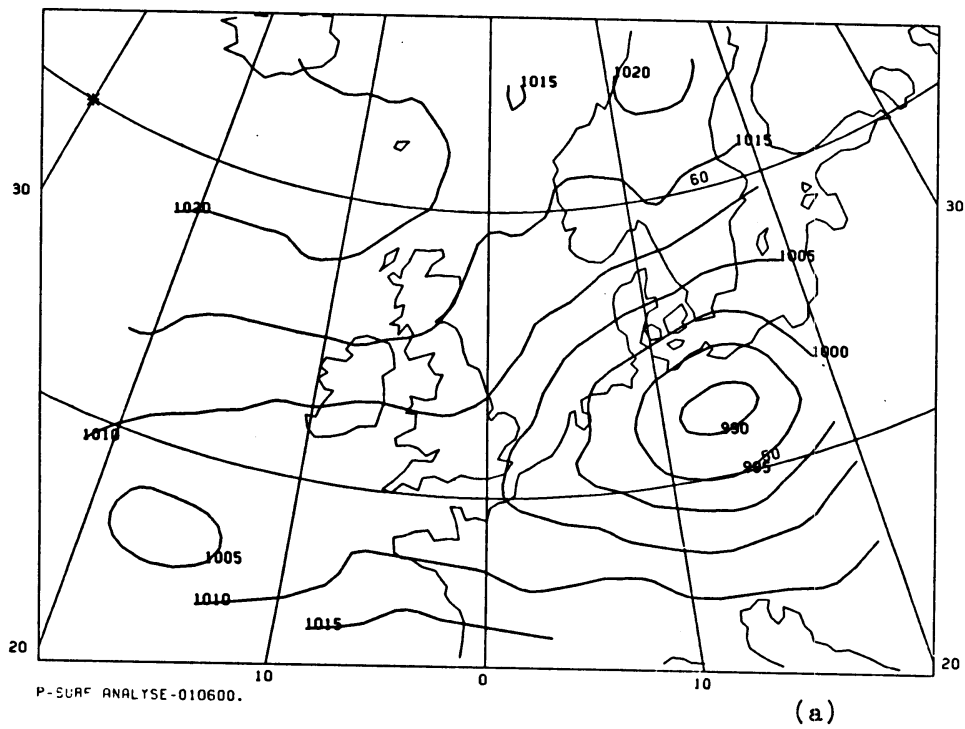
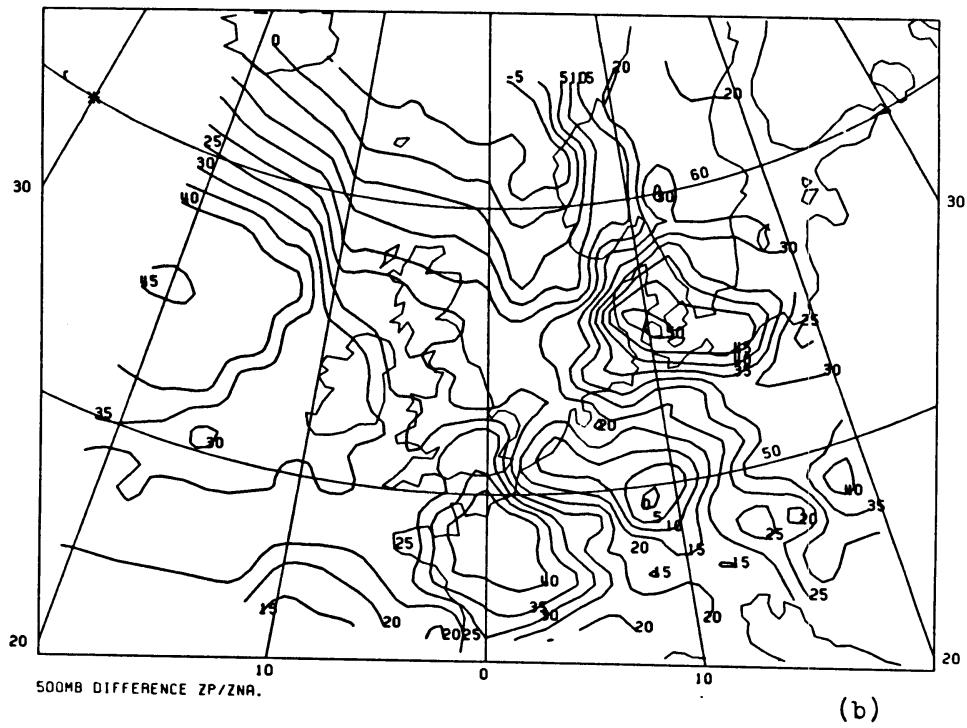


Fig.3 a) analyse van de gronddruk berekent uit de 1000mb analyse (fig.2a)
 Druk in mb.
 3 b) Verschil in hoogte van het 500 mb-vlak tussen analyse (fig.2c) en
 gisveld (fig.1c) (meters).

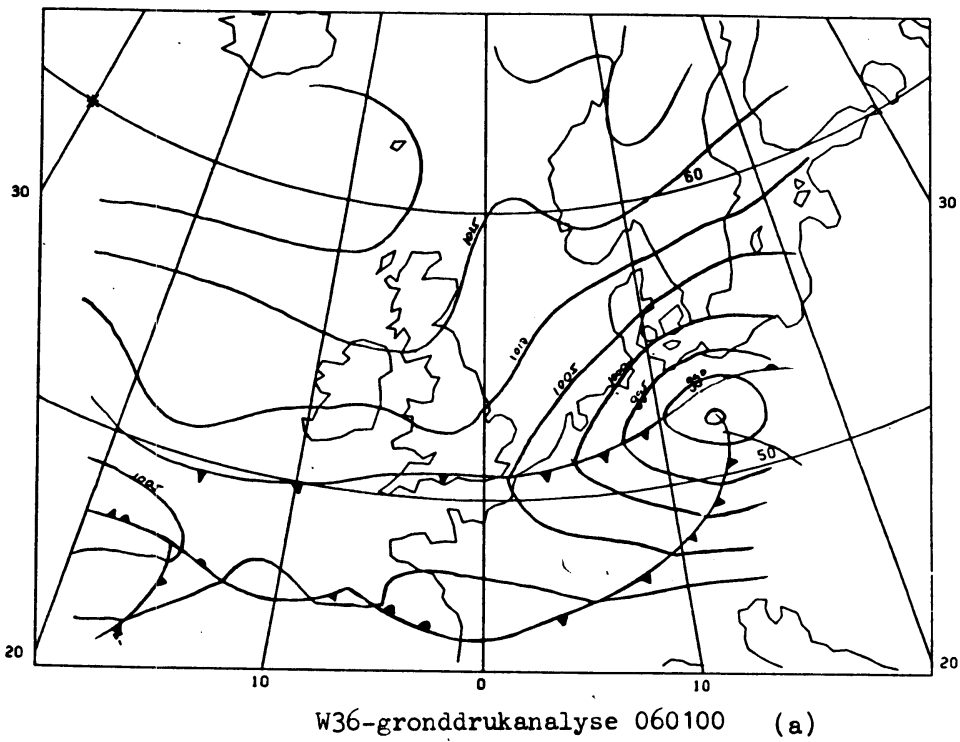
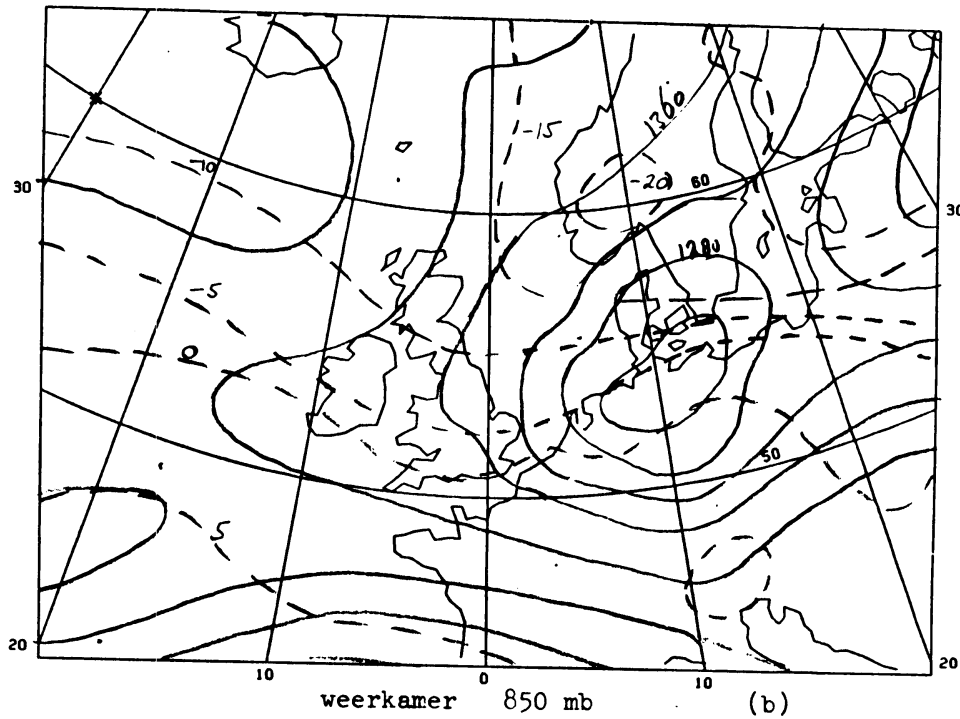
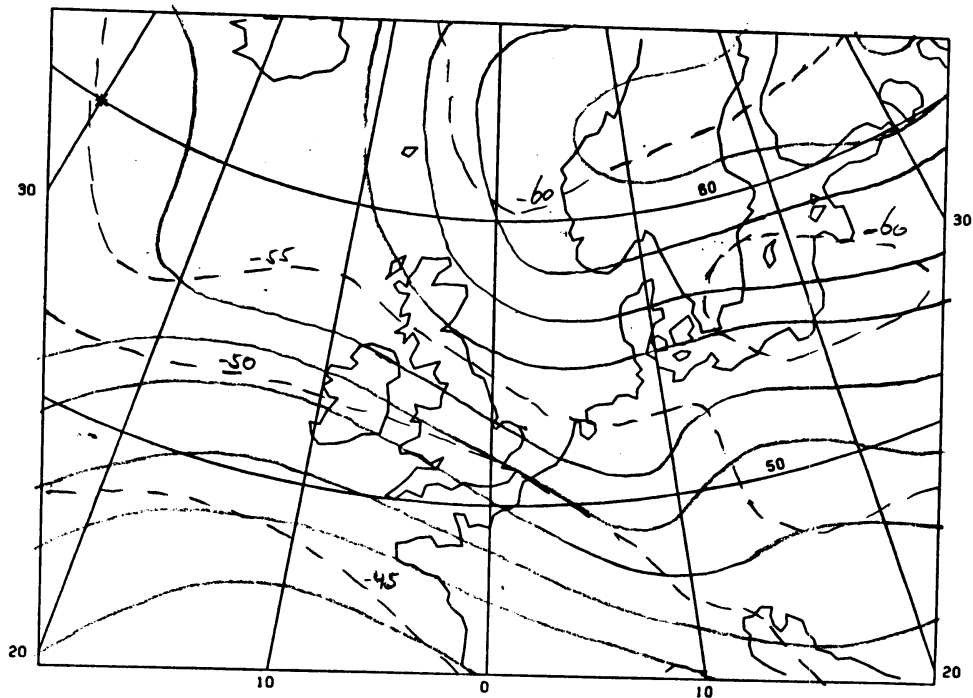
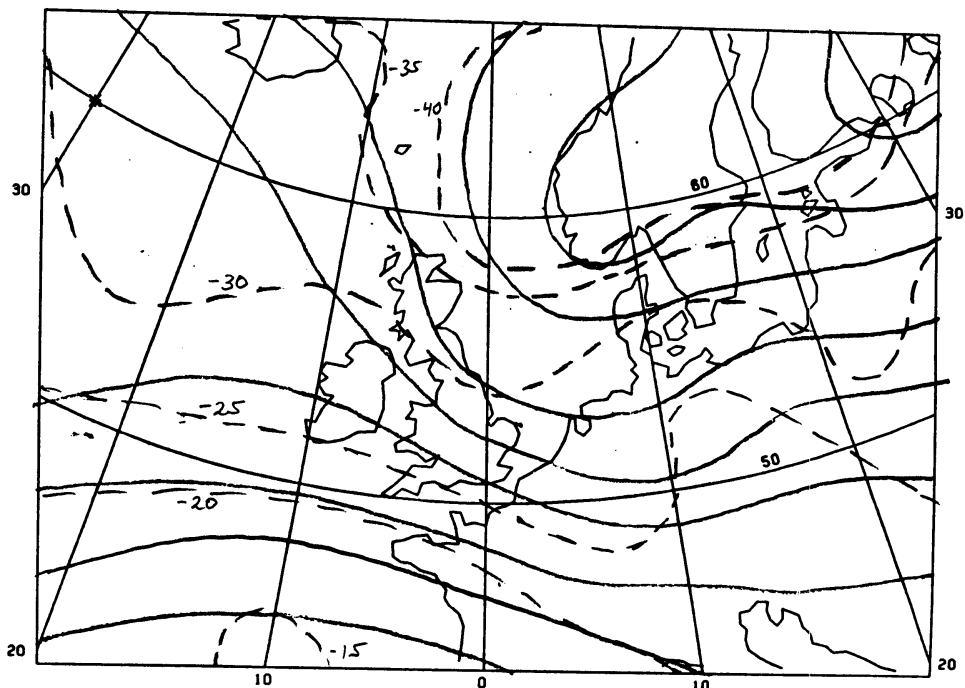


Fig.4 a-d Weerkameranalyse (postzegelkaartjes en W36) voor 82010600
 a) gronddrukanalyse in mbar
 b-d) hoogteanalyse(____) en temperatuuranalyse(-----)



weerkamer 300 mb

(d)



weerkamer 500 mb

(c)

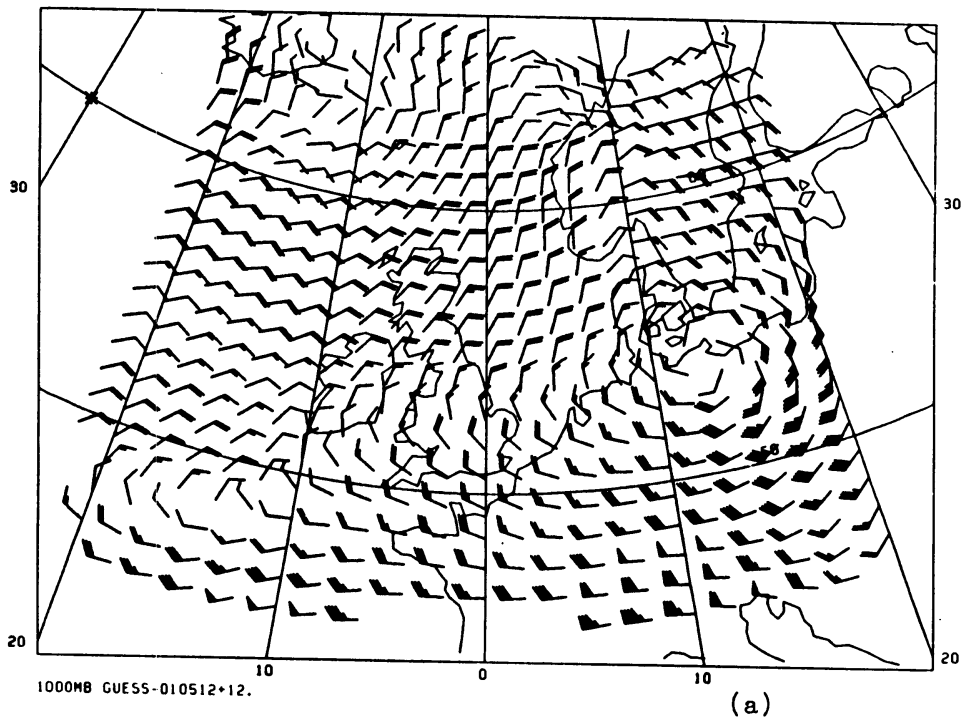
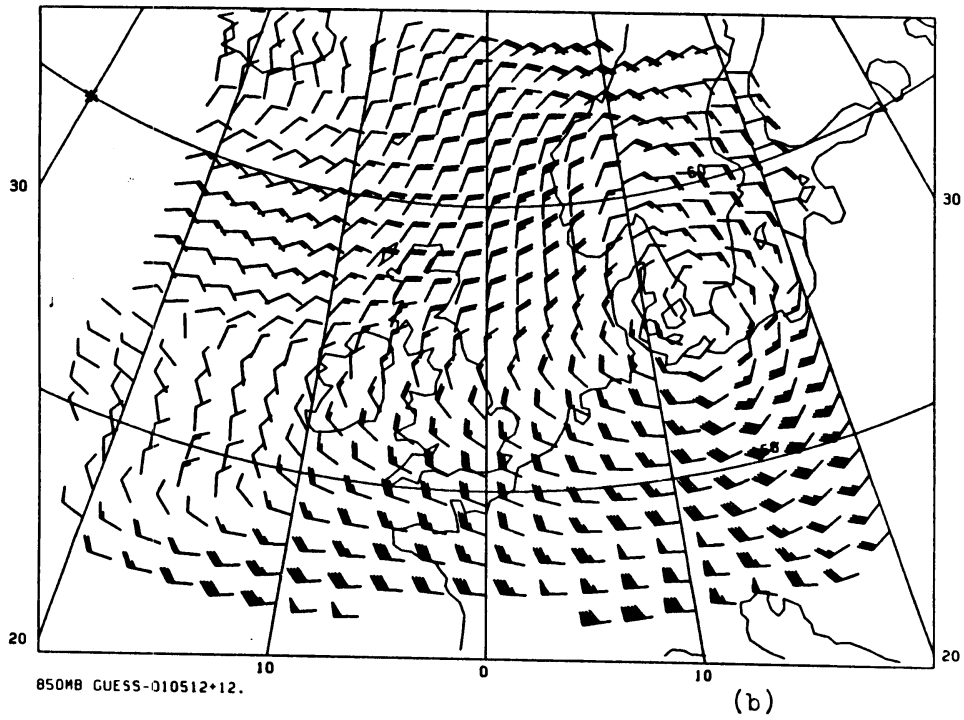
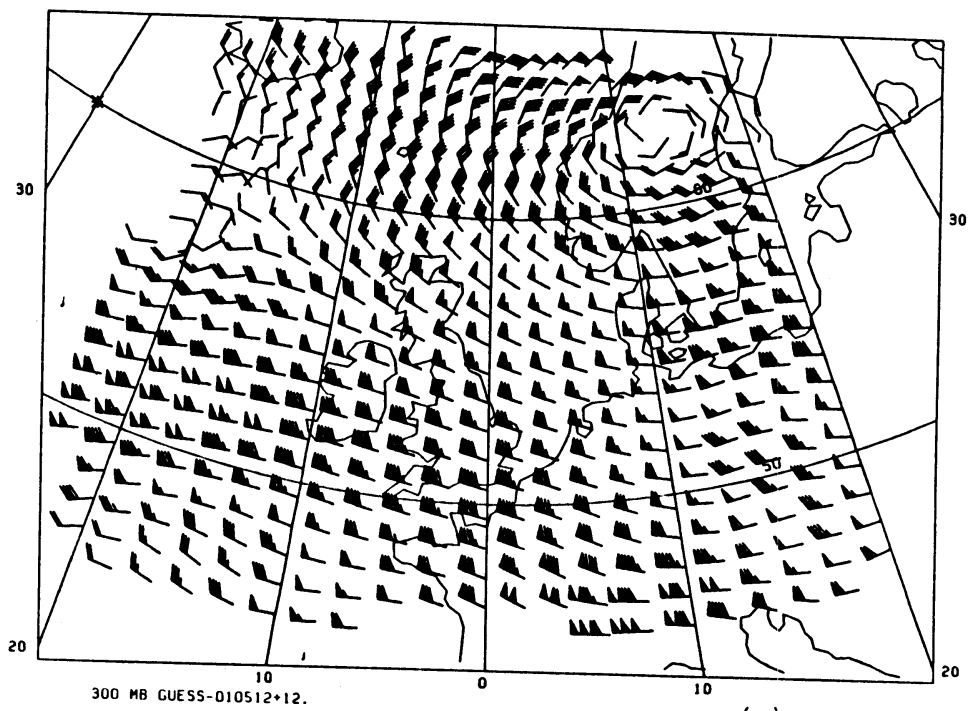
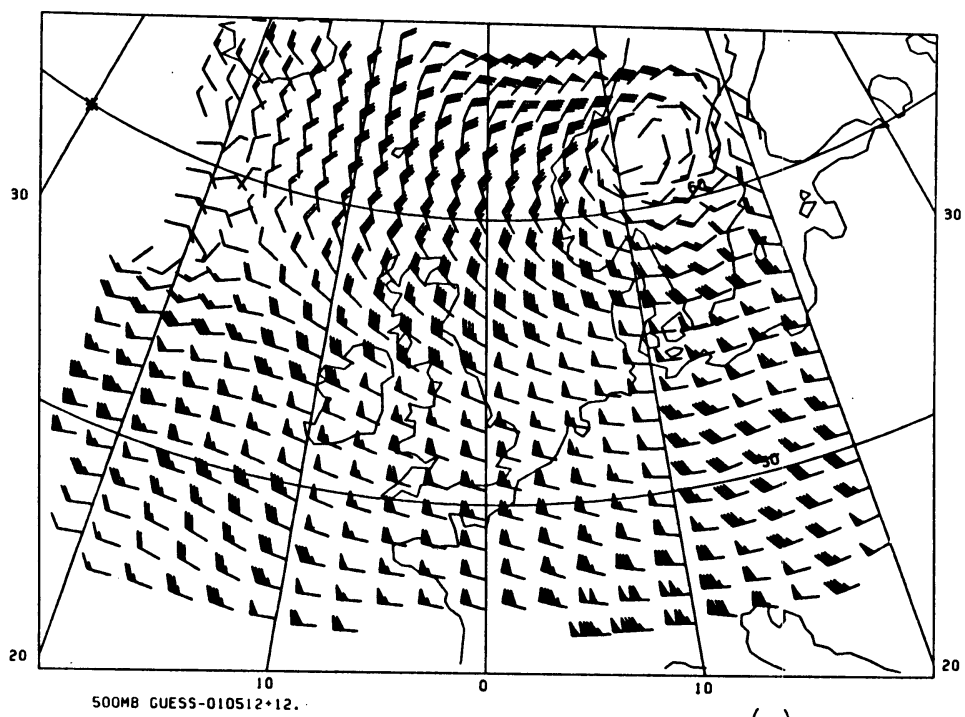


Fig.5 a-d Gisvelden voor de wind-analyse (in kts)
 (berekent uit de hoogteanalyse m.b.v. de geostrofische
 windvergelijking)



(d)



(c)

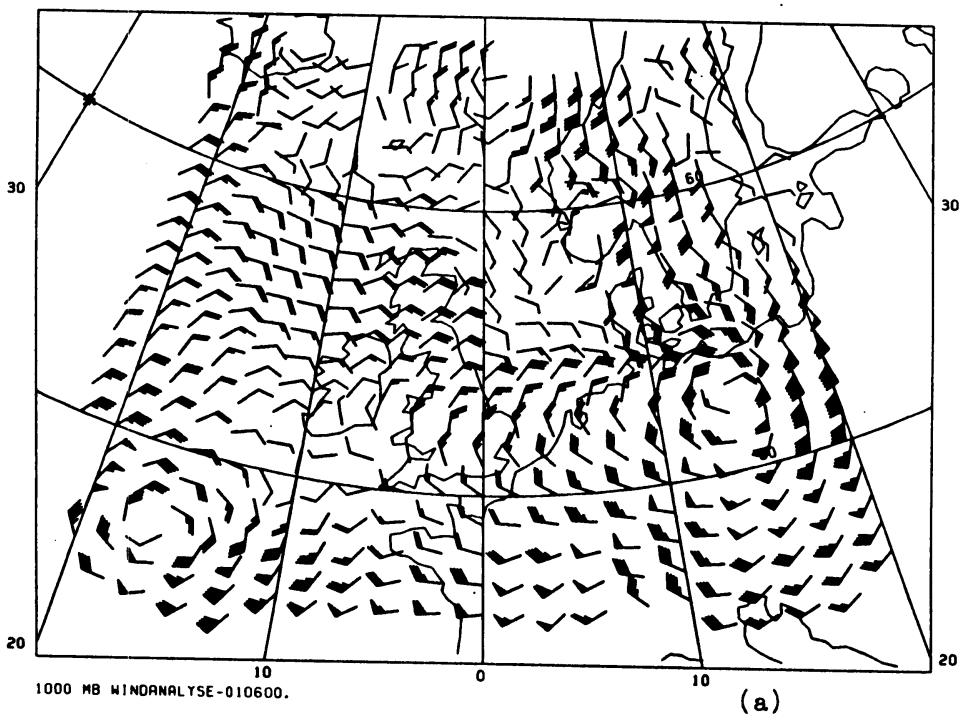
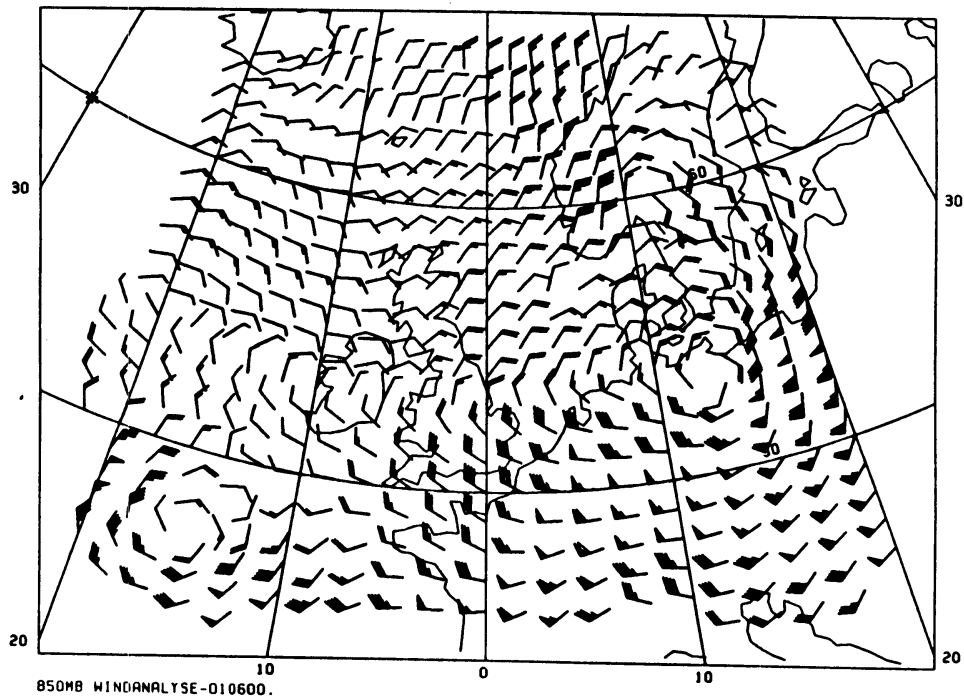
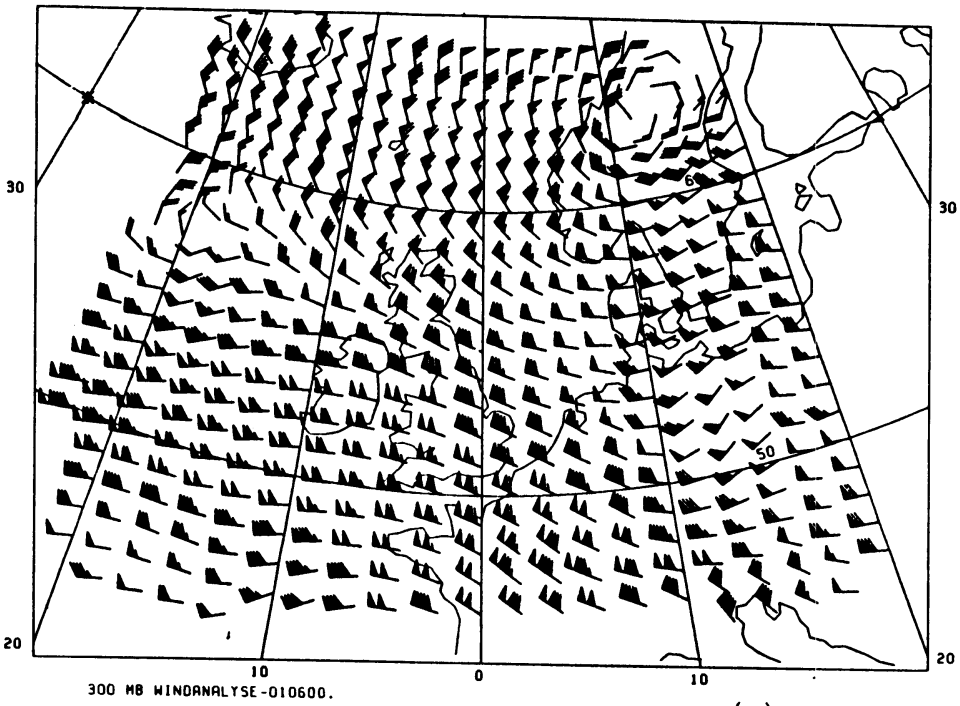
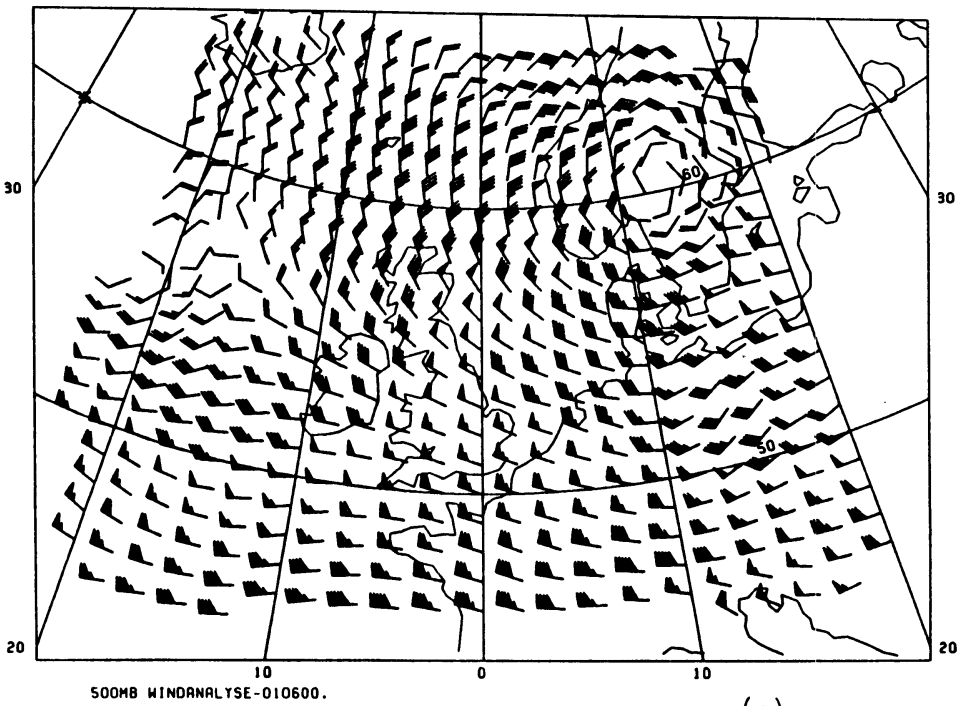


Fig.6 a-d Optimum analyse van het windveld na aanpassing met de geanalyseerde hoogte voor 82010600 (kts).



(d)



(c)

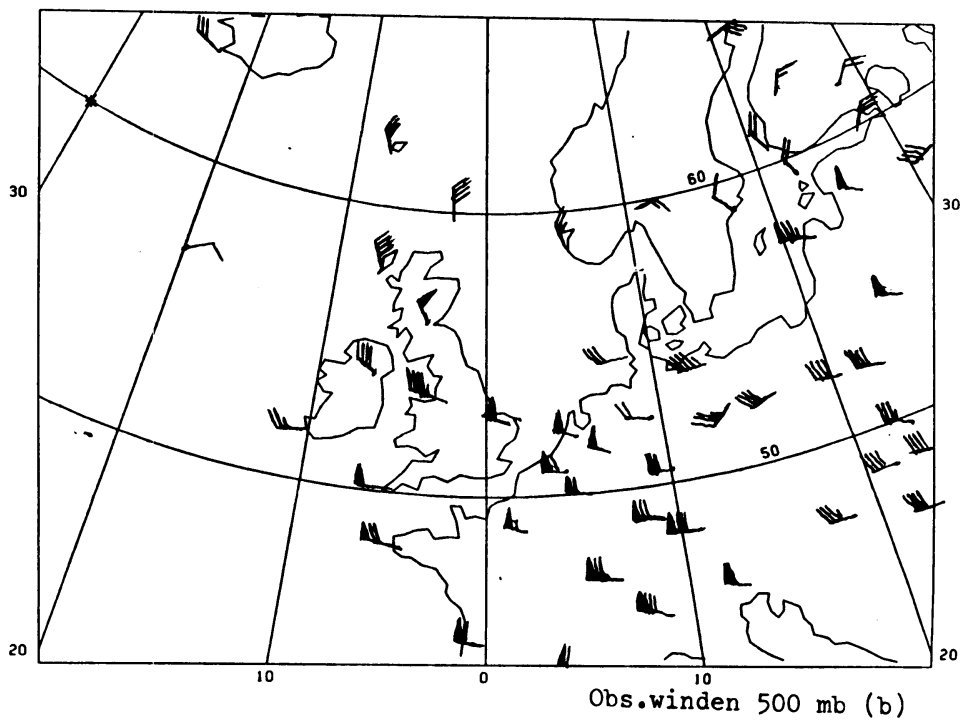
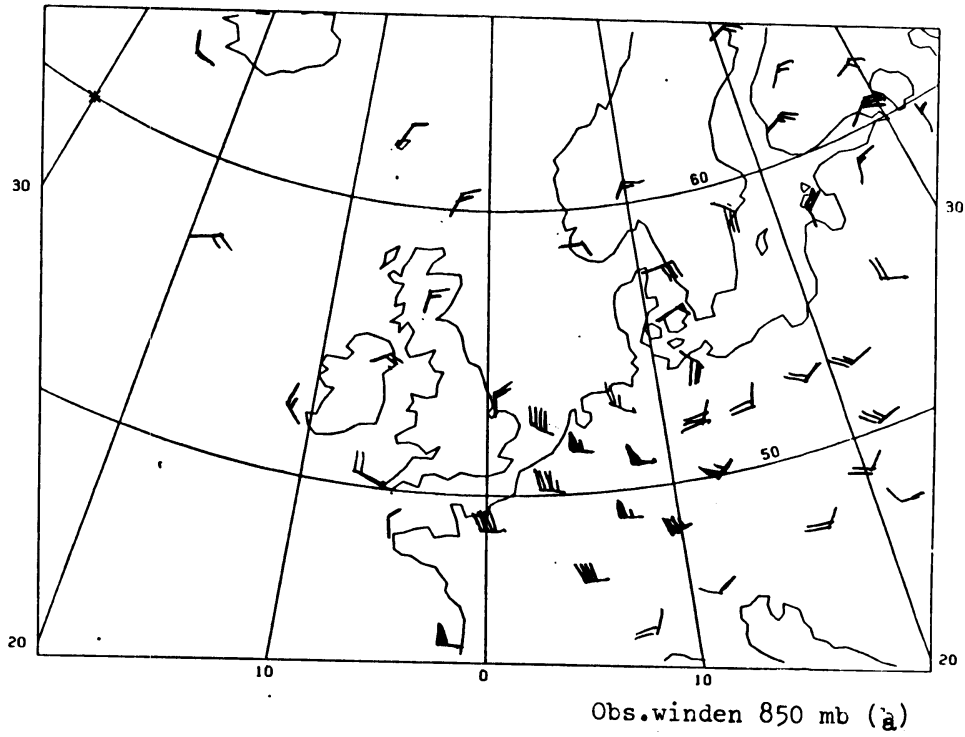


Fig.7 a-c Waargenomen winden voor 82010600.

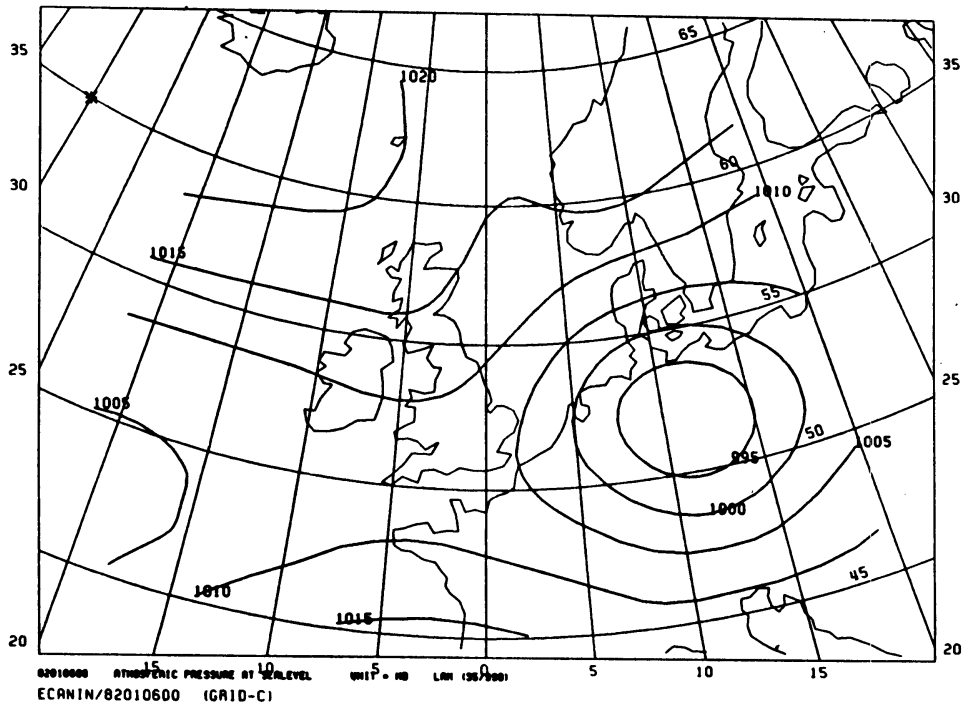
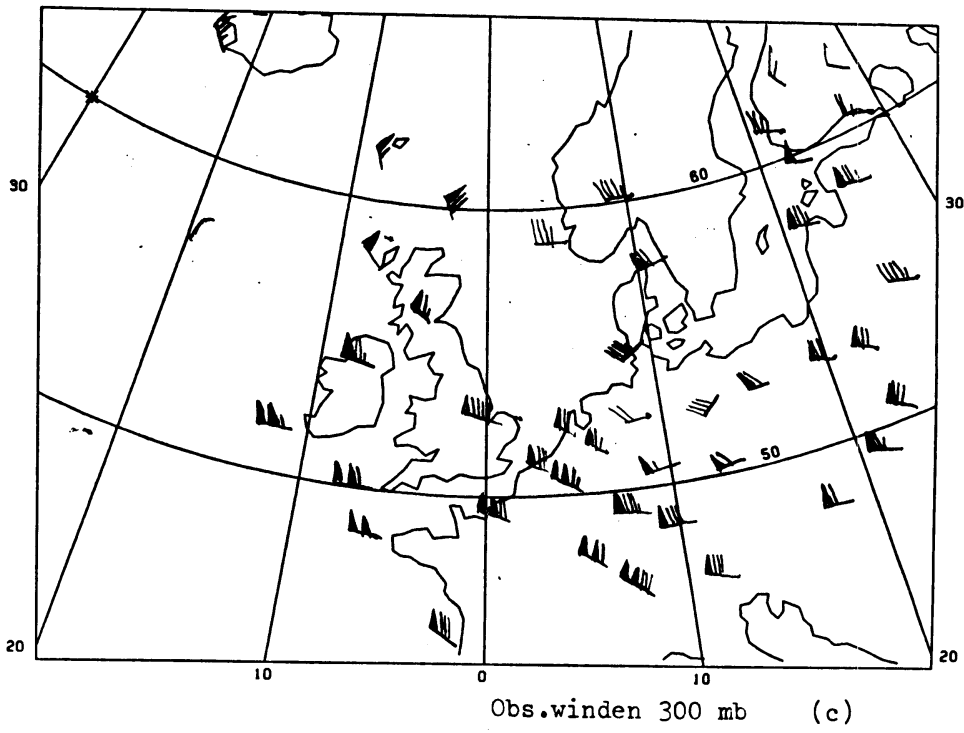
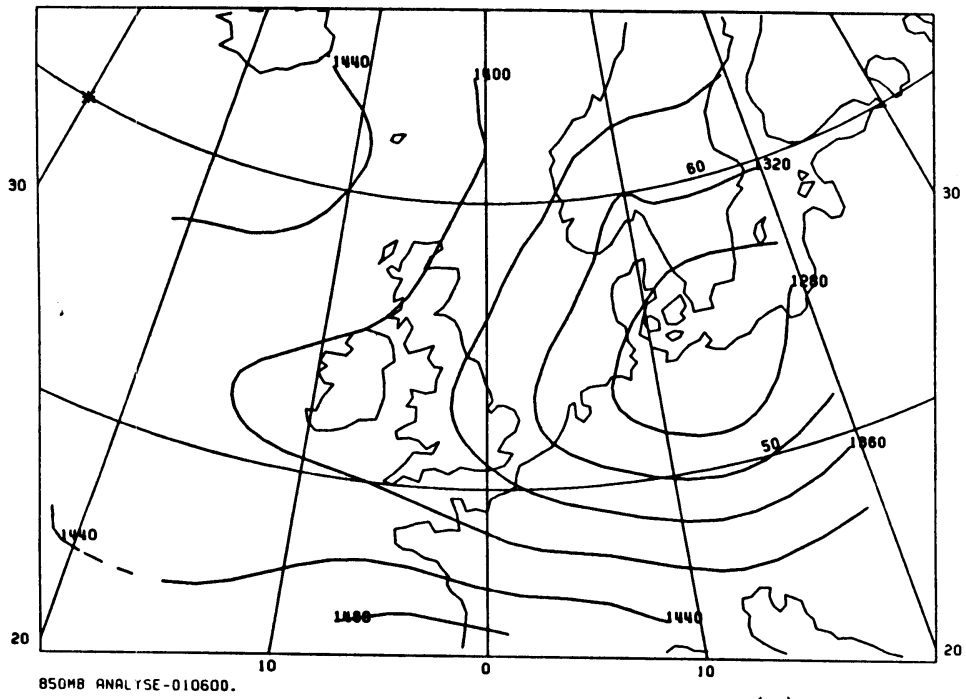
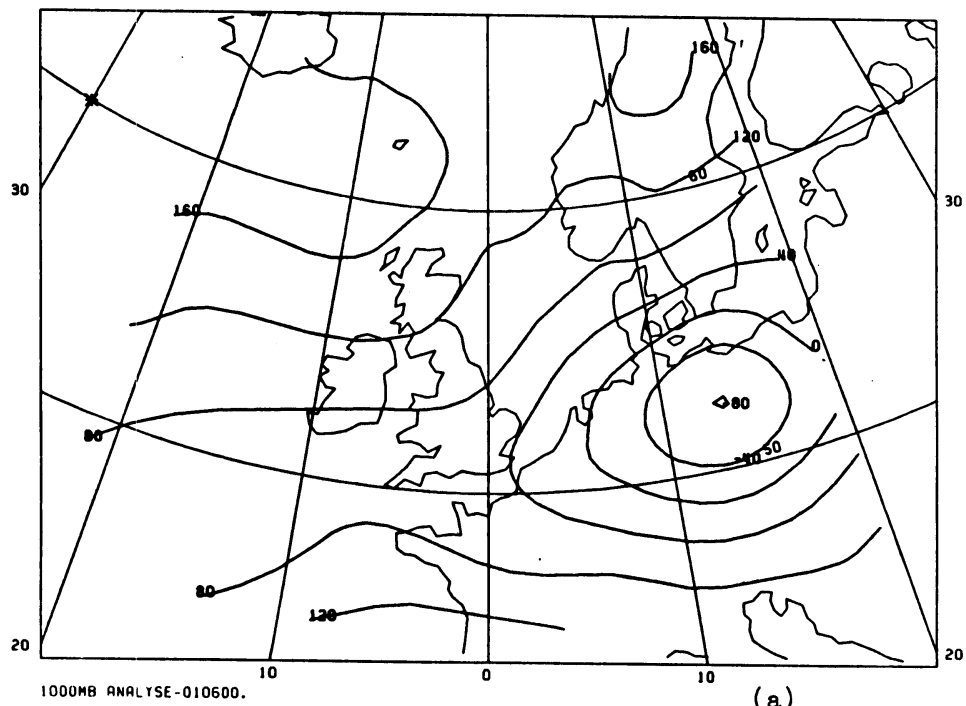


Fig.8 ECMWF-analyse voor de gronddruk (na initialisatie !!)

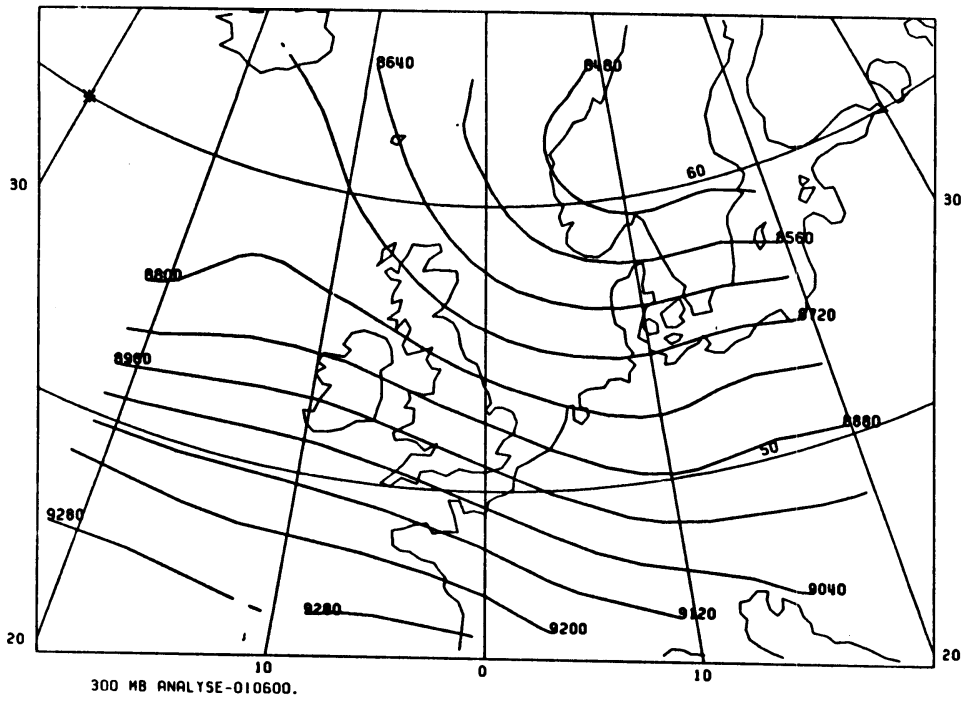


(b)

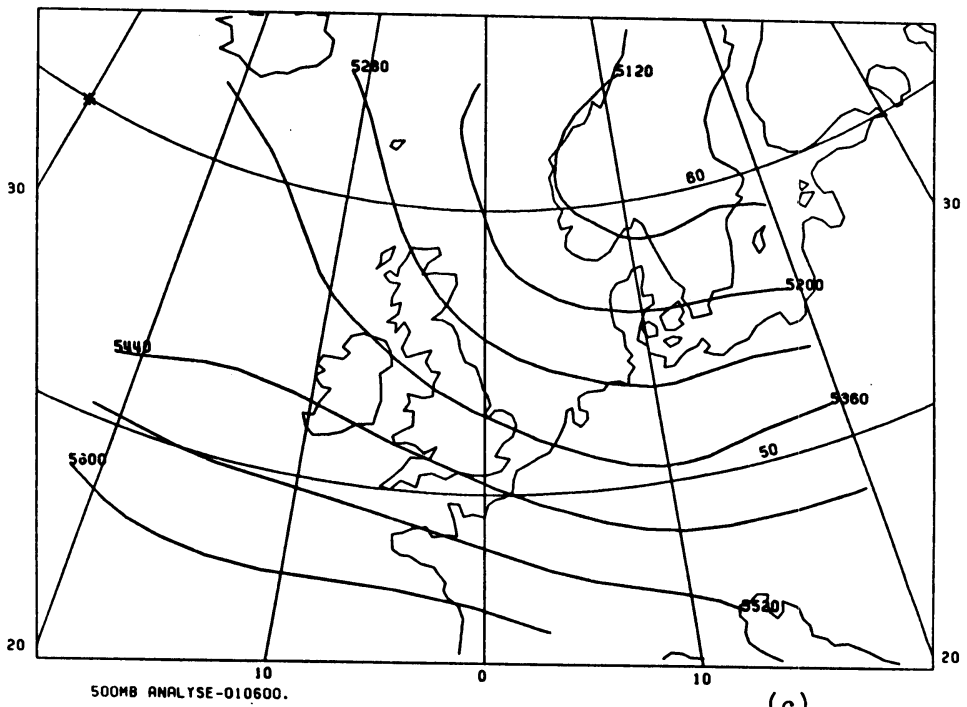


(a)

Fig. 9a-d Geanalyseerde hoogtevelDEN na geostrofische aanpassing met het geanalyseerde windveld voor 82010600.



(a)



(c)

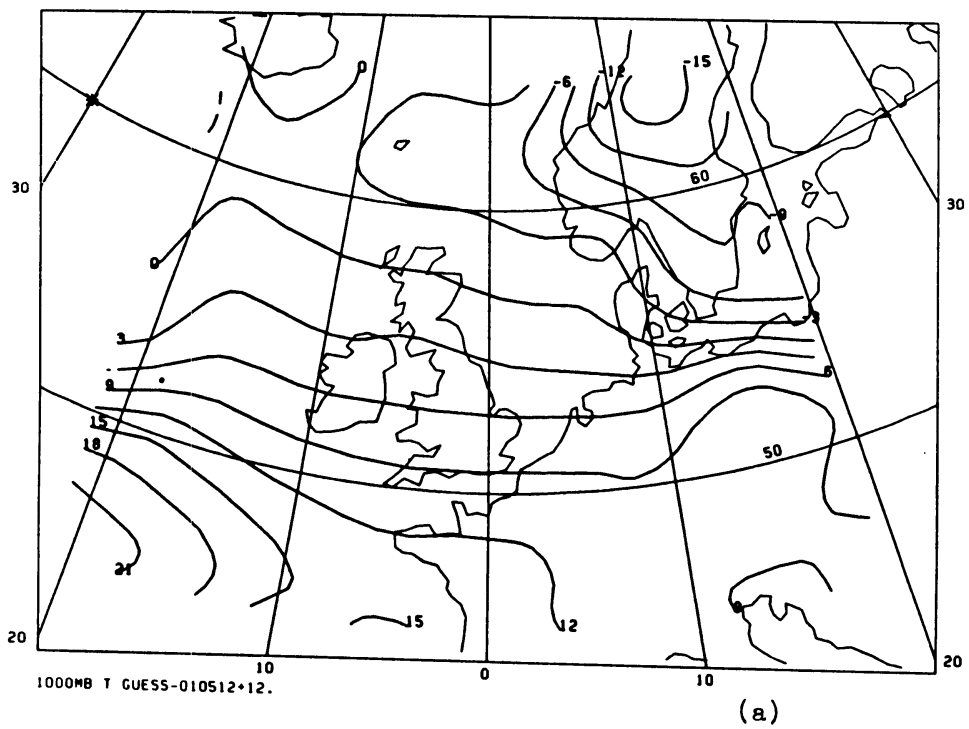
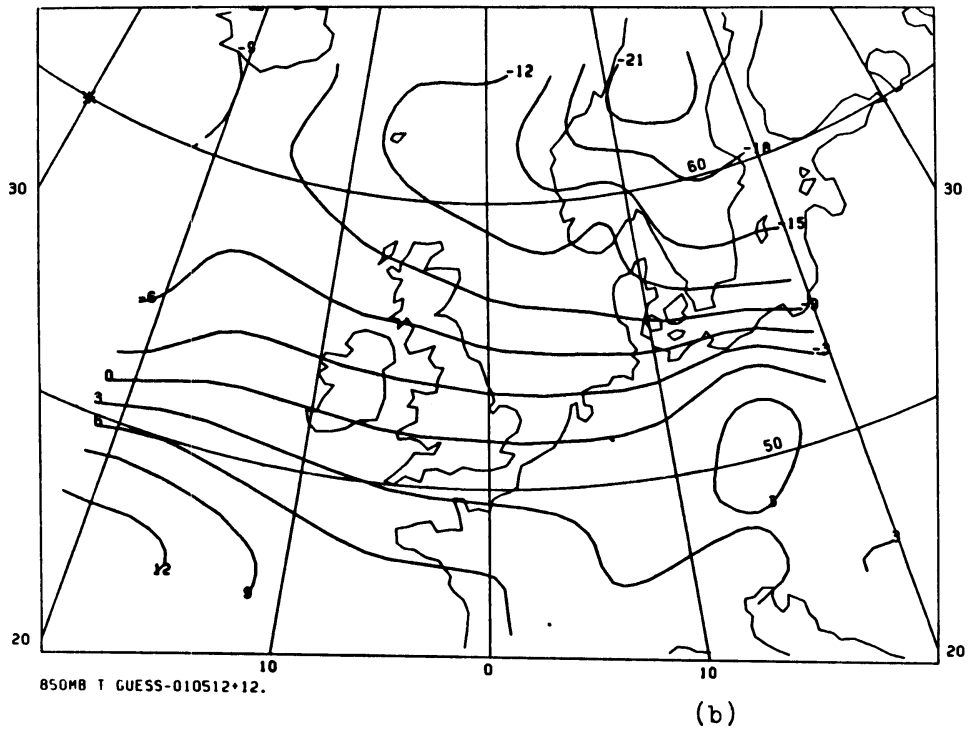
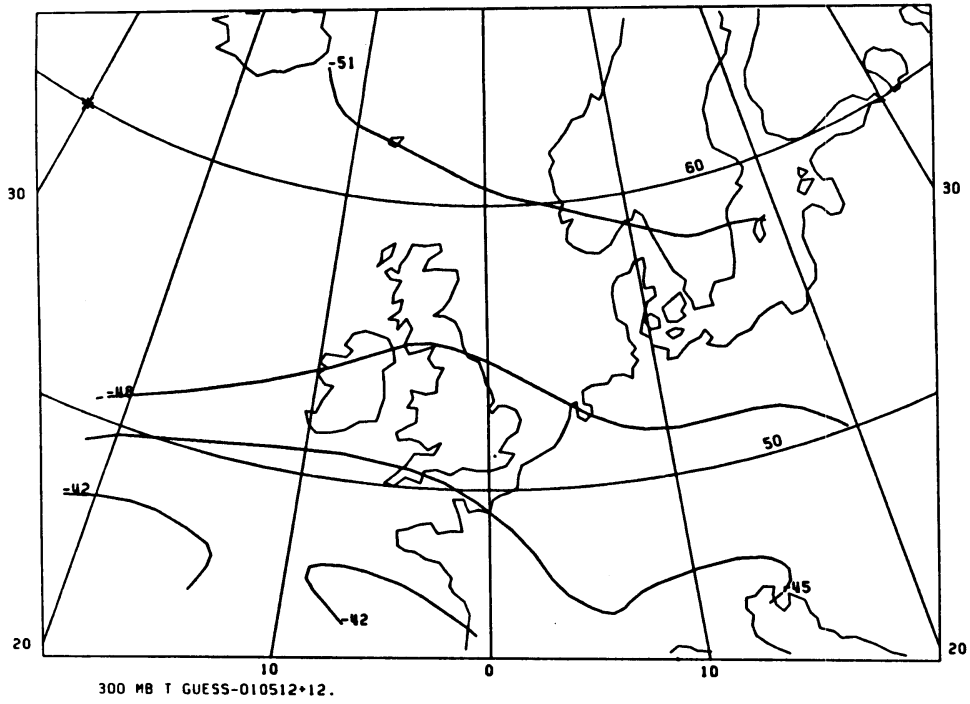
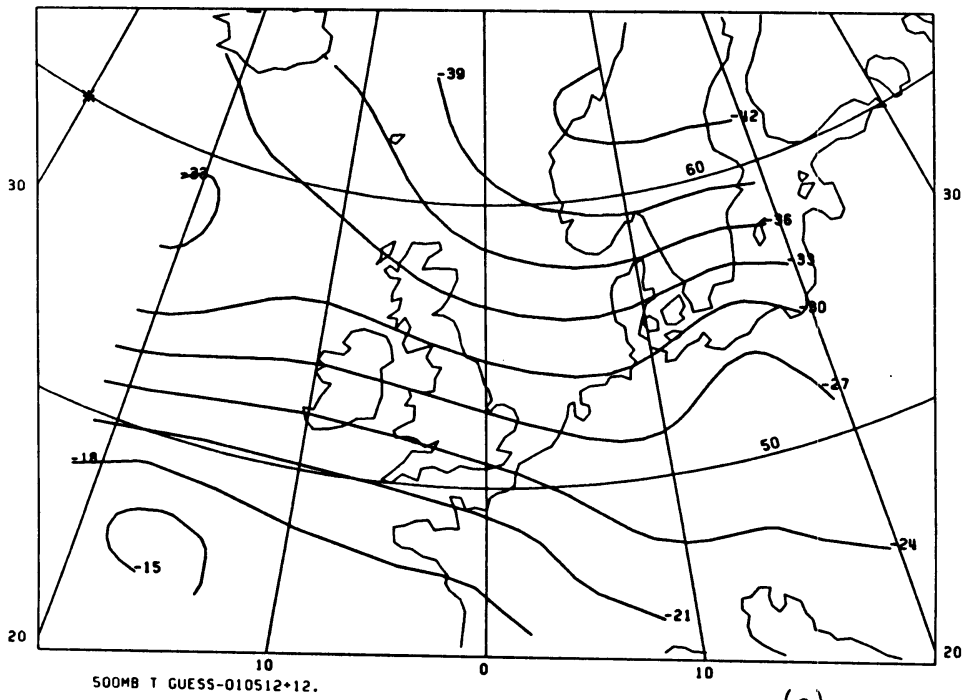


Fig. 10 a-d) Gisveld voor de temperatuuranalyse
(12-uurs forecast van een verouderde LAM-versie)



(d)



(c)

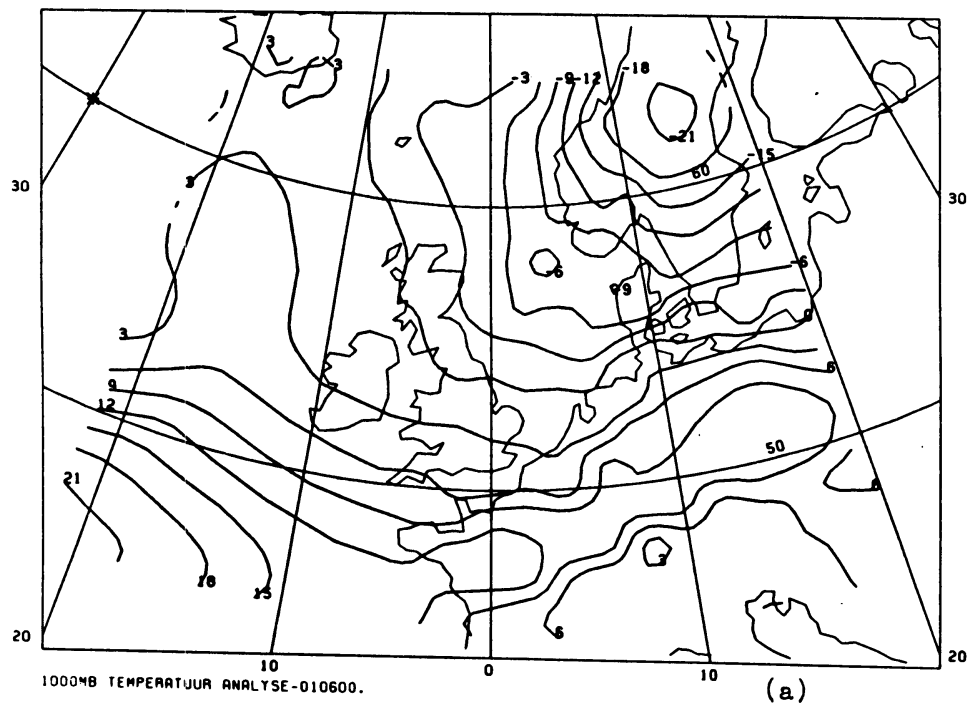
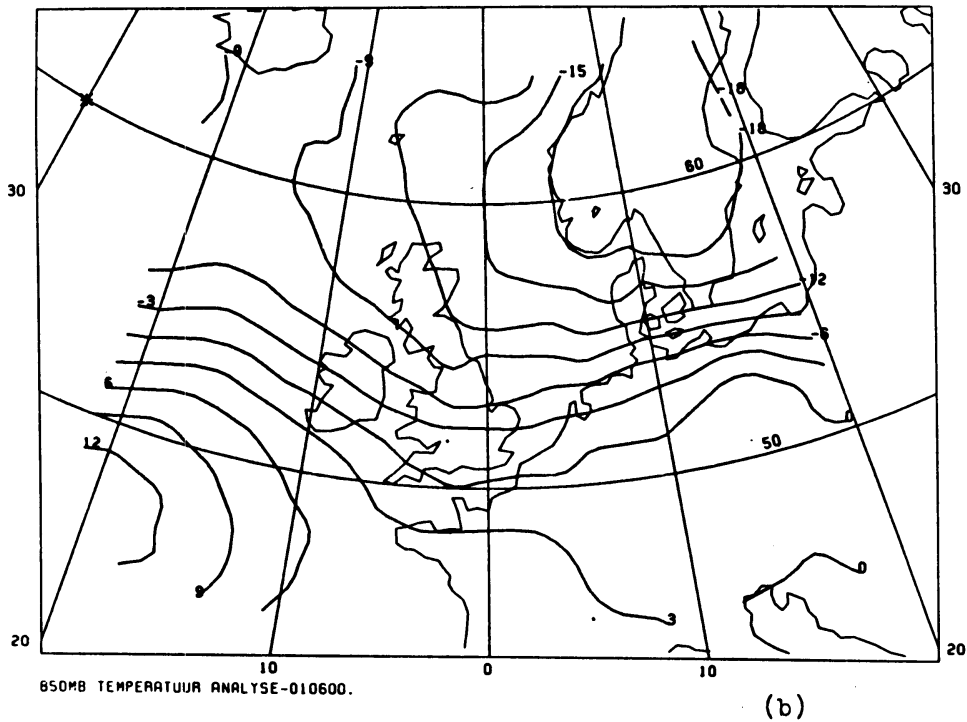
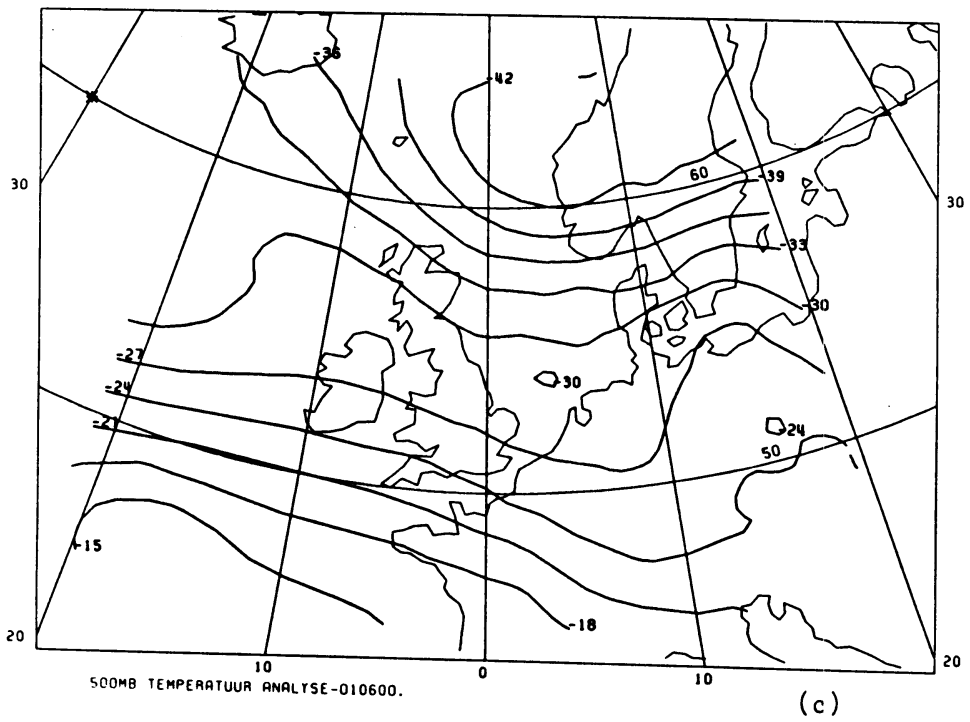
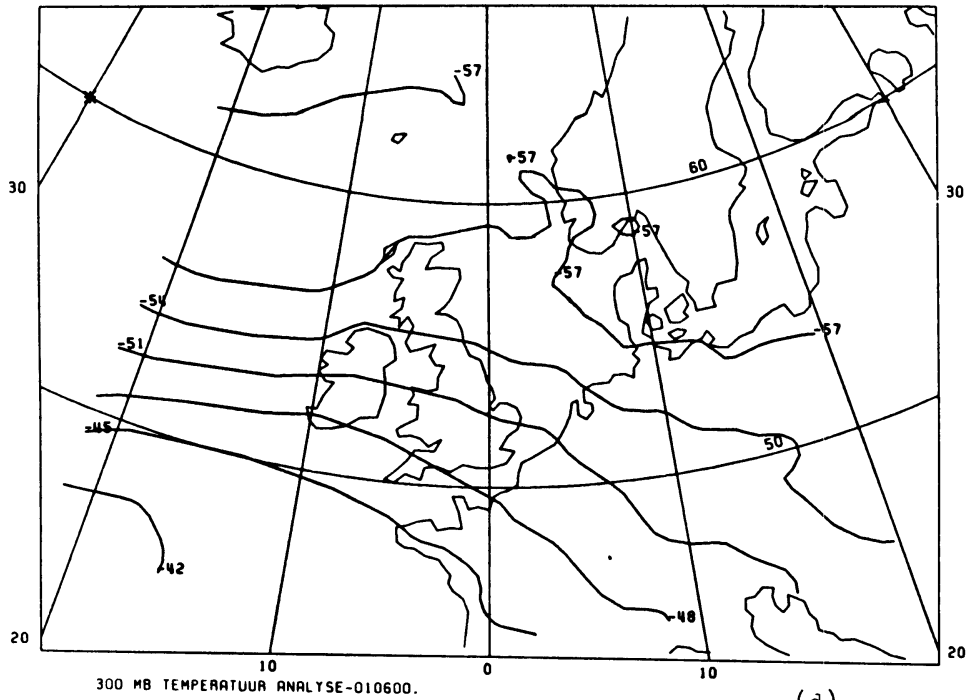


Fig. 11 a-d) Temperatuur analyse (vgl. met fig. 4 b-d)



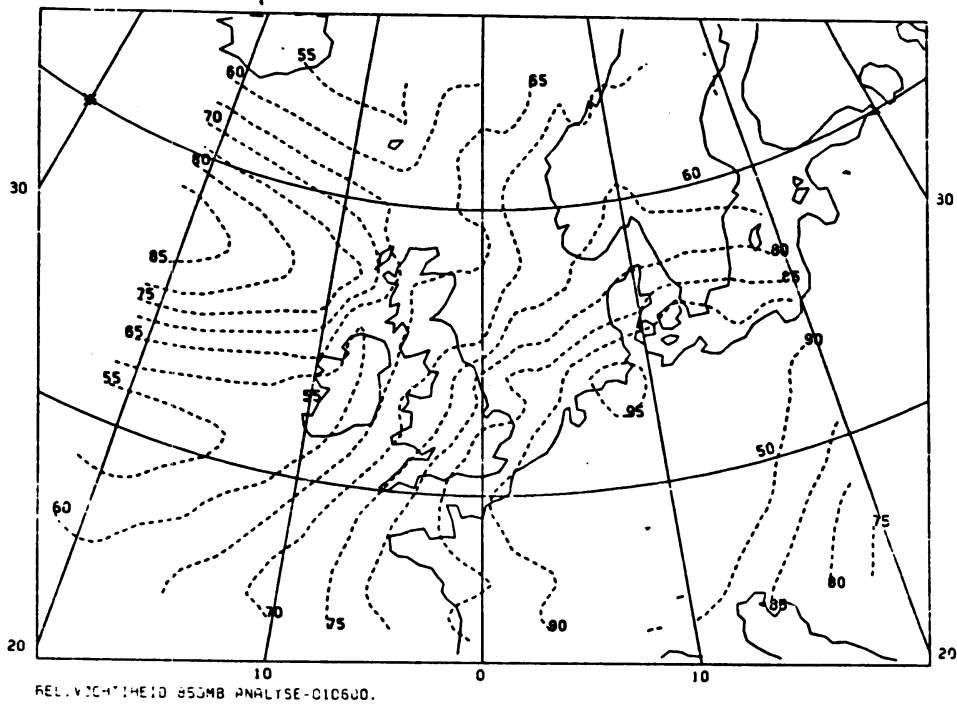


Fig. 12 analyse rel.vochtigheid (%) 850 mbar.
 Gisveld= constant= 60 %