

KONINKLIJK NEDERLANDS
METEOROLOGISCH INSTITUUT
De Bilt

WETENSCHAPPELIJK RAPPORT
W.R. 72-8

A.W. den Exter Blokland

Experimenten met het numeriek opstellen
van neerslagverwachtingen

De Bilt, 1972

Publikationsnummer: K.N.M.I. W.R. 72-8 (MO)

U.D.C.: 551.509.313 :
551.509.324.2

I N H O U D

	blz.
Summary	1
1. INLEIDING	3
2. OVERZICHT VAN DE METHODE	3
2.1 Het ontstaan van neerslag; verticale bewegingen	3
2.2 De vochtigheid van de atmosfeer en het bepalen van de mate van oververzadiging	4
2.3 Het barokliene 3-parameter model	6
2.4 Het analyseren van de vochtigheid van de atmosfeer	7
2.5 De kritieke waarde van de vochtigheid	8
3. HET REKENSHEMA VOOR DE NEERSLAGVERWACHTING IN HET 3-PARAMETER MODEL	8
3.1 Algemeen	8
3.2 Het verloop van de vochtigheid met de hoogte	11
3.3 Bepaling van $50 \int^{85} \omega dp$	12
3.4 Verband tussen W_s en Ψ'_0	14
3.5 Bepaling van constanten	16
3.6 Voorspelvergelijking voor W'	16
3.7 Stroomdiagram	17
4. UITVOERING VAN DE BEREKENING, MET VOORBEELDEN	19
4.1 Enkele technische details met betrekking tot de uitvoering van het rekenschema	19
4.2 De uitvoer	20
4.3 Enkele voorbeelden van numerieke neerslagverwachtingen	21
5. HET VERBAND TUSSEN NEERSLAG, VERTIKALE BEWEGING EN RVA	26
5.1 Het verband tussen neerslag en verticale beweging	26
5.2 Het verband tussen verticale beweging en RVA	29
6. VOORLOPIGE CONCLUSIES MET RICHTLIJNEN VOOR VERDER ONDERZOEK	33
7. TOELICHTING OP DE LITERATUURLIJST	37
8. SAMENVATTING	37
Betekenis van de gebruikte symbolen	39
Literatuur	40
Voorbeelden	41

Summary

This report presents the results of some numerical forecasts of precipitation. The computations have been made within the frame of a three level baroclinic model, whose principles are outlined in K.N.M.I.-W.R. 69-3, chapter 6, and which is actually run operationally twice a day.

The precipitation forecast itself is still in an experimental phase; further development is needed before the results will be considered as suitable for forecasting practices.

The local amount of precipitable water W in a column of air between 850 and 500 mb is followed, in the course of this process, with the help of a prognostic equation under the assumption of there being no condensation or evaporation at all. On the other hand, the maximum value W_s of W is related to the thickness of the layer between 850 and 500 mb, whose values are calculated during the execution of the baroclinic scheme. When W , after a time step, appears to exceed W_s , or a percentage thereof, the surplus is supposed to rain out completely.

In this experiment the initial value of W is equalized to a constant percentage of W_s everywhere, the value of W_s being derived from the initial analysis of the thickness pattern. Of course, a direct analysis of the humidity obtained from actual aerological data should be preferred. As it turns out, however, the described procedure, simple as it is, gives realistic results especially in situations with a westerly circulation over Holland.

The computational scheme is only suitable for the forecasting of large scale - say frontal - precipitation; sub-grid convective systems cannot be treated correctly and no attempt has been made so far to apply some sort of estimate for them.

The outcome of the experiments is presented in the form of line printer charts with "instantaneous" precipitation and as sets of values of accumulated amounts in grid points.

Experimenten met het numeriek opstellen van neerslagverwachtingen

1. Inleiding

Dit rapport behandelt - in het kader van een onderzoek naar de mogelijkheden tot numeriek voorspellen van de neerslag in Nederland - de eerste resultaten welke werden verkregen met een eenvoudig rekenmodel.

Dergelijke berekeningen konden eerst worden uitgevoerd, toen de meteorologische diensten de beschikking kregen over moderne elektronische rekenapparatuur. Het onderhavige model is gekoppeld aan het rekenschema waarmee op het K.N.M.I. sinds 1970 met behulp van de EL-X8 numerieke verwachtingen van atmosferische stromingspatronen worden gemaakt.

2. Overzicht van de methode

2.1. Het ontstaan van neerslag; verticale bewegingen

In een opstijgende luchtstroom treedt ten gevolge van adiabatische afkoeling na enige tijd - als de stijgende beweging lang genoeg duurt en er voldoende waterdamp aanwezig is - wolkenvorming op. Bij voortduren van de stijging zal neerslag ontstaan volgens een betrekkelijk ingewikkeld proces, waarvan de fysische aspecten hier onbesproken blijven. Het mechanisme van het rekenmodel is betrekkelijk eenvoudig. Het berust op het principe dat zodra oververzadiging optreedt het surplus aan waterdamp condenseert en uitregent. Voor de snelheid van dit proces, eenvoudig gezegd voor de hoeveelheid regen per tijdseenheid, is de verticale stijgsnelheid, zoals straks zal blijken, bepalend. Deze verticale bewegingen kunnen worden onderverdeeld als volgt:

- a. verticale bewegingen ten gevolge van convectie;
- b. verticale bewegingen ten gevolge van de orografie en
- c. verticale bewegingen op grote horizontale schaal.

De bewegingen onder a. kunnen door het gebruikte rekenmodel niet worden behandeld. Dergelijke bewegingen, die kunnen samengaan met regen-, hagel- of onweersbuien, spelen zich af op te kleine schaal en vallen geheel binnen het rekenrooster van het model. Het zal dus niet mogelijk zijn een verwachting te maken van buiïge neerslag; ook buiencomplexen in fronten zullen bij de berekende hoeveelheid ontbreken. Verder ontbreken vooralsnog de bewegingen onder b., maar deze kunnen in een later stadium worden

toegevoegd. Rest dus c. Het zijn die verticale stromingen die in onmiddellijk verband staan met de atmosferische storingen van zogenaamde synoptische afmetingen, d.w.z. storingen met een golflengte van minstens 700 km. Het verloop van dergelijke storingen leent zich voor behandeling met numerieke modellen; er kunnen redelijk betrouwbare prognoses worden gemaakt van de posities van die systemen voor een periode van circa drie dagen. De bij deze atmosferische formaties behorende stijgende en dalende bewegingen zijn van de orde van cm/s. Zij kunnen niet op eenvoudige directe wijze worden waargenomen, maar komen wel te voorschijn bij het numeriek berekenen van het stromingsveld. Het zijn deze verticale bewegingen die de continue neerslag op grote schaal veroorzaken. Dikwijls zal deze neerslag in verband met fronten kunnen worden gebracht; in sommige gevallen is die relatie niet zo duidelijk en stelt juist een numerieke berekening de meteoroloog in staat een uitspraak te doen met betrekking tot zulke "frontenloze" neerslag.

2.2. De vochtigheid van de atmosfeer en het bepalen van de oververzadiging

Zoals in de vorige paragraaf is gesteld berust het rekenmodel op de eenvoudige veronderstelling dat zodra een deeltje oververzadigd wordt het teveel aan waterdamp condenseert en als neerslag het deeltje verlaat. De gehele fysica van de neerslagvorming, en ook het tussenstadium van wolkenvorming wordt geïgnoreerd. Temperaturen komen niet expliciet ter sprake - dus ook op de veronderstelde voorwaarde voor flinke regen, de gemengde wolk met waterdruppels en ijsdeeltjes, wordt niet gelet.

De vochtigheidsindicator is de specifieke vochtigheid q . Met behulp van deze indicator kan de hoeveelheid waterdamp W in de luchtkolom met eenheidsdoorsnede tussen de niveaus z_0 en z_m ($z_0 < z_m$) als volgt worden bepaald:

$$W = \int_{z_0}^{z_m} q \rho dz \quad *)$$

of, als de drukken op z_0 en z_m p_0 respectievelijk p_m zijn:

$$\text{(wegens } dp = -g\rho dz) \quad W = \frac{1}{g} \int_{p_m}^{p_0} q dp \quad (2.1)$$

De grootheid W is in de literatuur bekend als "(amount of) precipitable water". Wij zullen dit in het Nederlands vertalen door "potentiële neerslag".

Wat gebeurt er nu met de waterdamp van een luchtdeeltje in de loop van de tijd? Indien wordt verondersteld dat er geen condensatie of verdamping op-

*) Zie voor de betekenis van de symbolen de lijst op blz. 39

treedt is, als x , y , p en t als onafhankelijk variabelen worden gekozen:

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q}{\partial t} + \mathcal{V} \cdot \nabla q + \omega \frac{\partial q}{\partial p} = 0$$

dus

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\mathcal{V} \cdot \nabla q - \omega \frac{\partial q}{\partial p} \quad (2.2)$$

Echter, de specifieke vochtigheid is om fysische redenen begrensd. Noem de maximumwaarde q_s . Deze q_s kan beschouwd worden als een functie van T en p , of als een functie van θ_s en p . Hierop wordt in hoofdstuk 5 teruggekomen. Voor het moment wordt volstaan met q_s te beschouwen als een functie van x , y , p en t en te veronderstellen dat indien $q = q_s$ en

$$\left(\frac{\partial q}{\partial t} = -\mathcal{V} \cdot \nabla q - \omega \frac{\partial q}{\partial p} \right) > \frac{\partial q_s}{\partial t}$$

ter plaatse gedurende de tijdstap Δt per volume-eenheid een hoeveelheid waterdamp gelijk aan

$$\left(-\mathcal{V} \cdot \nabla q - \omega \frac{\partial q}{\partial p} - \frac{\partial q_s}{\partial t} \right) \rho \Delta t \quad (2.3)$$

condenseert en uitregent.

Men kan nu (2.2) en (2.3) combineren met (2.1). Als wordt verondersteld dat er geen waterdamp condenseert (en er geen water verdampt) wordt de verandering van de potentiële neerslag gevonden uit (2.2) en (2.1):

$$\frac{\partial W'}{\partial t} = \frac{1}{g} \int_{p_m}^{p_0} \frac{\partial q}{\partial t} dp = \frac{-1}{g} \int_{p_m}^{p_0} \left(\mathcal{V} \cdot \nabla q + \omega \frac{\partial q}{\partial p} \right) dp \quad (2.4)$$

(Een ' wegens het veronderstellen van het ontbreken van condensatie enz.). Daarna kan worden onderzocht welke verandering maximaal mogelijk is wegens de beperking $q \leq q_s$. De in dit model gevolgde methode, welke uitgebreid besproken zal worden in hoofdstuk 3, behelst een voortdurend vergelijken van W met de maximale hoeveelheid potentiële neerslag W_s . Deze W_s kan volgens (2.1) gevonden worden uit:

$$W_s = \frac{1}{g} \int_{p_m}^{p_0} q_s dp$$

De integraal in het rechterlid kan geacht worden alleen afhankelijk te zijn van de dikte van de atmosferische laag tussen p_0 en p_m ; in het volgend hoofdstuk wordt dit nader toegelicht. Dus W_s is uitsluitend afhankelijk van deze dikte.

Het vergelijken van de berekende en de maximaal mogelijke waarde van de potentiële naarslag W gaat dan volgens het principe:

$$W(t) + \frac{\partial W}{\partial t} \Delta t > W_s(t+\Delta t) ? \quad (2.5)$$

Zoals reeds is vermeld worden diverse details verder behandeld in hoofdstuk 3. Voordat met dit hoofdstuk wordt begonnen worden nog enkele opmerkingen met betrekking tot verschillende aspecten van het experiment gemaakt.

2.3. Het barokliene 3-parameter model

Zoals reeds in de inleiding werd gesteld is een numerieke behandeling van neerslag eerst mogelijk als men de beschikking heeft over een numeriek model voor het maken van verwachtingen betreffende de atmosferische circulatie. Dit moet dan wel een zogenaamd barokliene model zijn, aangezien de meer eenvoudige barotrope modellen geen verticale snelheden verschaffen welke essentieel zijn voor neerslagprognoses. Het bij het K.N.M.I. in gebruik zijnde barokliene model is een 3-parameter model waarvoor de basisformules werden afgeleid door J. van GALEN. Deze afleiding is uitvoerig beschreven in [14], in welk rapport ook een barotroop model wordt behandeld. Meer fundamentele beschouwingen over barotrope en barokliene modellen staan o.a. in [16]. *)

Uitgaande van genoemde basisformules maakte L.C. HEIJBOER het geheel geschikt voor operationeel gebruik en bracht tevens met succes enkele wijzigingen aan. Er wordt nog voortdurend gewerkt aan verbetering van de thans op routinebasis uitgevoerde producten.

Dit barokliene 3-parameter model, dat in het vervolg zal worden aangeduid met BK3, levert de geopotentiële hoogten van de standaarddrukvlakken van 300, 500 en 850 mbar in de roosterpunten van een - bij de gebruikte stereografische projectie - rechthoekig rooster voor een aantal tijdstippen gedurende de verwachtingsperiode. Het rooster omvat een groot gedeelte van het noordelijk halfrond, van Siberië tot de Stille Oceaan. De roosterafstand bedraagt op 60°NB 375 km. Uit deze lengte volgt het in 2.1 gestelde; het is onmogelijk met een dergelijk rooster buien e.d. te beschrijven. Ook de resolutie langs de verticaal is veel te grof. Eerst systemen met een golflengte van circa vier roosterafstanden kunnen met BK3 adequaat worden behandeld. Het model heeft nog meer beperkingen. In de huidige versie wordt nog geen rekening gehouden met de orografie. De berekening verloopt strikt droog-adiabatisch, geen wisselwerking zee - atmosfeer, geen verwerking van

*) Zie literatuurlijst op blz. 40

vrijkomende condensatiewarmte en omgekeerd, geen wrijving. De neerslagverwachting, waaraan uiteraard de vochtigheid te pas komt, maakt alleen gebruik van gegevens van deze "droge" BK3, maar beïnvloedt het resultaat ervan niet.

Het spreekt vanzelf dat uitbreidingen met betrekking tot het bovenstaande mogelijk zijn. Met name geeft de neerslagprognose een manier om condensatiewarmte toe te voegen.

2.4. Het analyseren van de vochtigheid van de atmosfeer

Even vanzelfsprekend als de numerieke verwachting van de atmosferische stroming uitgaat van een zo exact mogelijke analyse van de begintoestand lijkt het de numerieke neerslagverwachting te beginnen met een nauwkeurige analyse van de aanwezige waterdamp. Het ligt voor de hand hiervoor gegevens van radiosonde-opstijgingen te gebruiken. Het representatief zijn van deze vochtigheidsmeting op een bepaald punt en op een bepaald tijdstip is echter duidelijk geringer dan dat van bijvoorbeeld de temperatuurmeting. Er behoef alleen maar te worden gedacht aan het al dan niet door bewolking omhoog gaan van de sonde. Of, indien alleen de metingen op standaarddrukvlakken worden gebruikt, aan de omstandigheid dat bewolking juist tussen die standaarddrukvlakken te vinden is. Concreet gesteld: de informatie, die de radiosondewaarneming geeft over een geopotential van bijvoorbeeld het 500 mbar-vlak, is aanzienlijk zinvoller dan de informatie verkregen uit de vochtigheidsmeting op dat vlak. De praktijk leert, dat de isohypsen van een standaarddrukvlak regelmatig verlopen en dat het ruimtelijk verval ook betrekkelijk regelmatig is, dit alles gezien op synoptische schaal. Hetzelfde kan worden gezegd van de isothermen. Wat de geopotential betreft: dit is in feite de uitkomst van een integratie langs de p-as. Wil men de vochtigheid op dezelfde betekenisvolle wijze bepalen, dan moet men overwegen de integratie van een vochtigheidsparameter langs de verticaal uit te voeren. Deze informatie zou dan in het aerologisch bericht moeten worden opgenomen. Maar zelfs dan zou het verloop van de vochtigheidsisoplethen grilliger zijn dan dat van bijvoorbeeld de isothermen. Gesteld moet worden dat een aerologisch net, dat dicht genoeg is om bruikbare topografieën van drukvlakken te maken, daarom nog niet voldoende behoeft te zijn voor informatie aangaande de vochtigheid. Men kan proberen aanvulling te krijgen uit synoptische waarnemingen aan de grond en uit satellietwaarnemingen. Het analyseren van de vochtigheid is dus problematischer dan het analyseren van de geopotentiële hoogte. Bovendien is het verlangde gegeven niet de vochtigheid op een bepaald niveau, maar, bijvoorbeeld gemiddeld, over een bepaalde laag. Natuurlijk zijn deze waarden uit de radiosondeberichten te

extraheren, deze extractie werd nog niet uitgevoerd.

Bij het hier besproken experiment is van het analyseren van de vochtigheid afgezien. Als beginsituatie is gekozen een relatieve vochtigheid van circa 80%. Het vermoeden bestond dat dan toch na enige tijd een realistische vochtigheidsverdeling wordt verkregen; de uitkomsten bevestigen dit.

Bij de berekening moet verder een veronderstelling worden gemaakt betreffende het verloop van de vochtigheid met de hoogte. Deze parameterisering wordt in 3.2 behandeld.

2.5. De kritieke waarde van de vochtigheid

Indien als criterium voor het vormen van neerslag een relatieve vochtigheid van 100% wordt genomen, zal de verwachting te lage hoeveelheden geven. Immers, er moet met een ruimtelijk gemiddelde van de specifieke vochtigheid worden gewerkt. Als dit gemiddelde lager is dan de maximaal mogelijke waarde, kunnen er toch wel gebieden zijn waar de lucht verzadigd is. Als uitsluitend neerslag wordt verwacht als voornoemd gemiddelde maximaal is zal de verwachting in veel gevallen te weinig geven.

Bij het rekenmodel zal daarom al neerslag worden verwacht bij een relatieve vochtigheid van 80%.

(Als men de formules nagaat blijkt dat de keuze van overal 80% relatieve vochtigheid in het begin en 80% als grens voor het vallen van neerslag alleen van invloed is op de hoeveelheid en niet op het al dan niet ontstaan van neerslag, dit vergeleken met een keuze van in beide gevallen 100%. Men kan zeggen dat de keuze van het percentage er bij dit experiment weinig toe doet. Dat wordt echter anders als wordt begonnen met een analyse van de werkelijke vochtigheidsverdeling.)

3. Het rekenschema voor de neerslagverwachting in het 3-parameter model

3.1. Algemeen

Zoals in hoofdstuk 2 werd ingeleid, wordt deze proefneming met numeriek opgestelde neerslagverwachtingen uitgevoerd met BK3 en wel uitgaande van de veronderstelling dat op het aanvangstijdstip de relatieve vochtigheid overal (bijvoorbeeld) 80% bedraagt. Vermoed wordt namelijk dat deze ongetwijfeld grove generalisatie toch een bruikbaar resultaat oplevert in die zin, dat althans een redelijke benadering van neerslaghoeveelheden wordt verkregen, of ten minste van de grenzen van de neerslaggebieden.

Bij BK3 is het mogelijk een keuze te doen uit verschillende drietallen standaarddrukvlakken. Het 500 mbar-vlak is steeds het middelste; daarboven

kan men kiezen tussen 300 en 200 mbar, daaronder tussen 850 en 1000 mbar. Voor het onderhavige project zal het verloop van de vochtigheid worden nagegaan tussen 500 en 850 mbar, daarbuiten wordt de relatieve vochtigheid gelijk aan 0 gesteld. De berekende hoeveelheden zullen daarom in het algemeen te laag uitvallen. Aangezien de atmosfeer boven 500 mbar minder dan 10% van de totale hoeveelheid waterdamp kan bevatten, is het wellicht voldoende de uitkomst met enkele procenten te verhogen. Beneden 850 mbar bevat de atmosfeer weliswaar naar verhouding veel waterdamp, maar aangenomen wordt dat de vorming van regendruppels daar pas goed op gang komt als het 0°C-niveau lager ligt dan dat drukvlak. Verdere correcties van de uitkomst kunnen overwogen worden indien dit in voldoende mate het geval is. Vermeld moet worden, dat het in principe mogelijk is voor het onderste drukvlak een andere keuze te doen dan 850 of 1000 mbar, alleen zullen dan bepaalde constanten (zie [14], blz. 87) moeten worden berekend. De keuze is gevallen op 850 mbar mede omdat BK3, althans voorlopig, met de combinatie 300-500-850 mbar wordt uitgevoerd.

De potentiële neerslag W wordt bepaald volgens (2.1):

$$W = \frac{1}{g} \int_{50}^{85} q \, dp$$

(MTS-stelsel, druk in cbar)

Als er geen condensatie of verdamping optreedt, is $\frac{dq}{dt} = 0$ en dan is volgens het gesteld in 2.2.:

$$\frac{\partial W'}{\partial t} = \frac{1}{g} \int_{50}^{85} \frac{\partial q}{\partial t} \, dp = \frac{-1}{g} \int_{50}^{85} (\checkmark \cdot \nabla q + \omega \frac{\partial q}{\partial p}) \, dp \quad (2.4)$$

Het ' bij $\frac{\partial W'}{\partial t}$ betekent dus dat hier de potentiële neerslag W' wordt bedoeld, die aanwezig zou zijn als er geen condensatie of verdamping optrad.

Aangezien in het volgende voortdurend formules uit [14], hoofdstuk 6, worden gebruikt, zullen deze voortaan worden aangeduid met de aldaar gebruikte nummering tussen { }.

Volgens {6.4} kan \checkmark worden benaderd door:

$$\checkmark = \checkmark_m + A_o \checkmark'_o \quad (3.1)$$

waarbij \checkmark_m de wind op 500 mbar is, \checkmark'_o de relatieve wind tussen 500 en 850 mbar en A_o de volgende gedaante heeft:

$$A_o = \frac{50^k - p^k}{85^k - 50^k} \quad (\text{zie blz. 86 van [14]}) \quad \{6.4\}$$

Voor q wordt geschreven

$$q = g(ap+b) W \quad (3.2)$$

waarin a en b constanten zijn. Een rechtvaardiging van deze benadering wordt gegeven in 3.2.

Substitutie van (3.1) en (3.2) in (2.4) leidt tot:

$$\frac{\partial W'}{\partial t} = - \left(\int_{50}^{85} (V_m + A_o V'_o)(ap + b) dp \right) \cdot \nabla W - Wa \int_{50}^{85} \omega dp \quad (3.3)$$

Uit (2.1) en (3.2) volgt:

$$\int_{50}^{85} (ap + b) dp = 1$$

Indien vervolgens de constante N wordt gedefinieerd als

$$N = \int_{50}^{85} A_o (ap + b) dp \quad (3.4)$$

kan (3.3) in de volgende gedaante worden geschreven:

$$\frac{\partial W'}{\partial t} = - (V_m + N V'_o) \cdot \nabla W - Wa \int_{50}^{85} \omega dp \quad (3.5)$$

Deze voorspelvergelijking zal, gecombineerd met BK3, gebruikt worden om neerslaghoeveelheden te bepalen, nadat zij in overeenstemming met de principes van BK3 in een andere gedaante geschreven zal zijn. BK3 levert met Ψ'_o de dikte van de laag tussen 500 en 850 mbar. Uit Ψ'_o kan de maximale hoeveelheid potentiële neerslag W_s in de betreffende luchtkolom worden bepaald volgens het gestelde in 2.2, zie hiervoor 3.4. Indien W' groter wordt dan W_s of een zeker percentage daarvan, bijvoorbeeld 80%, wordt het surplus geacht als neerslag de grond te bereiken. Met BK3 worden ook de winden V_m en V'_o bekend. Tenslotte zal BK3 dienen om $\int_{50}^{85} \omega dp$ te bepalen; de manier waarop zal in 3.3 worden behandeld.

Indien in overeenstemming met BK3 de luchtbewegingen geostrofisch worden verondersteld, kan voor (3.5) worden geschreven:

$$\frac{\partial W'}{\partial t} = - J(\Psi_m + N \Psi'_o, W) - Wa \int_{50}^{85} \omega dp \quad (3.6)$$

In het bovenstaande is

$$\Psi_m = \frac{g z_{50}}{f_o}$$

en

$$\Psi'_o = \frac{g (z_{50} - z_{85})}{f_o}$$

waarbij z_{50} en z_{85} de hoogten van respectievelijk het 500 en het 850 mbar-vlak in gpm zijn.

Als, zoals in het begin van deze paragraaf werd voorgesteld, proeven worden gedaan met als uitgangstoestand overal een relatieve vochtigheid van 80%, worden de desbetreffende waarden van W op het tijdstip $t = 0$ gelijkgesteld aan $0,80 W_s$. W_s wordt dan afgeleid uit Ψ'_0 op een wijze, die in 3.4 wordt beschreven.

3.2. Het verloop van de vochtigheid met de hoogte

Het is experimenteel gebleken, dat langs een zekere verzadigd-adiabaat θ_s de maximale specifieke vochtigheid q_s voldoende nauwkeurig wordt weergegeven door een lineaire betrekking in p , waarin de coëfficiënten van θ_s afhangen:

$$q_s = c(\theta_s)p + d(\theta_s) \quad (3.7)$$

In overeenstemming met (2.1) volgt:

$$W_s(\theta_s) = \frac{1}{g} \int_{50}^{85} (c(\theta_s) p + d(\theta_s)) dp = \frac{1}{g} (2362,5 c(\theta_s) + 35 d(\theta_s)) \quad (3.8)$$

Uit (3.2) volgt in combinatie met (3.7):

$$g a W_s = c(\theta_s) \quad , \quad g b W_s = d(\theta_s)$$

Samen met (3.8) geeft dat onder verzadigde omstandigheden:

$$a = \frac{1}{2362,5 + 35 \frac{d(\theta_s)}{c(\theta_s)}} \quad \text{en} \quad b = \frac{d(\theta_s)}{c(\theta_s)} \cdot a$$

Nadat waarden voor $c(\theta_s)$ en $d(\theta_s)$ grafisch werden vastgesteld, werden voor a en b de volgende waarden gevonden:

tabel 1

θ_s °C	a	b
	MTS eenh.	
0	$15 \cdot 10^{-4}$	$-72 \cdot 10^{-3}$
+ 5	$14 \cdot 10^{-4}$	$-66 \cdot 10^{-3}$
+10	$13 \cdot 10^{-4}$	$-59 \cdot 10^{-3}$
+15	$11 \cdot 10^{-4}$	$-45 \cdot 10^{-3}$

Het blijkt dat de afhankelijkheid van θ_s betrekkelijk gering is. Voor a en b worden daarom constanten genomen, welke desnoods kunnen verschillen naargelang van de tijd van het jaar.

In het voorgaande werd de atmosfeer verzadigd verondersteld. Aangenomen wordt nu, dat de voor a en b gekozen constanten ook in (3.3) gebruikt mogen worden in het geval van een onverzadigde atmosfeer. Dit is een nogal gewaagde veronderstelling, waarvan de praktijk de houdbaarheid zal moeten aantonen. Het komt erop neer, dat voor elke p tussen 850 en 500 mbar de relatieve vochtigheid circa W/W_s gesteld wordt.

3.3. Bepaling van $\int_{50}^{85} \omega dp$

Uit de vorticitetsvergelijking

$$\dot{\zeta} + \nabla \cdot \nabla \eta + f_0 \cdot D = 0 \quad \{6.1\}$$

en de continuïteitsvergelijking

$$D + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad \{6.3\}$$

volgt:

$$f_0 \omega(p') = - \int_{p'}^{85} (\dot{\zeta} + \nabla \cdot \nabla \eta) dp + f_0 \omega(85) \quad (3.9)$$

$$(50 \leq p' \leq 85)$$

Met de geostrofische benadering wordt:

$$\dot{\zeta} = \nabla^2 \dot{\Psi} \quad , \quad \nabla \cdot \nabla \eta = J(\Psi, \eta) \quad (3.10)$$

Met (3.1) en (3.10) wordt (3.9):

$$f_0 \omega(p') = - \int_{p'}^{85} (\nabla^2 \dot{\Psi}_m + A_0 \nabla^2 \dot{\Psi}'_0 + J(\Psi_m + A_0 \Psi'_0, f + \nabla^2 \Psi_m + A_0 \nabla^2 \Psi'_0)) dp + f_0 \omega(85)$$

$$= - (\nabla^2 \dot{\Psi}_m + J(\Psi_m, f + \nabla^2 \Psi_m)) \int_{p'}^{85} dp$$

$$- (\nabla^2 \dot{\Psi}'_0 + J(\Psi_m, \nabla^2 \Psi'_0) + J(\Psi'_0, f + \nabla^2 \Psi_m)) \int_{p'}^{85} A_0 dp$$

$$- J(\Psi'_0, \nabla^2 \Psi'_0) \int_{p'}^{85} A_0^2 dp + f_0 \omega(85)$$

Stel

$$\frac{1}{f_0} \int_{50}^{85} \left[\int_{p'}^{85} dp \right] dp' = B_0$$

$$\frac{1}{f_0} \int_{50}^{85} \left[\int_{p'}^{85} A_0 dp \right] dp' = B_1$$

$$\frac{1}{f_0} \int_{50}^{85} \left[\int_{p'}^{85} A_0^2 dp \right] dp' = B_2$$

dan wordt

$$\begin{aligned} \int_{50}^{85} \omega dp &= - (\nabla^2 \dot{\psi}_m + J(\psi_m, f + \nabla^2 \psi_m)) B_0 \\ &- (\nabla^2 \dot{\psi}'_0 + J(\psi_m, \nabla^2 \psi'_0) + J(\psi'_0, f + \nabla^2 \psi_m)) B_1 \\ &- J(\psi'_0, \nabla^2 \psi'_0) B_2 + 35 \omega(85) \end{aligned} \quad (3.11)$$

Deze vergelijking kan gewijzigd worden door substitutie door middel van de voorspelvergelijkingen van BK3. Deze luiden, als $\hat{\omega} = 0$ wordt gesteld:

$$\begin{aligned} (\nabla^2 - a_{00}) \dot{\psi}'_0 &= - J(\psi_m, \nabla^2 \psi'_0 - a_{00} \psi'_0 + a_{01} \psi'_1) \\ &- J(\psi'_0, f + \nabla^2 \psi_m - a_{02} \nabla^2 \psi'_0) - a_{01} \dot{\psi}'_1 \end{aligned} \quad (6.1G)$$

$$\begin{aligned} (\nabla^2 - a_{10}) \dot{\psi}'_1 &= - J(\psi_m, \nabla^2 \psi'_1 - a_{10} \psi'_1 + a_{11} \psi'_0) \\ &- J(\psi'_1, f + \nabla^2 \psi_m + a_{12} \nabla^2 \psi'_1) - a_{11} \psi'_0 \end{aligned} \quad (6.1H)$$

$$\begin{aligned} \nabla^2 \dot{\psi}_m &= - J(\psi_m, f + \nabla^2 \psi_m - a_{00} \psi'_0 + a_{11} \psi'_1) \\ &+ a_{00} \dot{\psi}'_0 - a_{11} \dot{\psi}'_1 \end{aligned} \quad (6.1K)$$

(3.11) wordt dan, als $\omega(85) = 0$ wordt gesteld:

$$\begin{aligned} \int_{50}^{85} \omega dp &= - J(\psi_m, (B_0 a_{00} + B_1 a_{00}) \psi'_0 - (B_0 a_{11} + B_1 a_{01}) \psi'_1) \\ &- J(\psi'_0, (B_1 a_{02} + B_2) \nabla^2 \psi'_0) \\ &- (B_0 a_{00} + B_1 a_{00}) \dot{\psi}'_0 + (B_0 a_{11} + B_1 a_{01}) \dot{\psi}'_1 \end{aligned} \quad (3.12)$$

Hierin is $\psi'_1 = g(z_{30} - z_{50}) / f_o$, analoog aan ψ'_0 . De a's zijn constanten, zie [14] blz. 87.

Noem

$$\begin{aligned} B_0 a_{00} + B_1 a_{00} &= N_0 \\ -(B_0 a_{01} + B_1 a_{01}) &= N_1 \\ B_1 a_{02} + B_2 &= N_2 \end{aligned} \quad (3.13)$$

dan wordt (3.12):

$$\int_{50}^{85} \omega dp = - J(\psi_m, N_0 \psi'_0 + N_1 \psi'_1) - J(\psi'_0, N_2 \nabla^2 \psi'_0) - N_0 \dot{\psi}'_0 - N_1 \dot{\psi}'_1 \quad (3.14)$$

3.4. Verband tussen W_s en ψ'_0

Voor het bepalen van dit verband is gebruik gemaakt van de tabellen 2 en 6 van [15]. Het resultaat is weergegeven in grafiek 1 (blz. 15), waarin het verloop van W_s in cm vloeibaar water met het hoogteverschil h tussen 850 en 500 mbar in gpm is getekend. Deze grafiek kan voldoende nauwkeurig worden weergegeven door de volgende kwadratische functie van h:

$$W_s = 12(h-4150)^2 \cdot 10^{-6} + 67(h-4150) \cdot 10^{-4} + 1,50 ,$$

een betrekking, die met behulp van de relatie $\psi'_0 = gh/f_o$ eenvoudig kan worden omgezet in:

$$W_s = 12469 \cdot 10^{-19} \cdot \psi_0'^2 - 94699 \cdot 10^{-11} \cdot \psi_0' + 18037 \cdot 10^{-2} \quad (3.15)$$

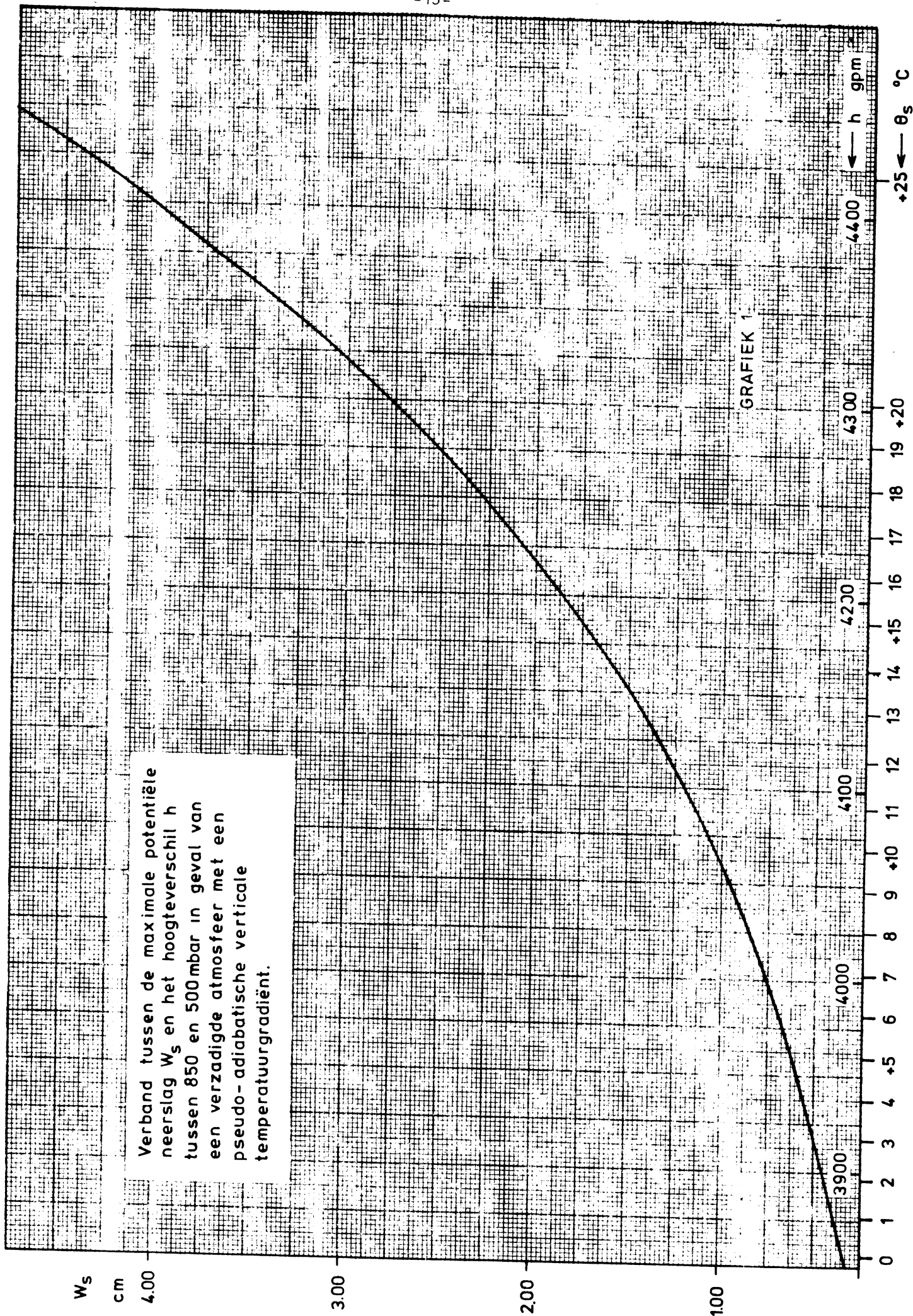
Bij deze betrekking is $g = 9,81 \text{ m/s}^2$ en $f_o = 10^{-4}/\text{s}$ gesteld.

Als voor f_o de waarde $1,36 \times 10^{-4}/\text{s}$ wordt genomen, wordt het verband

$$W_s = 23063 \cdot 10^{-19} \psi_0'^2 - 128791 \cdot 10^{-11} \psi_0' + 18037 \cdot 10^{-2} \quad (3.15')$$

Deze kwadratische functie heeft een minimum, dat bereikt wordt voor een waarde die overeenkomt met $h = 3871$ gpm. Voor lagere waarden van h zijn (3.15) en (3.15') niet meer geldig. De hoeveelheden W_s zijn dan nog maar gering, veel neerslag is er niet meer te verwachten. Ook is een dergelijk koude atmosfeer boven Nederland en omgeving betrekkelijk zeldzaam. Eenvoudigheidshalve wordt W_s onder die omstandigheden recht evenredig met h verondersteld. (3.15') wordt dan

$$W_s = 2036 \cdot 10^{-12} \psi_0' \quad (3.15'')$$



3.5. Bepaling van constanten

Het eenhedenstelsel is MTS. Volgens (3.4) kan voor N geschreven worden:

$$N = a \int_{50}^{85} p A_o dp + b \int_{50}^{85} A_o dp$$

Berekening na substitutie volgens {6.4} geeft:

$$N = -1357a - 18,59b$$

In overeenstemming met de waarden uit tabel 1 op blz. 11, wordt N:

tabel 2

θ_s °C	N
0	-0,70
+ 5	-0,67
+10	-0,67
+15	-0,66

Voor N_o , N_1 en N_2 uit (3.13) wordt gevonden:

$$\begin{aligned} N_o &= -382233 \cdot 10^{-10} \\ N_1 &= 12806 \cdot 10^{-10} \\ N_2 &= 509500 \end{aligned}$$

3.6. Voorspelvergelijking voor W'

Met (3.14) en de constanten uit 3.5, waarbij voor N de waarde -0,67 wordt gekozen, kan voor (3.6) worden geschreven:

$$\begin{aligned} \frac{\partial W'}{\partial t} &= - J(\psi_m - 0,67 \psi'_o, W) & (3.16) \\ &+ 13W \cdot 10^{-4} \{ [J(\psi_m, -382233 \psi'_o + 12806 \psi'_1) - 382233 \dot{\psi}'_o \\ &+ 12806 \dot{\psi}'_1] \cdot 10^{-10} + 509500 J(\psi'_o, \nabla^2 \psi'_o) \} \end{aligned}$$

In deze formule is voor a de waarde $13 \cdot 10^{-4}$ gekozen; dit is volgens de tabellen 1 en 2 in overeenstemming met de keuze van 0,67 voor N.

In deze vergelijking heeft de eerste term van het rechterlid betrekking op de advectie van W. Het kleiner dan -0,50 zijn van N geeft aan dat deze advectie feitelijk plaatsvindt met een wind zoals die in de onderste helft van de laag aanwezig is. Dit is in overeenstemming met de omstandigheid dat daar ook de meeste waterdamp is.

Men kan zich afvragen in hoeverre de diverse veronderstellingen van BK3, waarbij de werkelijke atmosfeer uiteraard enigszins wordt vervormd en waarvan de redelijkheid wordt beoordeeld met betrekking tot een prognose van het stromingsveld en niet van waterdamptransport en neerslag, (3.16) te weinig realistisch doen zijn. Waarschijnlijk valt dit wel mee. De wijze waarop bij BK3 de parameterisering is uitgevoerd werkt in elk geval niet nadelig ten opzichte van de berekening van $50 \int^85 \omega dp$. Immers, de fout e_1 in 6.1 voldoet aan de voorwaarde $50 \int^85 e_1 dp = 0$ (147, blz. 77); (3.9) is exact voor $p' = 50$ en 85. Met betrekking tot de verticale verdeling van de vochtigheid kan worden gezegd, dat door de veronderstellingen van 3.2 de werkelijkheid beter wordt benaderd naarmate de relatieve vochtigheid hoger is. En in geval van lage vochtigheden doet een onjuiste beschrijving van de waterdampverdeling er weinig toe.

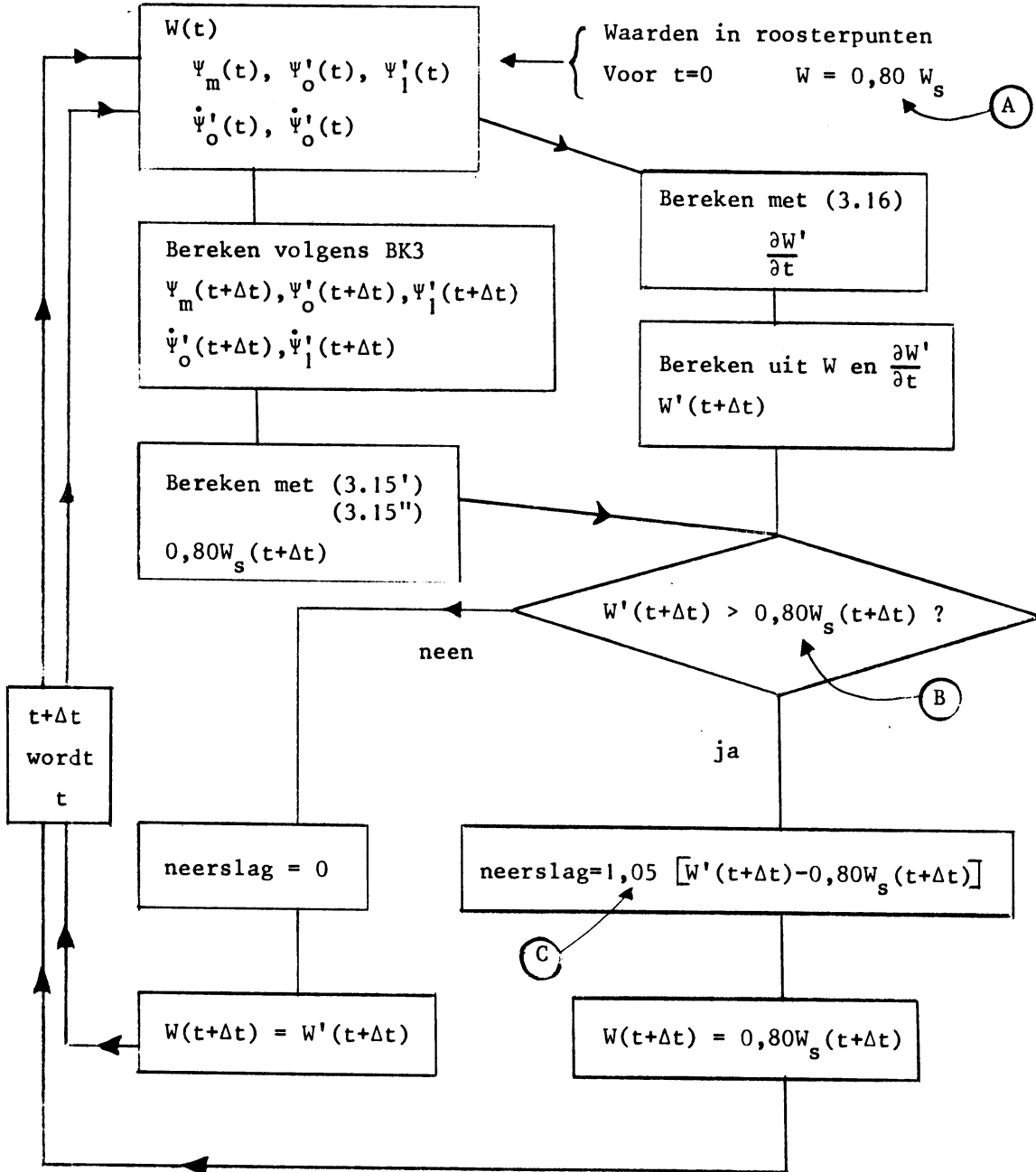
Zoals in 2.3 reeds werd vermeld is BK3 "droog". In 5.1 zal worden aangetoond dat hier toch wel een moeilijkheid schuilt. Eerst zullen in hoofdstuk 4 een aantal voorbeelden worden besproken van prognoses, die werden opgesteld met (3.16) en de droge BK3. Ter inleiding hiervan wordt dit hoofdstuk besloten met een stroomdiagram van de berekening.

3.7. Stroomdiagram (blz. 18)

Het is volstrekt niet noodzakelijk voor $t = 0$ W gelijk te stellen aan $0,80 W_s$. Aan het begin kunnen ook door middel van waarnemingen verkregen waarden van W worden ingevoerd. Ook is het niet nodig bij A en B dezelfde factor 0,80 te gebruiken. Vanzelfsprekend zullen de factoren van dezelfde grootte-orde zijn en tussen 0,70 en 1,00 liggen; het is zinvol dat de factor bij B minstens gelijk is aan de factor bij A.

De factor 1,05 bij C is gekozen om de beperking te compenseren, die volgt uit het alleen behandelen van de laag tussen 850 en 500 mbar. De grootte is geschat; verondersteld is dat de waarde moet liggen tussen 1,00 en 1,15. Bedacht moet worden, dat er weliswaar tijdens de berekening een groot gedeelte van de atmosfeer buiten beschouwing blijft, maar dat dit niet uitsluitend in de richting van een te lage einduitkomst werkt. Het is immers mogelijk dat tussen 850 en 500 mbar ontstane neerslag beneden 850 mbar verdampt.

Stroomdiagram



4. Uitvoering van de berekening, met voorbeelden

4.1. Enkele technische details met betrekking tot de uitvoering van het reken-schema

Er zijn in de loop van de tijd verschillende BK3-versies ontwikkeld. De numerieke neerslagverwachting werd ingebouwd in een versie waarvan het volgende kan worden gezegd:

- a. De voorbeelden, welke in dit rapport worden behandeld, zijn berekend met tijdstappen Δt van twee uur, uitzonderlijk lang voor zo'n model. Vanaf medio januari 1971 werden de tijdstappen in BK3 verminderd tot één uur.
- b. Voor de Laplaciaan wordt een 9-punts benadering toegepast voor de rechterleden en een 5-punts benadering voor de linkerleden van {6.G}, {6.H} en {6.K}. De Jacobiaan wordt berekend volgens de methode van ARAKAWA.
- c. In [14] werd de CORIOLIS-parameter f_0 constant gehouden en gelijk gesteld aan $10^{-4}/s$. De ervaring was dat met deze waarde de verplaatsingen van de weersystemen voor een groot deel van de kaart te groot waren. Daarom werd met f_0 geëxperimenteerd. De experimenten betroffen uitsluitend de f_0 in de stroomfunctie, dus in

$$\psi = \frac{gz}{f_0} \quad \text{en} \quad \nabla^2 \psi = \frac{g\nabla^2 z}{f_0} \quad (4.1)$$

De constanten a van [14], blz. 87, waarvan sommige ook van f_0 afhangen, bleven echter ongewijzigd; deze berusten dus nog op $f_0 = 10^{-4}/s$. De neerslagverwachting werd toegevoegd aan een BK3-programma, waarin f_0 constant en $= 1,36 \times 10^{-4}/s$ werd genomen in (4.1), en voor het overige de waarde van $10^{-4}/s$ bleef gehandhaafd. (Intussen is een BK3-versie operationeel geworden, waarbij f in (4.1) variabel is. Hoewel f dus nogal gemêleerd in het geheel verwerkt is, bleek deze wijziging een succes.)

Met betrekking tot het rekenschema voor neerslagverwachtingen moet bovendien worden opgemerkt:

- d. In (3.16) wordt voor de berekening een schaalfactor m toegevoegd, dus:

$$\begin{aligned} \frac{\partial W'}{\partial t} = & -m^2 J(\psi_m - 0,67 \psi'_0, W) \\ & + 13W \cdot 10^{-4} \{ [m^2 J(\psi_m, -382233\psi'_0 + 12806\psi'_1) \\ & - 382233\dot{\psi}'_0 + 12806\dot{\psi}'_1] \cdot 10^{-10} \\ & + 509500m^2 J(\psi'_0, m^2 \nabla^2 \psi'_0) \} \end{aligned} \quad (3.16')$$

- e. In (3.16') is de Laplaciaan bepaald met een 9-puntsbenadering, de Jacobianen zijn uitgerekend met de methode van ARAKAWA.
- f. $W'((n+1)\Delta t)$ is met voorwaartse tijdstappen uit $W(n\Delta t)$ afgeleid op de volgende wijze:

$$W'((n+1)\Delta t) = W(n\Delta t) + \Delta t \frac{\partial W'}{\partial t}(n\Delta t) \quad (4.2)$$

De "leap frog" methode kan hier niet worden toegepast. Immers, telkens als W' groter dan $0,8W_s$ blijkt te zijn geworden regent het surplus uit en wordt W teruggebracht van W' naar $0,8W_s$. Als de "leap frog" methode wordt gebruikt, dus als

$$W'((n+1)\Delta t) = W((n-1)\Delta t) + 2\Delta t \frac{\partial W'}{\partial t}(n\Delta t) \quad (4.3)$$

wordt gesteld, verwaarloost men dit uitrekenen. In (4.2) is immers in geval van neerslag $W(n\Delta t)$ niet gelijk aan

$$W((n-1)\Delta t) + \Delta t \frac{\partial W'}{\partial t}(n\Delta t) + O((\Delta t)^2)$$

vandaar dat in dat geval (4.3) geen goede benadering is van

$$W'((n+1)\Delta t) = W(n\Delta t) + \Delta t \frac{\partial W'}{\partial t}(n\Delta t) + O((\Delta t)^2)$$

Eenvoudig gezegd: W' is geen continue functie van t , maar heeft discontinuïteiten na tijdstappen waarin regen wordt gevormd.

De uitkomsten van de berekeningen worden tenslotte gepresenteerd als hoeveelheden neerslag gedurende een tijdstap, die geacht worden te vallen in de roosterpunten.

4.2. De uitvoer

De volgende producten zijn via de regeldrukker uitgevoerd:

- a. Kaarten met de zogenaamde momentane neerslag. Hieronder is te verstaan de neerslag gedurende één tijdstap. De gebieden waar deze neerslag $> 0,3$ mm was zijn met stippen op de kaarten aangegeven; ze worden verkregen door een interpolatie tussen de in de roosterpunten berekende waarden. De aldus aangegeven regengebieden kunnen worden vergeleken met het actuele weer tijdens de betreffende tijdstap. Het zijn de kaarten MN van de volgende paragraaf 4.3. (De letters H en L op deze kaarten geven maxima respectievelijk minima (uiteraard ≥ 0) aan, met de hoeveelheden in 0.1 mm. Ook worden H en L wel gebruikt om centra van hoge en lage druk aan te geven; verwarring is onwaarschijnlijk.)

- b. De neerslagsommen over een bepaalde periode, per roosterpunt verkregen door optelling van de uitkomsten over de tijdstappen tijdens die periode. Gekozen zijn steeds de eerste 6 uur van de verwachting en verder de perioden 0600 - 1800 GMT en 1800 - 0600 GMT, zodat een vergelijking met de metingen uit de synoptische berichten van 1800 en 0600 GMT mogelijk is. Het zijn de kaarten NS van 4.3.
- c. Kaarten met de integraal van de verticale snelheid $_{50}^{85} \omega dp$. Deze is begrepen in de formule voor $\frac{\partial W'}{\partial t}$, (3.16'); want ze is het tegengestelde van het gedeelte tussen { } in het rechterlid. Met stippen is aangegeven waar de waarde van de integraal negatief is, dus waar stijgende bewegingen voorkomen. De kaarten worden aangeduid met VS, ze zijn niet bij alle voorbeelden uitgevoerd. (De letters H en L op deze kaarten (zie blz. 48 enz.) geven maxima respectievelijk minima aan van de waarden van $_{50}^{85} \omega dp$, de getallen de grootte daarvan in MTS eenheden, $\times 10^4$.)
- d. Tevens is voor elk doorgerekend geval de normale BK3-uitvoer beschikbaar. Dat zijn o.a. analyses en prognoses van 500, 300 en 850 mbar met de relatieve kaarten daartussen en de RVA van 500 mbar. Deze RVA wordt in de volgende paragrafen nader toegelicht. Van deze kaarten is maar een enkel voorbeeld in dit verslag opgenomen.

4.3. Enkele voorbeelden van numerieke neerslagverwachtingen

In dit gedeelte worden enkele gevallen besproken en wordt geprobeerd, zuiver proefondervindelijk, een bepaalde karakteristiek vast te stellen. Eerst de weersontwikkeling, uitgaande van 15-9-1970, 0000 GMT (zie blz. 41 t/m 52). Op de kaarten MN1, MN2, MN3 en MN4 wordt de uitvoer, via de regeldrukker, van de momentane neerslag getoond voor respectievelijk +12, +24, +36 en +48 uur na het begintijdstip. Op deze kaarten kunnen als voor- naamste regengebieden de gebieden I, II, III, IV en V worden onderscheiden. Op elk van de kaarten is tevens de analyse van de grondkaart getekend; de weergave van de actuele situatie op het tijdstip, waarvoor de verwachting geldt. Een zekere discrepantie tussen de regengebieden en deze analyses volgt dus al uit de omstandigheid, dat de regengebieden samenhangen met de BK3-verwachting, terwijl de weersystemen van de analyses geacht moeten worden overeen te komen met de later opgetreden werkelijkheid. De posities zullen in het algemeen dus min of meer verschillen. In ons voorbeeld blijkt dat de gebieden II en IV de bijbehorende fronten gedurende de verwachtings- periode goed volgen, hetgeen betekent dat BK3 de verplaatsingen goed voor- zag. Het gebied I ligt aan de periferie van de kaart en zal daarom buiten beschouwing worden gelaten. Het gebied V neemt volgens de prognose voort- durend in betekenis toe. Dit blijkt niet te kloppen met de werkelijkheid.

In dit geval nu gaf BK3 ten onrechte de ontwikkeling van een golf aan, zoals ook volgt uit de kaarten P1 en P2. Bij deze kaarten is op de regel-drukkeruitvoer van de neerslagverwachting, dezelfde ondergrond als bij MN1 enz., de prebaratic geschetst zoals die destijds door de meteoroloog aan de hand van BK3-prognoses werd getekend.

Interessant is het verband tussen de op MN1 enz. aangegeven neerslaggebieden en de R(elatieve) V(orticiteits) A(dvectie). Onder RVA wordt verstaan de advection van de relatieve vorticititeit op 500 mbar met de 500 mbar-wind. Zij wordt -geostrofisch - bepaald met de formule

$$RVA = - J(\psi_m, \nabla^2 \psi_m)$$

In 5.2 wordt aangetoond, dat voor grote gebieden van de atmosfeer geldt:

$$\omega = (\text{negatief getal}) \times RVA$$

Bij ω wordt gedacht aan de waarde op 500 mbar; ook kan men links de gemiddelde waarde $1/(p_0 - p_m) \int_{p_m}^{p_0} \omega dp$ zetten. Hoewel deze betrekking stellig niet algemeen geldt, kunnen gebieden met positieve RVA ruwweg beschouwd worden als een aanduiding van "weersactieve" gebieden, immers als gebieden met negatieve ω . Bij de BK3-productie worden op routinebasis via de regel-drukker RVA-kaarten geleverd; het zijn de bijgaande kaarten RVA1, RVA2, enz.. Hierop zijn de gebieden met positieve RVA, de weersactieve gebieden dus, met stippen aangegeven. De getallen bij L en H geven maxima en minima in een zodanig gekozen eenheid, dat de waarden liggen tussen -100 en +100. Dat L staat voor maximum en H voor minimum RVA is een historisch gegroeide inconsequentie; men bekeek destijds $J(\psi_m, \nabla^2 \psi_m)$ i.p.v. $-J(\psi_m, \nabla^2 \psi_m)$. Verwacht wordt nu dat de neerslaggebieden van MN1 enz. in hoofdzaak binnen de stippengebieden van de overeenkomstige RVA-kaarten zullen vallen. Op RVA1 enz. werden daarom de neerslaggebieden van MN1 enz. overgenomen. Het blijkt dat het bij dit voorbeeld aardig klopt; neerslag komt in het algemeen overeen met een positieve RVA van enige importantie. Er zijn echter uitzonderingen, zie op RVA1 bij X. Ook zijn er forse RVA-gebieden zonder en even forse met neerslag.

Verder wordt het verband onderzocht tussen neerslag en relatieve topografie. Op de kaarten Rel1 t/m Rel14 zijn de neerslaggebieden van de corresponderende kaarten MN1 enz. getekend. Men vindt ongeveer het patroon

dat à priori te verwachten is. Het is mogelijk dat bij het onderzoeken van een groot aantal gevallen de samenhang volgens fig. 1 regelmatig

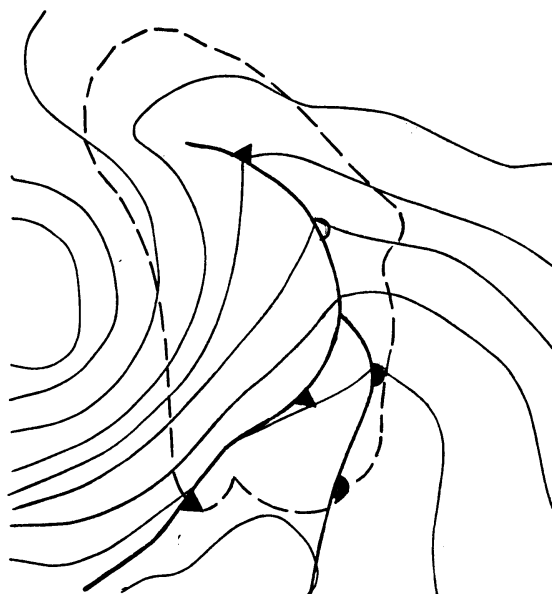


Fig. 1.

Hier is enigszins gestileerd het neerslaggebied IV van Rel 2 met de isolijnen van de +24 prognose van de dikte en de fronten van de analyse getekend. Prognose en analyse stemmen deze keer overeen.

blijkt voor te komen. Het neerslaggebied ligt dan "scheef" boven een rug van de relatieve topografie 500-850 mbar, met het grootste deel boven de westzijde. Dit zou kloppen met vooral neerslag langs de occlusie en het koufront, minder langs het warmtefront. Verder verwacht men hoofdzakelijk neerslag als het diktepatroon voldoende gradiënt heeft, immers dan is er mogelijk voldoende barocliniteit eventueel met fronten. De neerslaggebieden op Rel1 t/m Rel4 voldoen vrij goed aan deze veronderstellingen. Tenslotte werd de integraal van de verticale snelheid $50 \int^{85} \omega dp$ bepaald voor de tijdstippen +12 en +24 uur. Op de kaarten VS1 en VS2, waarop met stippen de gebieden met negatieve waarden van deze integraal zijn aangegeven, werden de neerslaggebieden van respectievelijk MN1 en MN2 getekend. Zoals te verwachten was vielen deze binnen de stippengebieden. Ook werden de RVA-kaarten met VS1 en VS2 vergeleken. Hiertoe werden op afzonderlijke kaarten RVA/VS1 en 2 op de RVA-uitvoer de grenzen van de stippengebieden van VS1 respectievelijk 2 aangebracht. Duidelijk blijkt de verwachte samenhang tussen RVA en VS aanwezig; de patronen zijn geenszins identiek, maar wel duidelijk verwant.

Naast de uitvoer in kaartvorm werden neerslagsommen berekend voor een aantal roosterpunten boven Europa. Het resultaat is vermeld op de kaarten NS1, NS2 en NS3. Getracht is de in een roosterpunt berekende neerslag te

vergelijken met de metingen. De perioden, waarover de neerslagsommen werden bepaald, werden daarom gekozen in overeenstemming met de waarnemingspraktijk; van 0600 - 1800 GMT, van 1800 - 0600 GMT en tenslotte werd van 0600 - 1800 GMT voor de laatste dag van de verwachtingsperiode. Het onderzochte gebied werd verdeeld in vierkanten met de roosterafstand als zijden en een roosterpunt in het midden zoals aangegeven op NS1 enz.. Voor elk vierkant werden de waargenomen neerslaghoeveelheden, zoals ze vermeld werden in de synoptische berichten van 1800 en 0600 GMT, opgeteld en gemiddeld. Deze gemiddelen werden rechts boven het roosterpunt geschreven. De berekende waarden kwamen - met grotere cijfers - rechts er onder. In beide gevallen werd de waarde 0 weggelaten. De vergelijking kon alleen binnen het omliggende gebied worden uitgevoerd, van daarbuiten waren geen waarnemingen beschikbaar. Voor NS2 en NS3 werd volstaan met een nog kleiner gebied. Deze beperking werd op de eerste plaats wegens tijdbesparing gesteld, ook echter werd het kleinere gebied beschouwd als een met Nederland samenhangend geheel, voldoende regelmatig bedekt met waarnemingsposten en waarvoor de neerslagsommen niet beïnvloed werden door de orografie. De getallen geven de hoeveelheden in 0,1 mm. Op de kaarten werd tevens de analyse van de grondkaart van een toepasselijk tijdstip getekend. Volledigheidshalve geeft NS0 de berekende neerslag van +00 - +06. Het blijkt, dat op NS1 langs de frontale zone boven West-Europa de overeenstemming tussen gemeten en berekende waarde heel redelijk is. Dit valt te meer op, daar het vermoeden bestaat dat de berekening systematisch te lage waarden geeft. Zodra echter buien in het geding komen is het verband vrijwel zoek, dan kan het gemiddelde van de metingen een veelvoud zijn van de uitkomst van de berekening. Dit was onmiddellijk achter het genoemde front het geval; een koude put boven de Noordzee bewoog naar het oosten en veroorzaakte zware buien, waarvan sommige met onweer. Het verschil is begrijpelijk omdat het model buienneerslag niet bevat; afzonderlijke buien zowel als buiencomplexen in een frontale zone worden gemist. Er werden nog enkele regeldrukkerkaarten toegevoegd, aangeduid met MN5 en MN6, waarop het stippenveld van de momentane neerslag werd aangevuld met nogmaals de analyses van de grond en bovendien met de begrenzingen van neerslag- en wolkengebieden. Deze grenzen werden verkregen uit de synoptische waarnemingen en uit satellietfoto's. Het blijkt dat regengebied IV het aardig bleef doen, V ontwikkelde zich echter tot een volkomen misser. Na deze nogal uitvoerige bespreking van de verwachting uitgaande van 15-9-1970, 0000 GMT zullen enkele gevallen meer summier worden behandeld. Ook als ze niet afzonderlijk worden genoemd zijn van elk geval steeds

enkele kaarten MN, RVA en Rel opgenomen, waarbij de neerslaggebieden van MN op RVA en Rel zijn overgebracht. VS is er niet altijd, de behandeling van NS verschilt van geval tot geval.

De verwachting, uitgaande van 28-11-1970, 0000 GMT, blijkt weinig succesvol (zie blz. 53 e.v.). Dit komt doordat BK3 niet in staat was de ontwikkeling, die leidde tot de depressie, welke op 29-11-1970 om 1200 GMT bij Plymouth lag, correct te behandelen. Zie de kaarten 85P3 (prog 850 mbar, numerieke prebaratics zijn er immers niet), 50 P3 (prog 500 mbar) en 50A (analyse 500 mbar). In zo'n geval verliezen de neerslagverwachtingen alle contact met de werkelijkheid. De kaarten MN, RVA en Rel blijven natuurlijk wel onderling consistent, zij behoren immers alle tot dezelfde serie.

Waarom BK3 hier fout gaat is moeilijk te zeggen. Een dergelijk onderzoek valt trouwens buiten het bestek van dit rapport. De ontwikkeling van het betreffende lage druksysteem begint ergens tussen de Azoren en Spanje; een vluchtig subjectief onderzoek van de analyse van 28-11-1970, 0000 GMT doet nog niets vermoeden, wellicht mede door gebrek aan waarnemingen op de kritieke plaatsen.

De serie van 4-12-1970, 0000 GMT (blz. 58 e.v.), daarentegen doet het betrekkelijk goed. De verwachte regengebieden liggen wel correct ten opzichte van de actuele posities van de fronten, al wordt het van MN1 tot MN4 geleidelijk minder. De voorspelde neerslagsommen geven een redelijke benadering van wat er werkelijk valt.

Op de NS-kaarten is verder duidelijk te zien dat de prognose voor de Alpen en de lijzijde daarvan fout is. Het model bevat geen topografie, het is dus begrijpelijk dat het niet in staat is een over een bergketen trekkend neerslaggebied te beschrijven.

De beginsituatie 5-1-1971, 0000 GMT (blz. 63 e.v.) werd gekozen om na te gaan wat het model zou doen met de neerslag langs het front, dat op dat tijdstip ten zuidwesten van Ierland en langs de Spaans-Portugese kust lag. Het verloop van de activiteit langs dit front werd vrij goed voorspeld; vooral dat de hoeveelheid neerslag boven Nederland nihil zou zijn - ondanks het aanvankelijke vermoeden van sneeuwval - volgde mooi uit de berekening. De neerslaggebieden boven het oostelijke deel van de kaart konden niet met gemeten neerslagsommen worden vergeleken, omdat de laatste niet volledig beschikbaar waren.

5. Het verband tussen neerslag, verticale beweging en RVA

5.1. Het verband tussen neerslag en verticale beweging

In ons model gaat het regenen zodra W gelijk aan W_s is geworden. (De factor 0.8 wordt buiten beschouwing gelaten; het blijkt dat deze als constante buiten de formules gebracht kan worden.) De neerslag wordt dan bepaald door:

$$\frac{\partial W'}{\partial t} - \frac{\partial W_s}{\partial t}$$

Stel

$$\left(\frac{\partial W'}{\partial t} - \frac{\partial W_s}{\partial t} \right) \equiv \frac{\partial P}{\partial t} \quad (5.1)$$

de hoeveelheid neerslag die gedurende de volgende tijdstap Δt valt is dan gelijk aan

$$\frac{\partial P}{\partial t} \Delta t, \text{ als } \frac{\partial P}{\partial t} > 0 \text{ en}$$

$$0 \text{ als } \frac{\partial P}{\partial t} \leq 0$$

Volgens (2.4) gecombineerd met (2.3) is

$$\frac{\partial P}{\partial t} = - \frac{1}{g} \int_{p_m}^{p_0} \left(\nabla q + \omega \frac{\partial q}{\partial p} + \frac{\partial q_s}{\partial t} \right) dp$$

Verondersteld wordt dat bij regen de atmosfeer reeds verzadigd is; dus

$$q \equiv q_s, \quad \nabla q \equiv \nabla q_s, \quad \frac{\partial q}{\partial p} \equiv \frac{\partial q_s}{\partial p}$$

en omdat

$$\frac{\partial q_s}{\partial t} = \frac{dq_s}{dt} - \nabla \cdot \nabla q_s - \omega \frac{\partial q_s}{\partial p}$$

wordt

$$\frac{\partial P}{\partial t} = - \frac{1}{g} \int_{p_m}^{p_0} \frac{dq_s}{dt} dp$$

Nu wordt aangenomen dat voor deze verzadigde atmosfeer geldt:

$$\frac{d\theta_s}{dt} = 0, \quad \frac{\partial \theta_s}{\partial p} = 0 \quad (5.2)$$

Dit zijn realistische veronderstellingen, die berusten op het verzadigd-adiabatisch verlopen van de atmosferische processen en een verzadigd-adiabatische verticale temperatuurgradiënt. Dus θ_s is onafhankelijk van p en als q_s beschouwd wordt als een functie van θ_s en p wordt wegens (5.2)

$$\frac{dq_s}{dt} = \frac{\partial q_s}{\partial \theta_s} \cdot \frac{d\theta_s}{dt} + \frac{\partial q_s}{\partial p} \omega = \frac{\partial q_s}{\partial p} \omega$$

In het voorgaande is nog geen gebruik gemaakt van de specifieke veronderstellingen van BK3 en het neerslagmodel. Indien nu voor q_s de relatie (3.2) wordt ingevoerd blijkt $\frac{\partial q_s}{\partial p} = gaW_s$ en

$$\frac{\partial P}{\partial t} = - aW_s \int_{p_m}^{p_o} \omega dp \quad (5.3)$$

Dit geeft de neerslag als wordt uitgegaan van alleszins redelijke veronderstellingen betreffende een verzadigde atmosfeer (dus wel met inbegrip van de parameterisering van q_s langs de verticaal).

In ons rekenmodel nu wordt $\frac{\partial W'}{\partial t}$ bepaald volgens (3.6); dat is in geval van een verzadigde atmosfeer:

$$\frac{\partial W'}{\partial t} = - J(\Psi_m + N\Psi'_o, W_s) - aW_s \int_{p_m}^{p_o} \omega dp \quad (5.4)$$

en omdat W_s behandeld wordt als een functie van Ψ'_o via de betrekking (3.15') wordt

$$\frac{\partial W_s}{\partial t} = \frac{dW_s}{d\Psi'_o} \cdot \dot{\Psi}'_o$$

Uit (3.15') volgt verder:

$$\begin{aligned} J(\Psi_m + N\Psi'_o, W_s) &= \frac{dW_s}{d\Psi'_o} J(\Psi_m + N\Psi'_o, \Psi'_o) \\ &= \frac{dW_s}{d\Psi'_o} J(\Psi_m, \Psi'_o) \end{aligned}$$

Na substitutie volgens deze vergelijking in (5.4) wordt $\frac{\partial P}{\partial t}$, zijnde

$$\frac{\partial W'}{\partial t} - \frac{\partial W_s}{\partial t};$$

$$\left[\frac{\partial P}{\partial t} \right]_{\text{BK3}} = - \frac{dW_s}{d\Psi'_0} [J(\Psi_m, \Psi'_0) + \dot{\Psi}'_0] - aW_s \int_{p_m}^{p_0} \omega dp$$

Hier is $\frac{\partial P}{\partial t}$ tussen []_{BK3} gezet ter onderscheiding van (5.3).

$\dot{\Psi}'_0$ wordt bepaald door BK3, dus zij voldoet aan {6.2A} (14, blz. 81):

$$\dot{\Psi}'_0 = - J(\Psi_m, \Psi'_0) + \frac{\sigma_0}{f_0} \int_{p_m}^{p_0} \frac{\omega}{p^2} dp \quad \{6.2A\}$$

(immers $\left[\frac{\partial A_0}{\partial p} \right] \equiv \int_{p_m}^{p_0} \frac{\partial A_0}{\partial p} dp = -1$)

Ergo:

$$\begin{aligned} \left[\frac{\partial P}{\partial t} \right]_{\text{BK3}} &= \left\{ - \frac{dW_s}{d\Psi'_0} \cdot \frac{\sigma_0}{f_0} \int_{p_m}^{p_0} \frac{\omega}{p^2} dp \right\} - aW_s \int_{p_m}^{p_0} \omega dp \\ &= \left\{ - \frac{dW_s}{d\Psi'_0} \cdot \frac{\sigma_0}{f_0} \int_{p_m}^{p_0} \frac{\omega}{p^2} dp \right\} + \frac{\partial P}{\partial t} \end{aligned} \quad (5.5)$$

In het voor ons interessante geval, namelijk als er regen valt, mag $\omega < 0$ verondersteld worden. Omdat $\frac{dW_s}{d\Psi'_0} > 0$ wordt { } in (5.5) dan positief.

Aangezien $\frac{\partial P}{\partial t}$ volgens (5.3) beschouwd mag worden als een fysisch verantwoorde benadering van de werkelijkheid, zou $\left[\frac{\partial P}{\partial t} \right]_{\text{BK3}}$ te veel geven.

De reden ligt voor de hand: Omdat BK3 geen rekening houdt met vrijkomende condensatiewarmte is $\dot{\Psi}'_0$ in geval van een verzadigde atmosfeer en als $\omega < 0$ ongeveer

$$\frac{\sigma_0}{f_0} \int_{p_m}^{p_0} \frac{\omega}{p^2} dp$$

te klein.

In werkelijkheid doet de vrijkomende condensatiewarmte de betreffende atmosferische laag warmer worden. Zij kan dan meer waterdamp bevatten, dus condenseert er minder.

De conclusie dat de in dit rapport gevolgde methode systematisch te veel neerslag geeft is, ondanks deze redenering, voorbarig. Immers, de in de

berekening gebruikte $\int_{50}^{85} \omega dp$ wordt bepaald met veronderstellingen, die afwijken van (5.2); BK3 is "droog". Ook wordt in (3.11) $\omega(85) = 0$ gesteld omdat dit in de BK3-versie bij deze experimenten zo was. Er mag worden aangenomen dat $-\int \omega dp$ bij neerslag wat te laag uitvalt vergeleken met de waarde in een verzadigde atmosfeer met tevens $\omega(85) < 0$ en zo komt het met (5.5) wellicht ongeveer goed. Experimenten met een neerslagberekening volgens (5.3) gaven duidelijk een slechter resultaat, zie 6.h. op blz. 36. De methode is pas correct als in de thermodynamische vergelijking {6.2A} op de juiste wijze de condensatiewarmte wordt opgenomen en als $\omega(85)$ realistisch wordt bepaald.

Uit het voorgaande volgt dat neerslag redelijkerwijs alleen te verwachten is als $\omega < 0$. Dan zijn $\int_{p_m}^{p_0} \omega dp$ en $\int_{p_m}^{p_0} \frac{\omega}{p^2}$ het ook (omslaan van het teken van ω langs de vertikaal binnen de laag 500 - 850 mbar is niet realistisch. BK3 kent dat omslaan natuurlijk niet). Dus de neerslaggebieden op de kaarten MN moeten vallen binnen de gebieden met $-\int_{50}^{85} \omega dp > 0$ op de overeenkomende VS.

5.2. Het verband tussen verticale beweging en RVA

Veronderstel dat de windvector \checkmark aan de volgende voorwaarde voldoet:

$$\checkmark = C(x,y,p,t) \checkmark_m \quad \text{met} \quad \frac{\partial C}{\partial x}, \frac{\partial C}{\partial y} \text{ en } \frac{\partial C}{\partial t}$$

dermate klein dat

$$\dot{\zeta}_m \dot{C}_m \text{ en } \checkmark \cdot \nabla(\zeta+f) \sim C^2 \checkmark_m \cdot \nabla \zeta_m + C \checkmark_m \cdot \nabla f$$

Veronderstel tevens dat

$$\dot{\zeta}_m + \checkmark_m \cdot \nabla(\zeta_m + f) = 0 \quad (5.6)$$

d.w.z. op 500 mbar is de divergentie = 0.

De aldus beschreven atmosfeer komt praktisch overeen met de equivalent barotrope.

Als verder, zoals dat in 3.3 gebeurt, $\omega(85) = 0$ gesteld wordt, kan voor (3.9) worden geschreven:

$$\begin{aligned} f_{0\omega}(p') &\sim - \int_{p'}^{85} (C \dot{\zeta}_m + C^2 \checkmark_m \cdot \zeta_m + C \checkmark_m \cdot \nabla f) dp \\ &= - \int_{p'}^{85} [C(\dot{\zeta}_m + \checkmark_m \cdot \nabla(\zeta_m + f)) + (C^2 - C) \checkmark_m \cdot \nabla \zeta_m] dp \quad (5.7) \end{aligned}$$

Met (5.6) wordt dit:

$$f_0 \omega(p') \sim \left(\int_{p'}^{85} C(C-1) dp \right) (-\sqrt{\frac{1}{f_0}} \cdot \nabla \zeta_m) \quad (5.8)$$

In deze formule is $(-\sqrt{\frac{1}{f_0}} \cdot \nabla \zeta_m)$ de RVA volgens de definitie van blz.22. Tussen 850 en 500 mbar is $0 < C < 1$, dus

$$\begin{aligned} C(C-1) &< 0 \text{ en} \\ \omega(p') &\sim (\text{negatief getal}) \times \text{RVA} \text{ en} \\ 50 \int_{p'}^{85} \omega dp &\sim \frac{1}{f_0} \int_{50}^{85} \int_{p'}^{85} C(C-1) dp dp' \times \text{RVA} \\ &= (\text{negatief getal}) \times \text{RVA} \end{aligned} \quad (5.9)$$

Over de grootte van dat negatieve getal kan het volgende worden gezegd: L.C. Heijboer heeft in een onderzoek, waarvan de resultaten eerlang zullen worden gepubliceerd, het gemiddeld verloop van een soortgelijke grootte als C als functie van p vastgesteld. Hij onderzocht het verband tussen de geopotentiële hoogten in roosterpunten van de diverse drukvlakken en van het 500 mbar-vlak door middel van de volgende lineaire regressievergelijking:

$$z(p) = A(p) \cdot z(500) + B(p) \quad (5.10)$$

en bepaaldevoor een bepaalde dag het verloop van A als functie van p. Het is duidelijk dat C, opgevat als functie van p alleen, aan deze A(p) gelijkgesteld mag worden. In tabel 3 zijn de aldus bepaalde waarden van C(p) vermeld benevens de berekening van $\int_{p'}^{85} C(C-1) dp$

Tabel 3

p (of p') cbar	C(=A)	C(C-1)	$\int_{p'}^{85} C(C-1) dp$
50	1.00	0.00	-6.08
55	0.92	-0.07	-5.88
60	0.84	-0.13	-5.38
65	0.76	-0.18	-4.63
70	0.67	-0.22	-3.63
75	0.59	-0.24	-2.48
80	0.51	-0.25	-1.25
85	0.43	-0.25	-0.00

De integralen in de laatste kolom werden bepaald door numerieke integratie. Op dezelfde wijze volgt uit deze kolom voor $\int_{50}^{85} \omega dp$ de waarde (afgerond) -131 cbar^2 . Zodoende kan voor (5.9) geschreven worden

$$\int_{50}^{85} \omega dp \sim \frac{-131}{f_0} \times \text{RVA} \quad (5.9')$$

Hier dient te worden opgemerkt dat de parameterisering in het BK3-model met $A_0(p)$ volgens (3.1) en {6.4} - ook als verondersteld wordt dat Ψ_m en Ψ'_0 dezelfde richting hebben - niet identiek is aan parameterisering volgens $\Psi = A(p) \Psi_m$ met de $A(p)$ uit (5.10). Als de relatie tussen $\int_{50}^{85} \omega dp$ en RVA benadert wordt vanuit (3.11) met $\omega(85) = 0$:

$$\begin{aligned} \int_{50}^{85} \omega dp = & - (\nabla^2 \dot{\Psi}_m + J(\Psi_m, f + \nabla^2 \Psi_m)) B_0 \\ & - (\nabla^2 \dot{\Psi}'_0 + J(\Psi_m, \nabla^2 \Psi'_0) + J(\Psi'_0, f + \nabla^2 \Psi_m)) B_1 \\ & - J(\Psi'_0, \nabla^2 \Psi'_0) B_2 \end{aligned} \quad (3.11')$$

waarbij verondersteld wordt dat

$$\Psi'_0 \sim (1 - C(85)) \Psi_m = 0.57 \Psi_m$$

en volgens (5.6)

$$\nabla^2 \dot{\Psi}_m + J(\Psi_m, f + \nabla^2 \Psi_m) = 0 \quad (5.6')$$

dan kan geschreven worden:

$$\begin{aligned} \int_{50}^{85} \omega dp \sim & - 0.57 (\nabla^2 \dot{\Psi}_m + J(\Psi_m, \nabla^2 \Psi_m) + J(\Psi_m, f + \nabla^2 \Psi_m)) B_1 \\ & - 0.57^2 J(\Psi_m, \nabla^2 \Psi_m) B_2 \\ = & 0.57 (B_1 + 0.57 B_2) (- J(\Psi_m, \nabla^2 \Psi_m)) \end{aligned} \quad (5.11)$$

De in 3.3 gedefinieerde grootheden B_1 en B_2 , welke dus met $A_0(p)$ berekend zijn, hebben respectievelijk de waarden $\frac{1}{f_0} \times (-425,56)$ en $\frac{1}{f_0} \times 343,13$.

Substitutie in (5.11) geeft

$$\int_{50}^{85} \omega \, dp \sim \frac{-131}{f_0} \times \text{RVA} \quad (5.11')$$

Ondanks dat in (5.11') $A_0(p)$ volgens {6.4} meedoet is de overeenstemming met (5.9') perfect. Met behulp van de door Heijboer over het bereik $0 < p \leq p_s$ bepaalde functie $A(p) = C(p)$ kan het betoog in de aanvang van deze paragraaf iets algemener worden gehouden, nl. zonder à priori veronderstelling (5.6) en de beperking $\omega(85) = 0$. Overeenkomstig met (3.9) en (5.7) geldt voor integratie over het interval $0 - p_s$:

$$f_0(\omega(0) - \omega(p_s)) \sim - \int_0^{p_s} [C(\dot{\zeta}_m + \checkmark_m \cdot \nabla(\zeta_m + f)) + C(C-1)\checkmark_m \cdot \nabla\zeta_m] dp$$

Neem $\omega(0) = \omega(p_s) = 0$, dan wordt:

$$\begin{aligned} \dot{\zeta}_m + \checkmark_m \cdot \nabla(\zeta_m + f) &\sim \frac{(- \int_0^{p_s} C(C-1) dp) \checkmark_m \cdot \nabla\zeta_m}{\int_0^{p_s} C dp} \\ &= \left(\frac{- \int_0^{p_s} C^2 dp}{\int_0^{p_s} C dp} + 1 \right) \checkmark_m \cdot \nabla\zeta_m \end{aligned} \quad (5.12)$$

Stel

$$\frac{\int_0^{p_s} C^2 dp}{\int_0^{p_s} C dp} = k$$

dan kan i.p.v. (5.7) worden geschreven:

$$\begin{aligned} f_0 \omega(p') &\sim - \int_{p'}^{p_s} [C(-k+1) + C^2 - C] \checkmark_m \cdot \nabla\zeta_m \, dp \\ &= \int_{p'}^{p_s} C(C-k) \, dp \times \text{RVA} \end{aligned} \quad (5.13)$$

Nu blijkt uit Heijboer's onderzoek dat voor de gevonden functie $C(p)$ k ongeveer gelijk aan 1 is. Volgens (5.12) is het 500 mbar-vlak dan ten

naaste bij het vlak waar de divergentie = 0 is en het in (5.8) en (5.9) gestelde is juist. Ook blijkt uit de afleiding van (5.13) dat een dergelijke relatie kan worden afgeleid voor elke p' en de RVA op elk drukvlak, dus niet uitsluitend met de RVA op 500 mbar. De waarde van k zal dan in het algemeen van 1 verschillen, $\int_{p'}^{p_s} C(C-k) dp$ krijgt een voor elk drukvlak karakteristieke waarde. Een en ander volgt tenslotte onmiddellijk uit de voor het verticale verloop van wind en RVA bindende relatie $\checkmark = C(p) \checkmark_m$. In (5.13) is de bovengrens van de integraal in het rechterlid p_s i.p.v. 85. Uit (5.13) volgt voor $\int_{50}^{85} \omega dp$:

$$\int_{50}^{85} \omega dp \sim \frac{1}{f_0} \int_{50}^{85} \int_{p'}^{p_s} C(C-k) dp dp' \times \text{RVA},$$

een analogon van (5.9) waarin de beperking $\omega(85) = 0$ is opgeheven. Een dergelijke aanpak is in 3.3 niet wel mogelijk omdat het BK3-model de uitbreiding tot p_s niet kent. De bij deze experimenten gebruikte BK3-versie werkt daarentegen met de randwaarde $\omega(85) = 0$. Voor $\int_{50}^{85} \omega dp$ zou anders de formule zijn (dus met $\omega(p_s) = 0$):

$$\int_{50}^{85} \omega dp = -\frac{1}{f_0} \int_{50}^{85} \int_{p'}^{p_s} (\zeta + \checkmark \cdot \nabla \eta) dp dp'$$

6. Voorlopige conclusies met richtlijnen voor verder onderzoek

Het aantal onderzochte gevallen is nog veel te klein voor het met enige stelligheid trekken van conclusies. De volgende opmerkingen dienen slechts als een voorlopige inventarisatie en tevens om de richting van toekomstig onderzoek aan te geven.

- a. Uit theoretische beschouwingen volgt dat neerslag alleen optreedt bij stijgende luchtbewegingen, als $\omega < 0$. Dit betekent dat de gebieden waar op zeker tijdstip neerslag valt moeten liggen binnen de gebieden waar op dat moment ω negatief is. Bij de behandelde gevallen was dit in hoofdzaak zo en bleek meestal een aanzienlijke hoeveelheid neerslag samen te gaan met aanzienlijke stijgingen. Kleine afwijkingen kunnen verklaard worden uit onnauwkeurigheden, die inherent zijn aan de gebruikte rekenschema's (bijv. "truncation"); kritisch moet worden nagegaan wat nog acceptabel is.
- b. Positieve R(elatieve V(orticiteits) A(dvectie) op 500 mbar komt bij benadering overeen met stijgende luchtbewegingen. Uit een vergelijking tussen

de RVA en $-f\omega dp$ -kaarten blijkt dit verband. Er is duidelijk verwantschap tussen de patronen zonder dat ze elkaar dekken.

- c. In overeenstemming met a. en b. gaat neerslag in hoge mate samen met positieve RVA; en wel flinke neerslag met flinke positieve waarden van de RVA. De relatie is minder rechtstreeks als die tussen neerslag en $-f\omega dp$, zoals ook te verwachten is.
- d. Voor de praktijk in de weerkamer is het van belang of de via de regeldrukker uitgevoerde kaarten met momentane neerslag - dat is dan altijd nog de hoeveelheid neerslag gedurende één tijdstap van de berekening - voor hetzelfde doel gebruikt kunnen worden als de RVA-kaarten. In de huidige routine worden centra van hoge of lage RVA aangewend voor het markeren van atmosferische patronen en omdat deze centra op de successieve RVA-progs van een serie goed te volgen zijn geven ze inzicht in de verplaatsing van die patronen. Wat populairder gezegd: hangt een gebied met positieve RVA op het tijdstip $t = 0$, dus bij de analyse, duidelijk samen met een frontaal systeem, dan leveren de posities van dat gebied op de prognostische RVA-kaarten een duidelijke aanwijzing van de toekomstige posities van het frontale systeem. Tevens wordt de ontwikkeling van het RVA-gebied beschouwd als een indicatie van de ontwikkeling van de frontale activiteit. Kan dit nu ook met de neerslaggebieden van de kaarten met momentane neerslag? Deze gebieden hangen meestal samen met positieve RVA-gebieden; ze zijn in het algemeen kleiner dan deze. Daarom is het mogelijk dat ze de loop van fronten scherper bepalen en een betere schatting geven van veranderingen in intensiteit.

Gesteld kan worden dat deze voorstelling van zaken, hoewel uit praktisch oogpunt redelijk, een principiële punt van de neerslagberekening te kort doet. Het gaat namelijk niet aan eenvoudig te zeggen: Het regent, dus er is een front. Als het front klassiek wordt opgevat als een grenszone tussen luchtmassa's met verschillende eigenschappen, o.a. met verschillende temperaturen, dan moet dit blijken uit de relatieve topografie en moet de prognose daarvan de toekomstige posities leveren. Een aldus bepaald front kan natuurlijk vergezegd zijn van een neerslaggebied. Maar ook kunnen op kaarten met berekende momentane neerslag neerslaggebieden worden gesignaleerd zonder duidelijke frontale structuren er bij. Onderzocht moet worden wat deze gebieden waard zijn. Valt er dan werkelijk regen en helpt de berekening bij de verwachting van neerslag zonder eenvoudig te bepalen fronten?

(Inmiddels is nagegaan in hoeverre VS-kaarten met verticale bewegingen

volgens 4.2.c. de bewegingen van de atmosferische systemen beter beschrijven dan de RVA-kaarten. Het blijkt dat het verschil in informatie gering is. De VS-kaarten doen het wat beter; het verschil is echter niet significant.)

- e. De neerslagsommen over een langer tijdvak, waarvoor overeenkomstig de synoptische praktijk perioden van 0600 - 1800 en 1800 - 0600 GMT werden opgenomen, geven uitsluitend informatie betreffende niet-buiige neerslag. Vermoed wordt dat de berekende hoeveelheden systematisch te laag zijn. Natuurlijk wordt gezocht naar verbetering van het model, dit betekent tevens fundamenteel onderzoek met betrekking tot de grondslagen van BK3. Inmiddels kan geprobeerd worden experimenteel een correctiefactor te vinden.
- f. De neerslagverwachting is gekoppeld aan BK3. Geeft de laatste een foutieve prognose, dan wordt de eerste onherroepelijk meegenomen. Bij de hier behandelde versie heeft omgekeerd de neerslagverwachting geen invloed op BK3. Onderzocht zal worden of uit de neerslagberekening geen waarden van de vrijkomende condensatiewarmte aan de droge BK3 kunnen worden geleverd. Men realiseer zich verder dat dus ook met het grove rooster van BK3 wordt gewerkt. Daarbij valt Nederland ongeveer binnen een roostervierkant, van een werkelijk gedetailleerde neerslagverwachting voor ons land kan nog geen sprake zijn. Een verfijning van het rooster kan worden uitgevoerd volgens het principe van het "telescopen". Dit nader uit te werken is een van de opdrachten voor de nabije toekomst.
- g. Volgens 2.4 wordt de begintoestand van de vochtigheidsverdeling niet met behulp van waarnemingen bepaald, maar wordt overal de gemiddelde relatieve vochtigheid binnen de laag tussen 850 en 500 mbar gelijk aan 80% gesteld. Vervolgens worden condensatie en neerslag verwacht zodra deze gemiddelde waarde wordt overschreden. Deze simpele voorstelling van zaken wordt gerechtvaardigd door de realistische uitkomsten van de berekeningen. Dit is een bevestiging van het vermoeden, dat het aannemen van een uniforme (vrij hoge) vochtigheid in het begin leidt tot een realistische vochtigheidsverdeling na een aantal tijdstappen.
Een onderzoek van de formules doet inzien dat de keuze van 80% aan het begin en 80% als criterium voor condensatie - gezien de nauwkeurigheid van het geheel - niet van eminent belang is. Dit wordt anders als wordt uitgegaan van de werkelijke vochtigheidsverdeling. Zo'n actuele begintoestand verdient de voorkeur, maar dan moet minstens de extractie van de radiosondeberichten wat dit punt betreft georganiseerd zijn en een analyse-

systeem zijn ontworpen. Voor de analyse wordt gedacht aan een methode volgens het principe van CRESSMAN (zie [14], hoofdstuk 4).

(Een proef met een vochtigheidsverdeling volgens waarnemingen, uitgevoerd door middel van een in roosterpunten ingelezen analyse van de werkelijke aanvangsvochtigheid, doet vermoeden dat de totale neerslagsommen toch in sommige gevallen nogal zullen afwijken van de uitkomsten volgend op een aanvangsvochtigheid van 80%.)

- h. Het resultaat van 5.1, te weten formule (5.3) tegenover (5.5), geeft aanleiding eens proeven te nemen met een iets ander rekenschema. Men stelt dan zodra de kritische verzadiging is bereikt de neerslaghoeveelheid die gedurende een tijdstap Δt wordt gevormd gelijk aan

$$\left(- aW_s \int_{50}^{85} \omega dp\right) \cdot \Delta t \quad (6.1)$$

In het stroomdiagram op blz. 18 wordt dan alleen het blokje rechts

$$\text{Neerslag} = 1,05 \left[W'(t + \Delta t) - 0,80W_s(t + \Delta t) \right]$$

veranderd in

$$\text{Neerslag} = 0,84 \left(- aW_s \int_{50}^{85} \omega dp\right) \Delta t$$

Met een dergelijk schema werden enkele gevallen doorgerekend. De resultaten stelden teleur. De oorzaak is wellicht dat de waarde van $|\omega|$ in (6.1) te laag is; deze ω wordt immers met een "droge" BK3 afgeleid (bovendien is steeds $\omega(85) = 0$).

- i. De gedemonstreerde neerslagberekeningen werden uitgevoerd met een BK3-versie, die inmiddels wat verouderd is. Het rekenschema is intussen ingebouwd in het operationele BK3-programma, dat daartoe in verband met de beschikbare geheugenruimte iets zuiniger werd geschreven. Als proef worden dagelijks neerslagprognoses uitgevoerd en op hun praktische bruikbaarheid getoetst. Vermoedelijk zal het niet mogelijk zijn met dit model echt de hoeveelheid regen te voorspellen; men zal zich moeten beperken tot een globale uitspraak in termen van waarschijnlijkheid.

De ontwikkeling van BK3-programma's gaat intussen door. Er is een versie ontworpen waarin $\omega(85) \neq 0$; bij deze versie moet aan het rechterlid van (3.14) de term $35 \omega(85)$ worden toegevoegd met een overeenkomstige correctie van de rechterleden van (3.16) en (3.16'), welke term ruimschoots wordt gecompenseerd omdat dan in {6.1G} enz. termen met $\hat{\omega} \neq 0$ voorkomen.

7. Toelichting op de literatuurlijst

De lijst op blz. 40 bevat titels van geschriften, waaronder een aantal waarin de methoden, die men elders volgt, worden behandeld. [1] t/m [3] hebben betrekking op de in de Verenigde Staten gebezigde rekenwijze, [4] t/m [10] bevatten een bespreking van het Canadese model en [11] t/m [13] van het Engelse. De principes zijn in hoofdzaak hetzelfde; na het overschrijden van een bepaalde waarde van de vochtigheid treedt condensatie op en het condensatieproduct regent uit.

De in dit rapport besproken procedure verloopt in grote trekken volgens [2], alleen gebruikt men in de V.S. het veel meer geavanceerde 6-lagen model met primitieve vergelijkingen. Als het rekenschema zou worden gewijzigd in de zin van 6.h. komt er overeenkomst met het Canadese systeem.

Zowel de Verenigde Staten als Canada geven op routinebasis neerslagverwachtingen uit. Het zeer pretentieuze Engelse model is voor zover bekend nog experimenteel.

8. Samenvatting

Gecombineerd met het op het K.N.M.I. in gebruik zijnde 3-parameter model (BK3) werden enkele numerieke neerslagverwachtingen gedurende een voorspelperiode van 48 uur doorgerekend. De vochtigheid aan het begin werd niet gelijk gesteld aan een door waarnemen verkregen waarde, maar er werd uitgegaan van een atmosfeer waar de relatieve vochtigheid overal 80% was. Er werden kaarten vervaardigd met de verwachting van de neerslaggebieden voor een bepaald tijdstip. Ook werd voor een aantal punten en over een bepaalde periode de verwachte neerslagsom berekend.

De verwachtingen waren dus gekoppeld aan het door BK3 verwachte stromingspatroon. Als dit voldoende correct werd voorspeld gaf de neerslagprognose hoeveelheden die in redelijke overeenstemming waren met wat er werkelijk viel, terwijl de regengebieden op realistische wijze met fronten of andere atmosferische configuraties waren verbonden.

Het model is niet in staat om buigige neerslag te behandelen. De uitkomsten betreffen uitsluitend continue neerslag op grote schaal.

Wellicht is het mogelijk aan de hand van de loop van de verwachte neerslaggebieden een uitspraak te doen aangaande de verwachte posities van fronten. Hierbij moet bedacht worden dat het front in de praktische meteorologie geen doel is maar een middel ter verklaring van atmosferische verschijnselen.

Het doel is een juiste prognose van relevante weersverschijnselen, in casu neerslag.

Het project zal worden voortgezet met een onderzoek naar mogelijke verbeteringen in het rekenschema. Tevens zullen de merites verder worden getest, waartoe dit rekenschema is toegevoegd aan de dagelijkse BK3-routine.

Essentiële verbeteringen van de kwaliteit zijn verder alleen te verkrijgen door verfijning van BK3. Dit kan bijvoorbeeld door een fijner rekenrooster. Het is mogelijk zo'n fijner rooster over een beperkt gebied in te passen in een grover rooster over een uitgestrekt gebied. Dit proces wordt telescopen genoemd. Een andere aanvulling bestaat uit het rekening houden met vrijkomende condensatiewarmte, hetgeen in BK3 nog niet gebeurt. Misschien kan deze warmte via het neerslagmodel worden ingebracht.

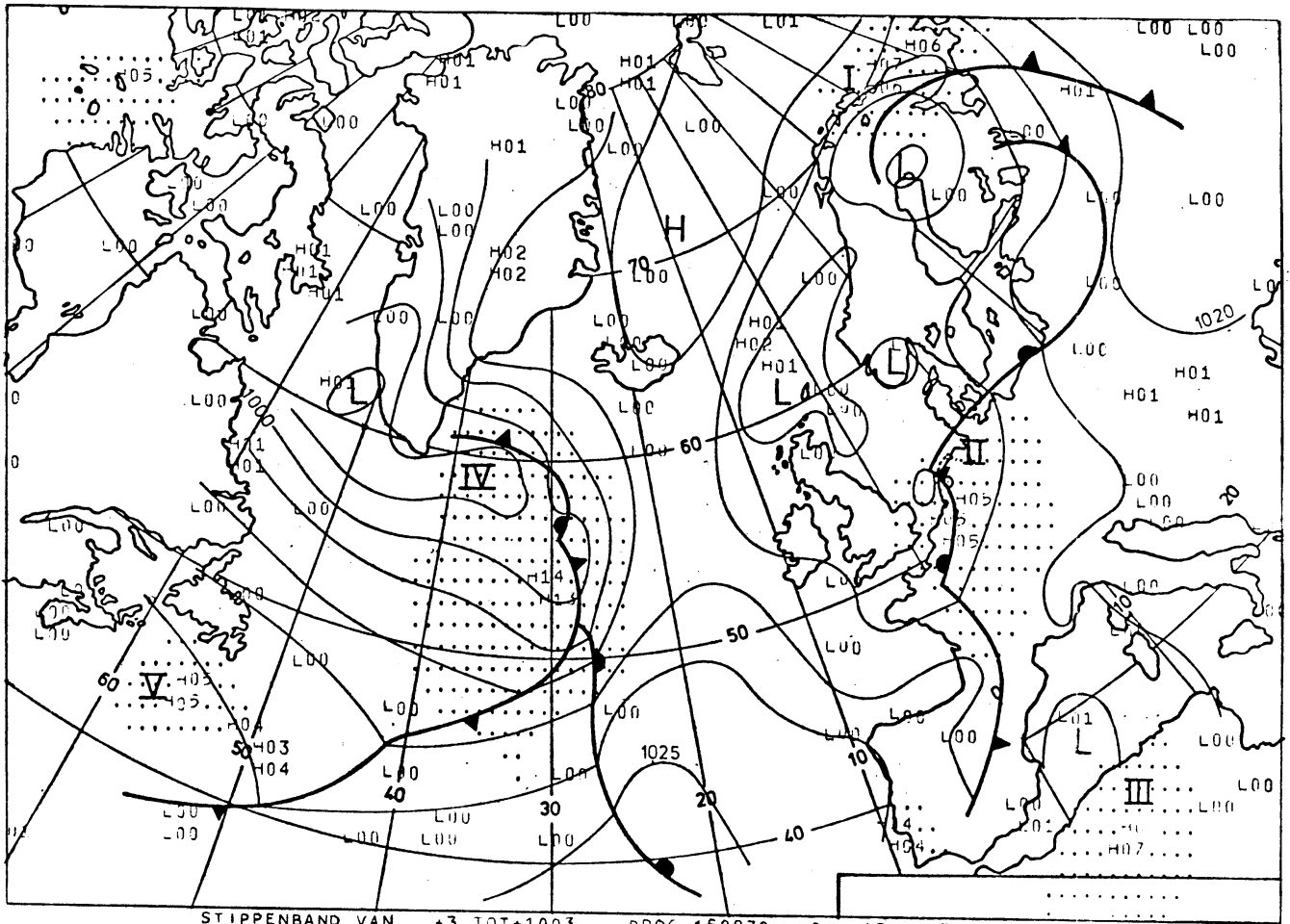
Betekenis van de gebruikte symbolen

x, y, z	CARTESISCHЕ coördinaten in resp. oostelijke, noordelijke en verticale richting
σ	stabiliteitsparameter $\frac{-1}{\rho\theta} \cdot \frac{\partial\theta}{\partial p}$
p	luchtdruk
p_s	luchtdruk aan de grond
t	tijd
ω	$\frac{dp}{dt}$
u, v	$\frac{dx}{dt}, \frac{dy}{dt}$
\checkmark	windvector $(u, v, 0)$
∇	gradiëntoperator $(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, 0)$
∇^2	LAPLACE-operator $\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$
$J(\dots, \dots)$	determinant van JACOBI
ζ	verticale component van de relatieve vortichiteit
f	CORIOLIS-parameter
f_0	gemiddelde waarde van f
η	$\zeta + f$
m	schaalfactor
g	versnelling van de zwaartekracht
Ψ	stroomfunctie, zodat $\checkmark = (-\frac{\partial\Psi}{\partial y}, \frac{\partial\Psi}{\partial x}, 0)$
T	temperatuur
θ	potentiële temperatuur
θ_s	verzadigd-potentiële temperatuur
c_p	specifieke warmte bij constante druk
R	gasconstante voor droge lucht
κ	R/c_p
q	specifieke vochtigheid
ρ	luchtdichtheid

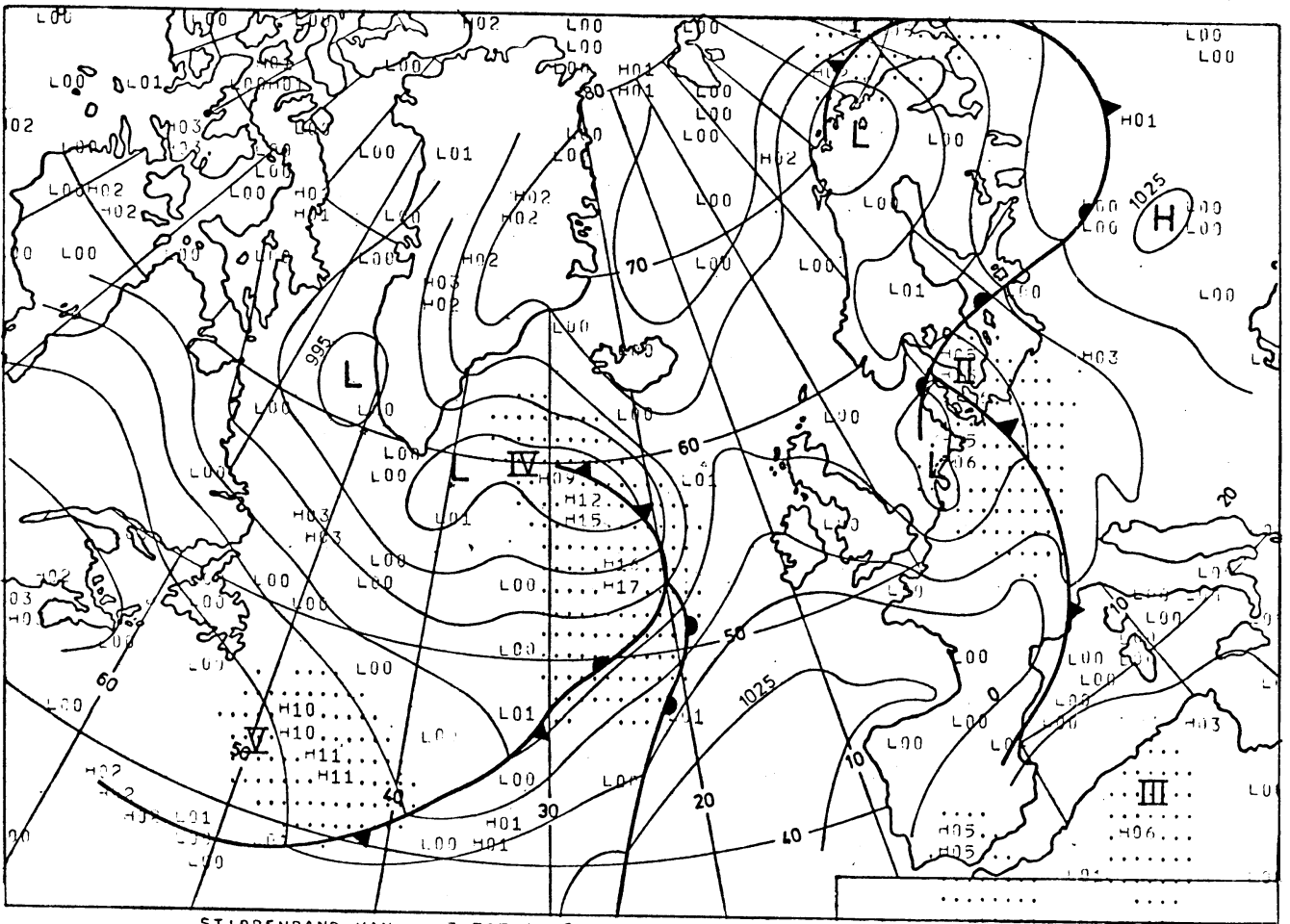
Niet vermelde symbolen worden in de tekst verduidelijkt.

Literatuur

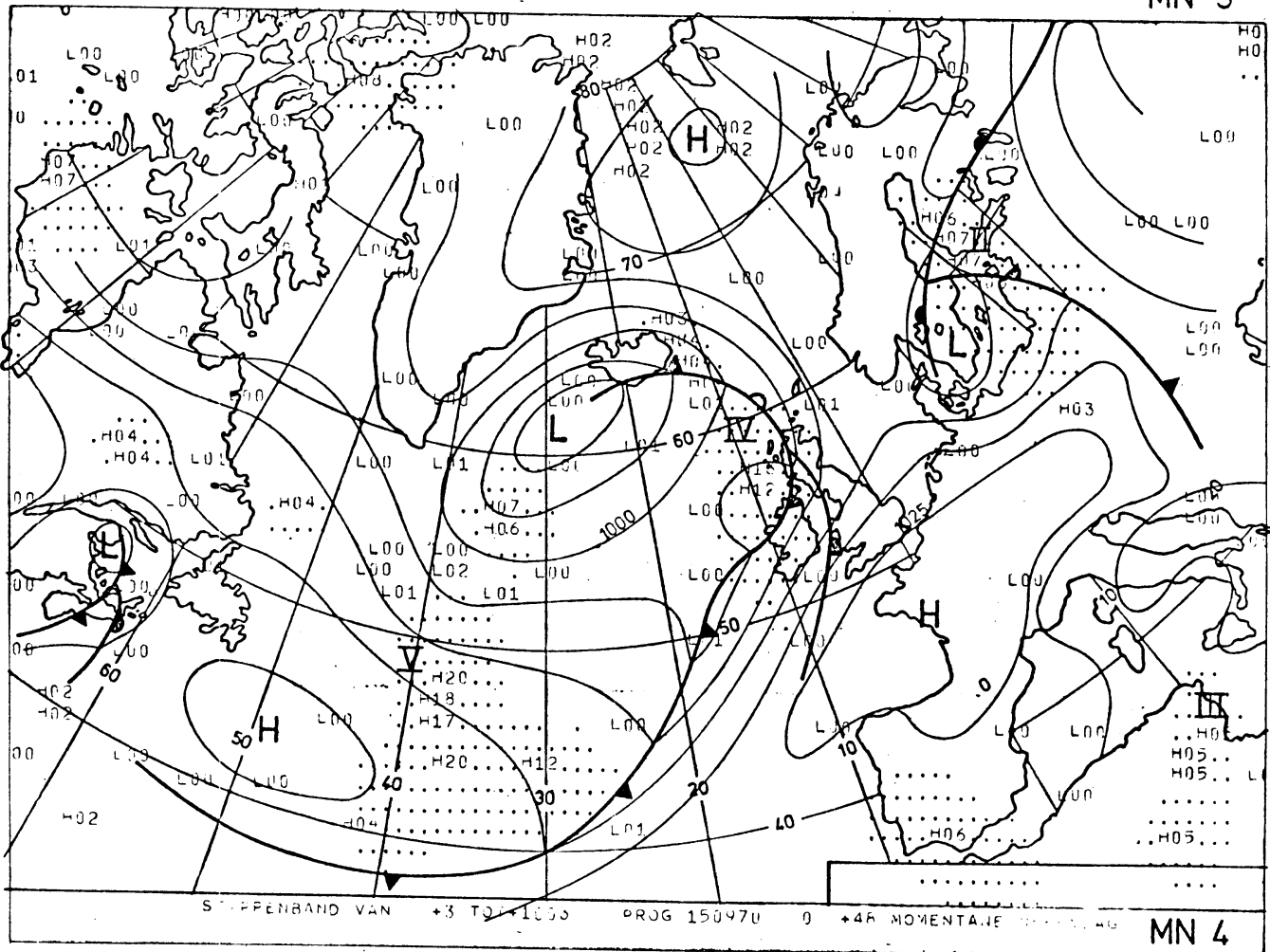
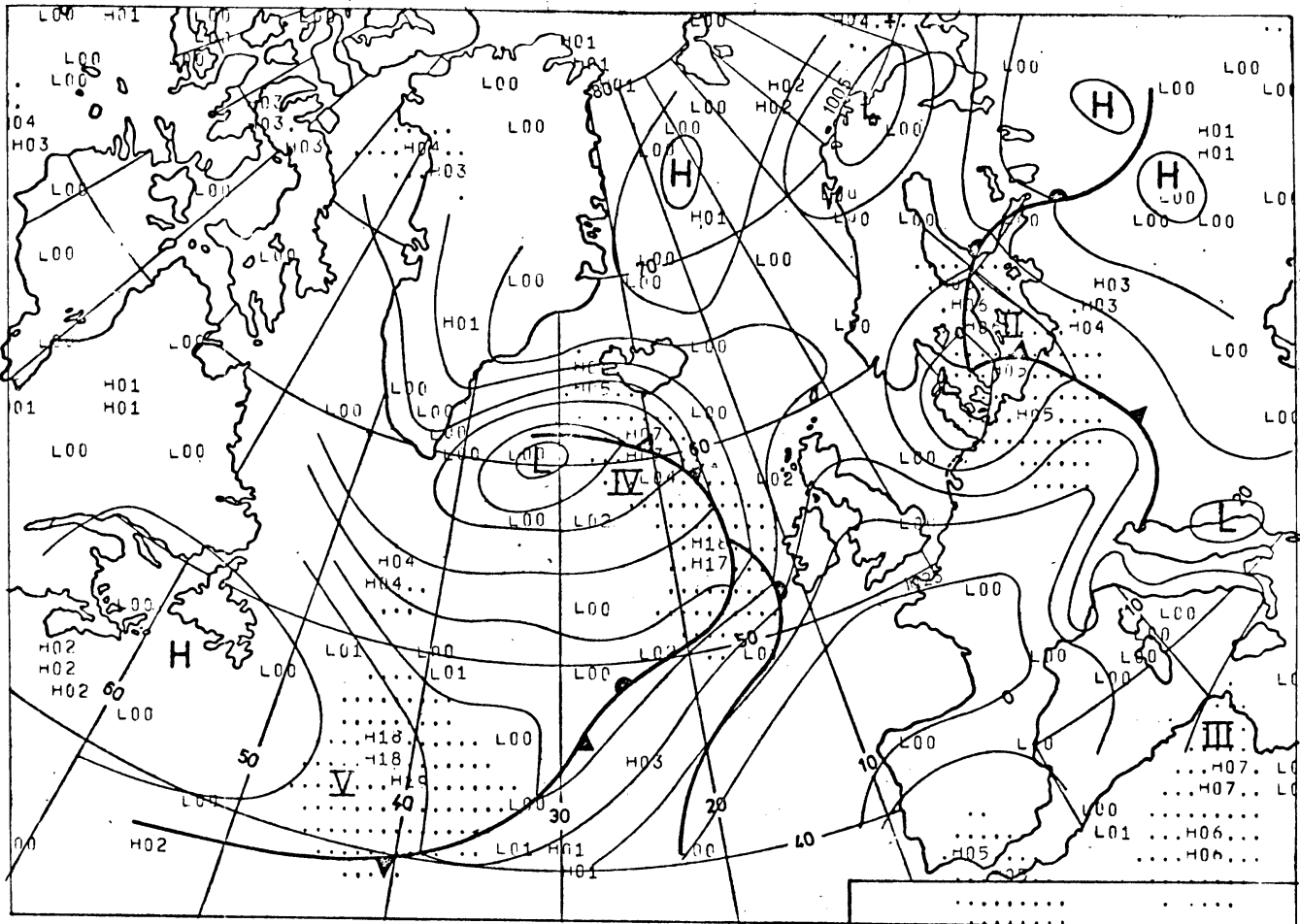
- [1] R.J. YOUNKIN, J.A. LA RUE en F. SANDERS (1965):
The Objective Prediction of Clouds and Precipitation Using
Vertically Integrated Moisture and Adiabatic Vertical Motions.
J. of Appl. Met., 4, 3-17.
- [2] F.G. SHUMAN en J.B. HOVERMALE (1968): An Operational Six-Layer
Primitive Equation Model. J. of Appl. Met., 7, 525-547.
- [3] N.A. PHILLIPS (1957): A coordinate system having some special
advantages for numerical forecasting. J. of Met., 14, 184-185.
- [4] D. DAVIES (1967): Three-layer numerical forecasts of precipita-
tion amount. Canadian Meteorological Memoirs No. 25.
- [5] J.R. FULKS (1935): Rate of precipitation from adiabatically
ascending air. Mon. Wea. Rev., 63, 291-294 (Ook: Smithsonian
Meteor. Tables (1958), Washington D.C., Smithsonian Institute,
325-326).
- [6] M.B. DANARD (1964): On the influence of released latent heat on
cyclone development. J. of Appl. Met., 3, 27-37.
- [7] M.B. DANARD (1966): A quasi-geostrophic numerical model incorpo-
rating effects of release of latent heat. J. of Appl. Met., 5,
85-93.
- [8] D. DAVIES en M. OLSON (1968): Operational forecasts of 24-hour
precipitation amount from the central Analysis Office computer.
Technical Memorandum, TEC 670, Dep. of Transport, Met. Branch
Canada.
- [9] M. KWIZAK en D. DAVIES (1968): Numerical forecasts of 24-hour
precipitation amount, WMO/IUGG Symposium on numerical weather
prediction, Tokyo, 1968, II-13.
- [10] R.T. TYNER (1968): Evaluation of the quantitative precipitation
forecasts in the Atlantic provinces. Technical Memorandum, TEC
687, Dep. of Transport, Met. Branch Canada.
- [11] F.H. BUSHBY en M.S. TIMPSON (1967): A 10-level atmospheric model
and frontal rain. Q.J. Roy. Meteor. Soc., 93, 1-17.
- [12] F.H. BUSHBY (1968): Further developments of a model for fore-
casting rain and weather. WMO/IUGG Symposium on numerical weather
prediction, Tokyo, 1968, II-75.
- [13] G.R.R. BENWELL en M.S. TIMPSON (1968): Further work with the
BUSHBY-TIMPSON 10-level model. Q.J. Roy. Meteor. Soc. 94, 12-24.
- [14] Speciale Projectgroep Numerieke Voorspelmethode (1969): Beschrij-
ving van Programma's voor de EL-X8. KNMI, W.R. 69-3.
- [15] Tables of precipitable water and other factors for a saturated
pseudo-adiabatic atmosphere (1951). Technical paper no. 14,
U.S. Dep. of Com., Wea. Bur.
- [16] D.J. BOUMAN en F.H. SCHMIDT (1962): Het numeriek voorspellen van
stromingspatronen in de atmosfeer. K.N.M.I., W.R. 62-5.

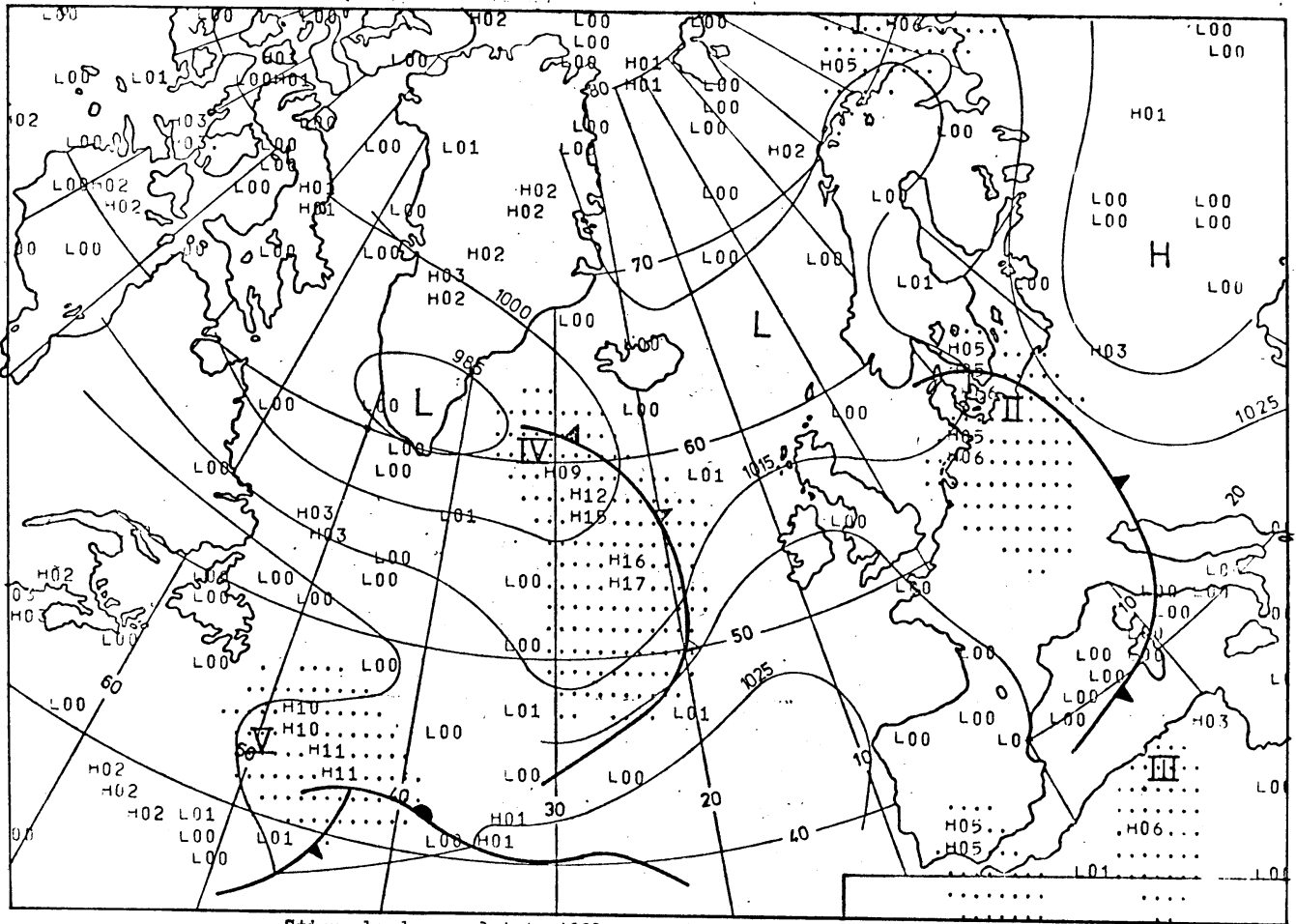


STIPPENBAND VAN +3 TOT+1003 PROG 150970 0 +12 MOMENTANE NEERSLAG MN 1



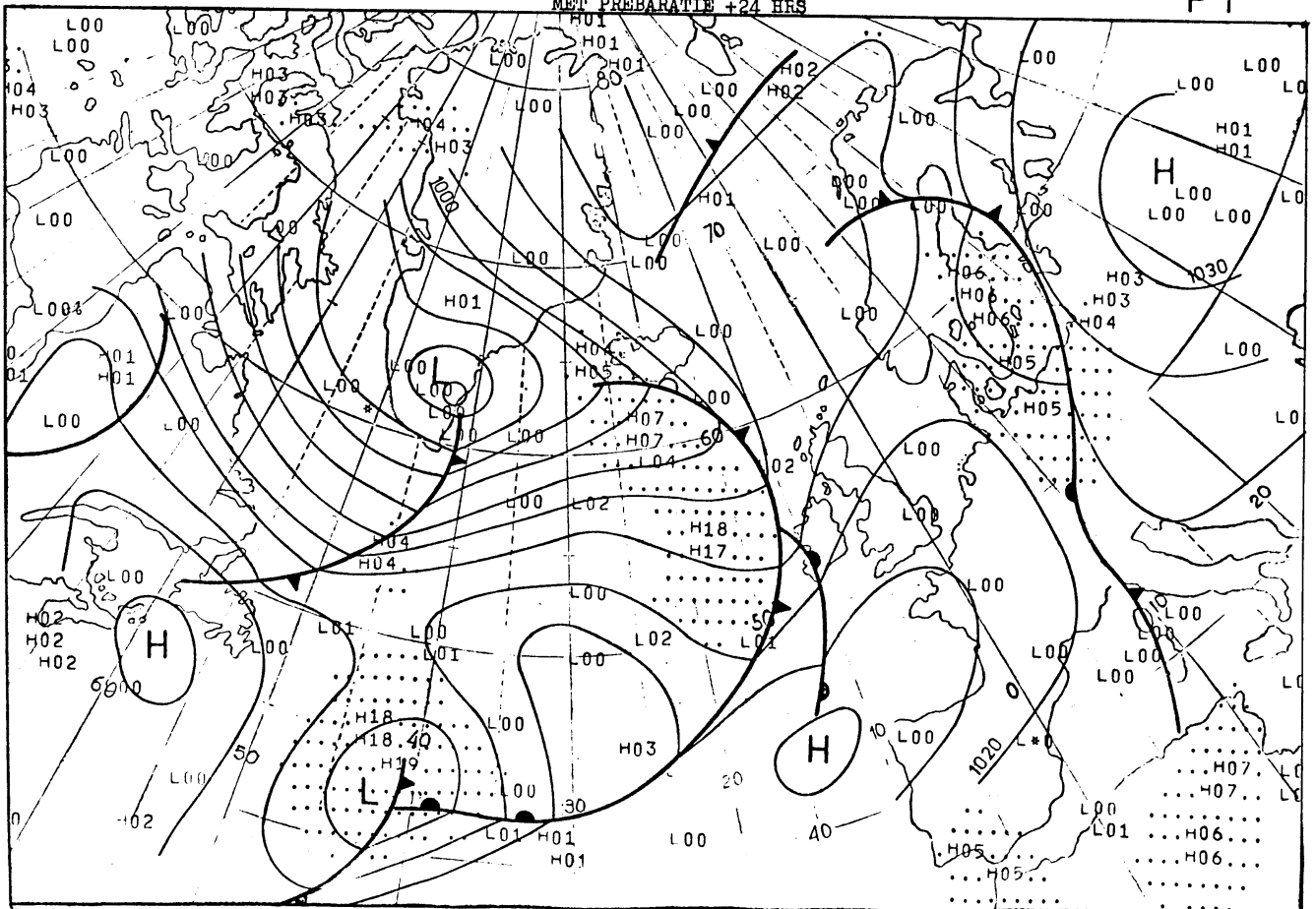
STIPPENBAND VAN +3 TOT+1003 PROG 150970 0 +24 MOMENTANE NEERSLAG MN 2





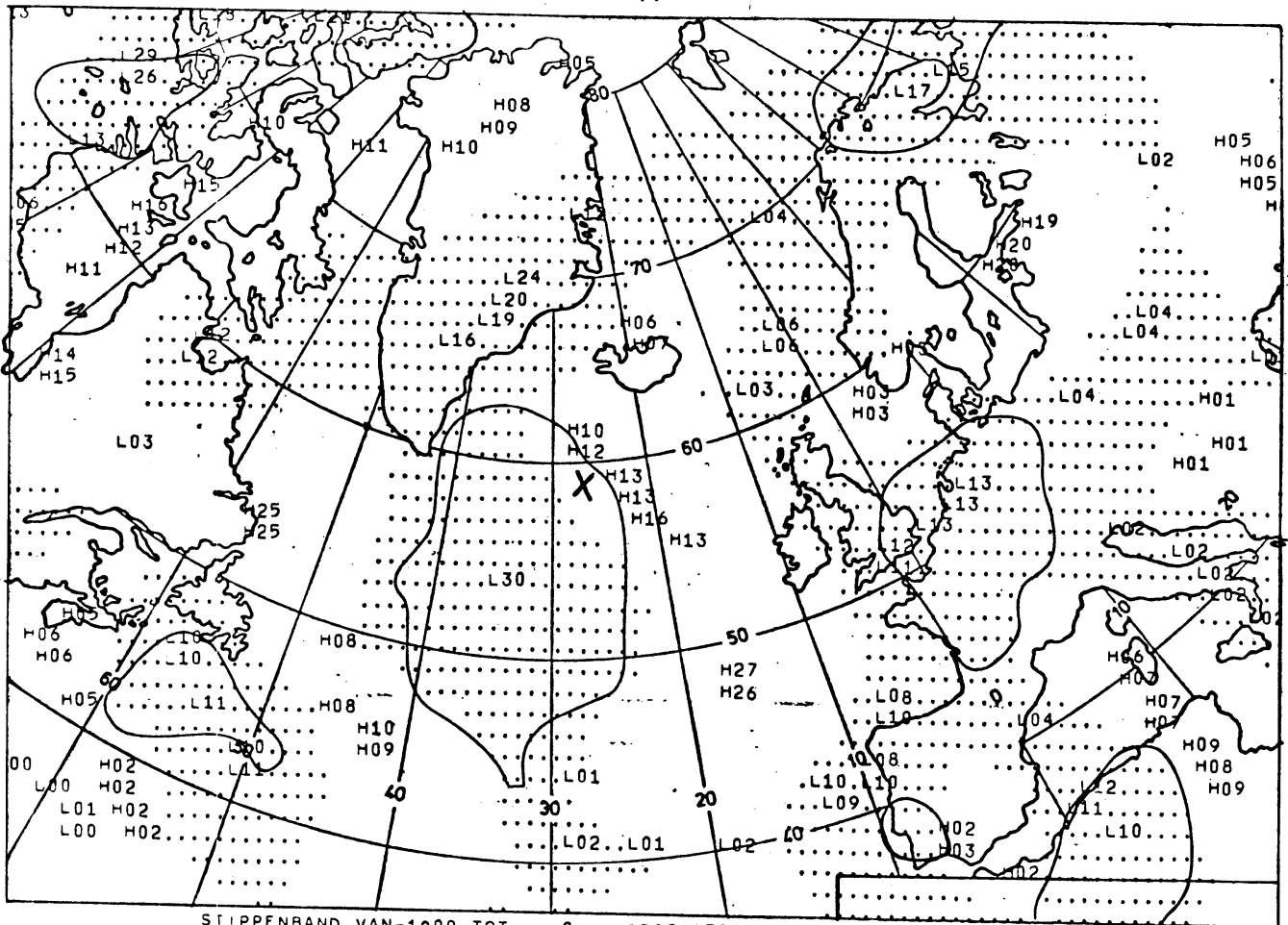
Stippenband van +3 tot +1003 prog 150970 0 +24 momentane neerslag
MET PREPARATIE +24 HRS

P 1

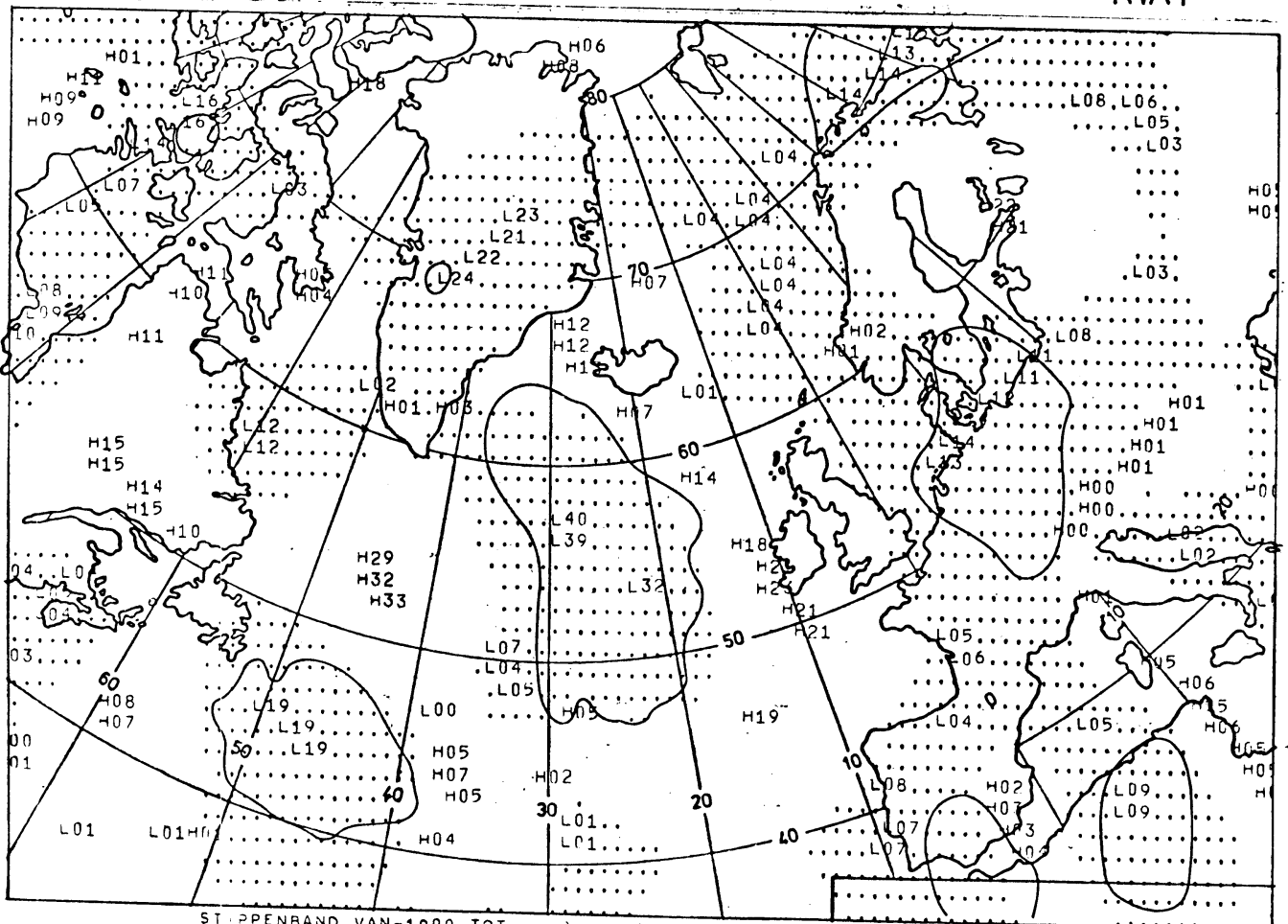


Stippenband van +3 tot +1003 prog 150970 0 +36 momentane neerslag
MET PREPARATIE +36 HRS

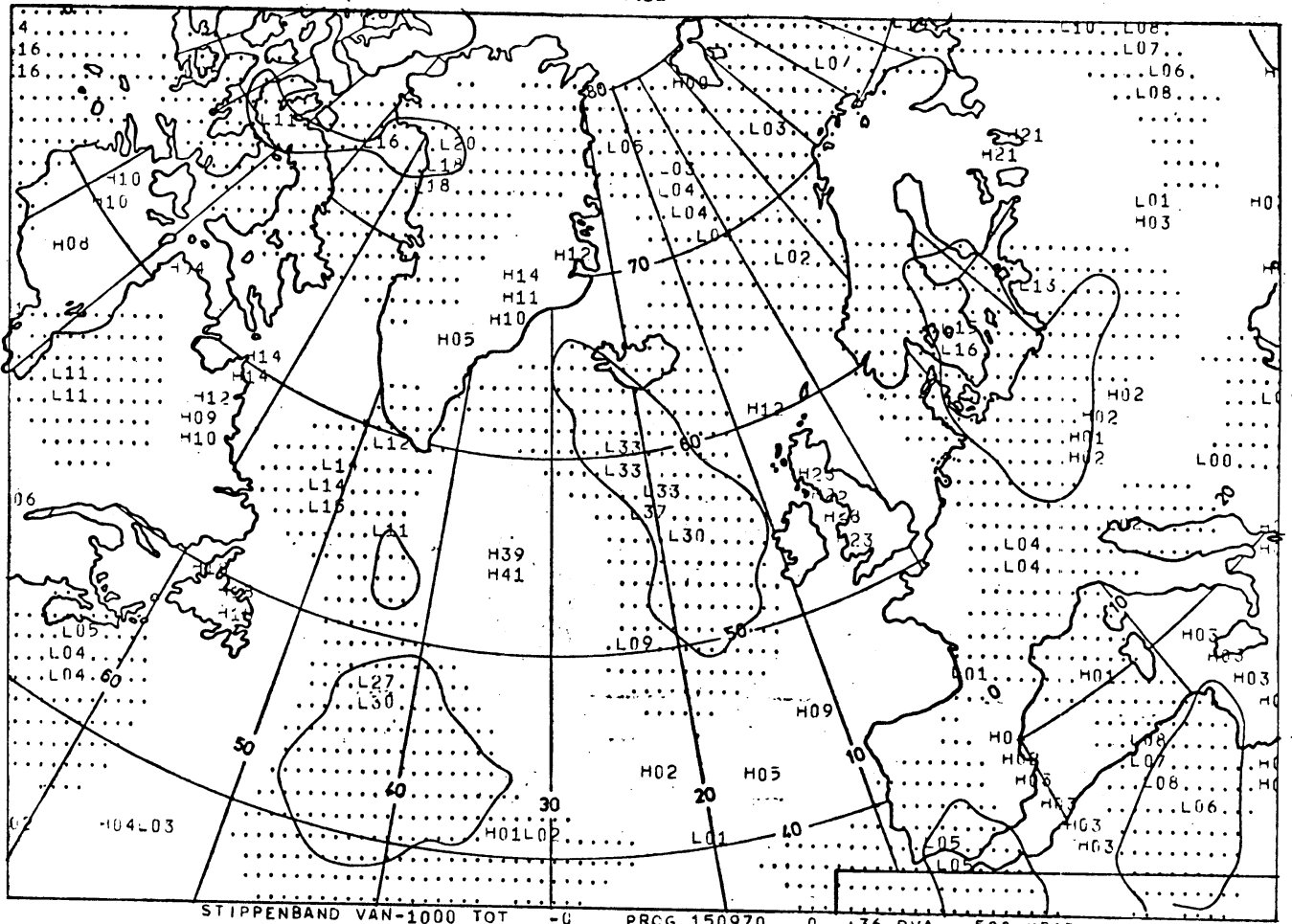
P 2



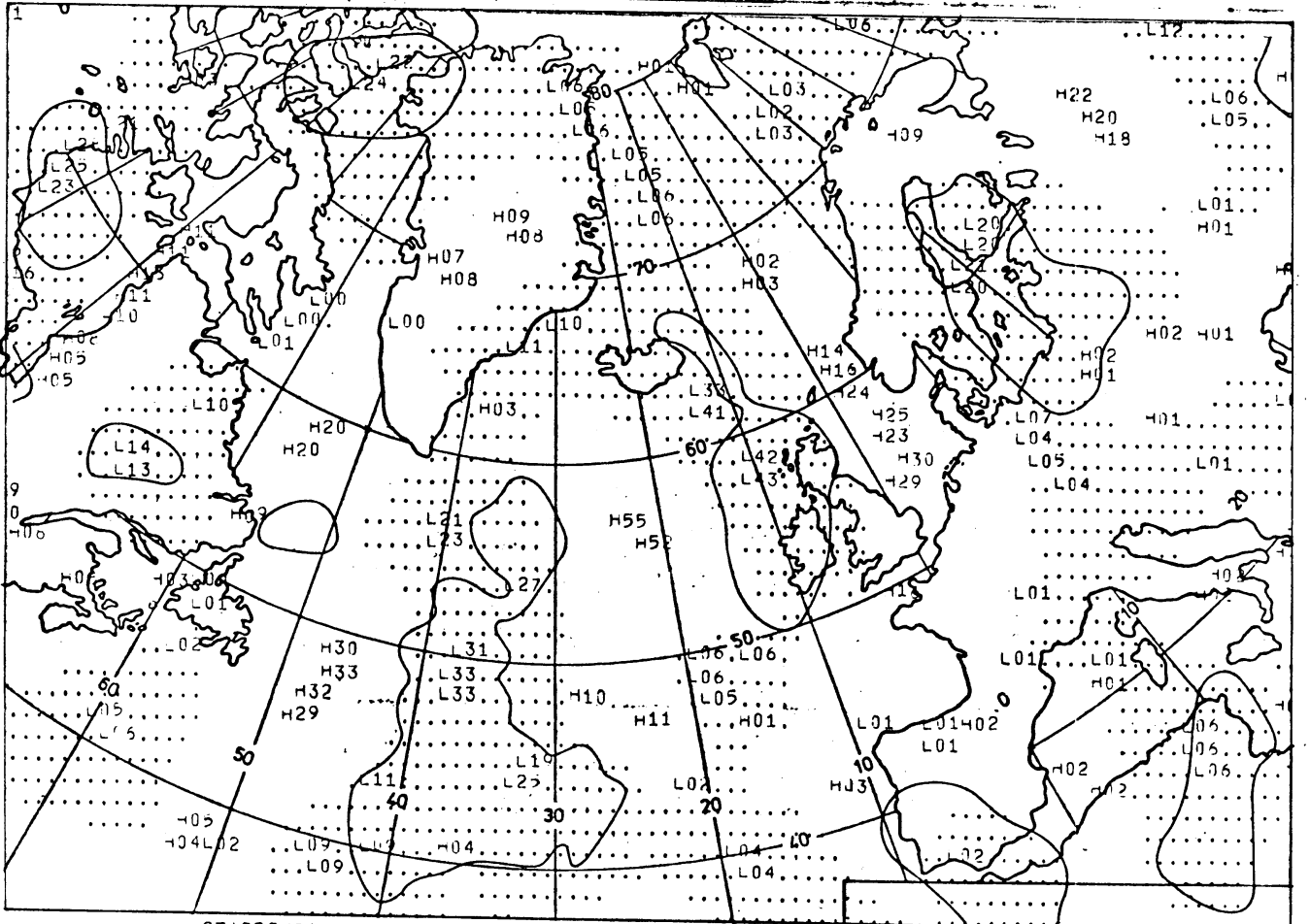
STIPPENBAND VAN-1000 TOT -0 PROG 150970 0 +12 RVA 500 MBAR RVA 1



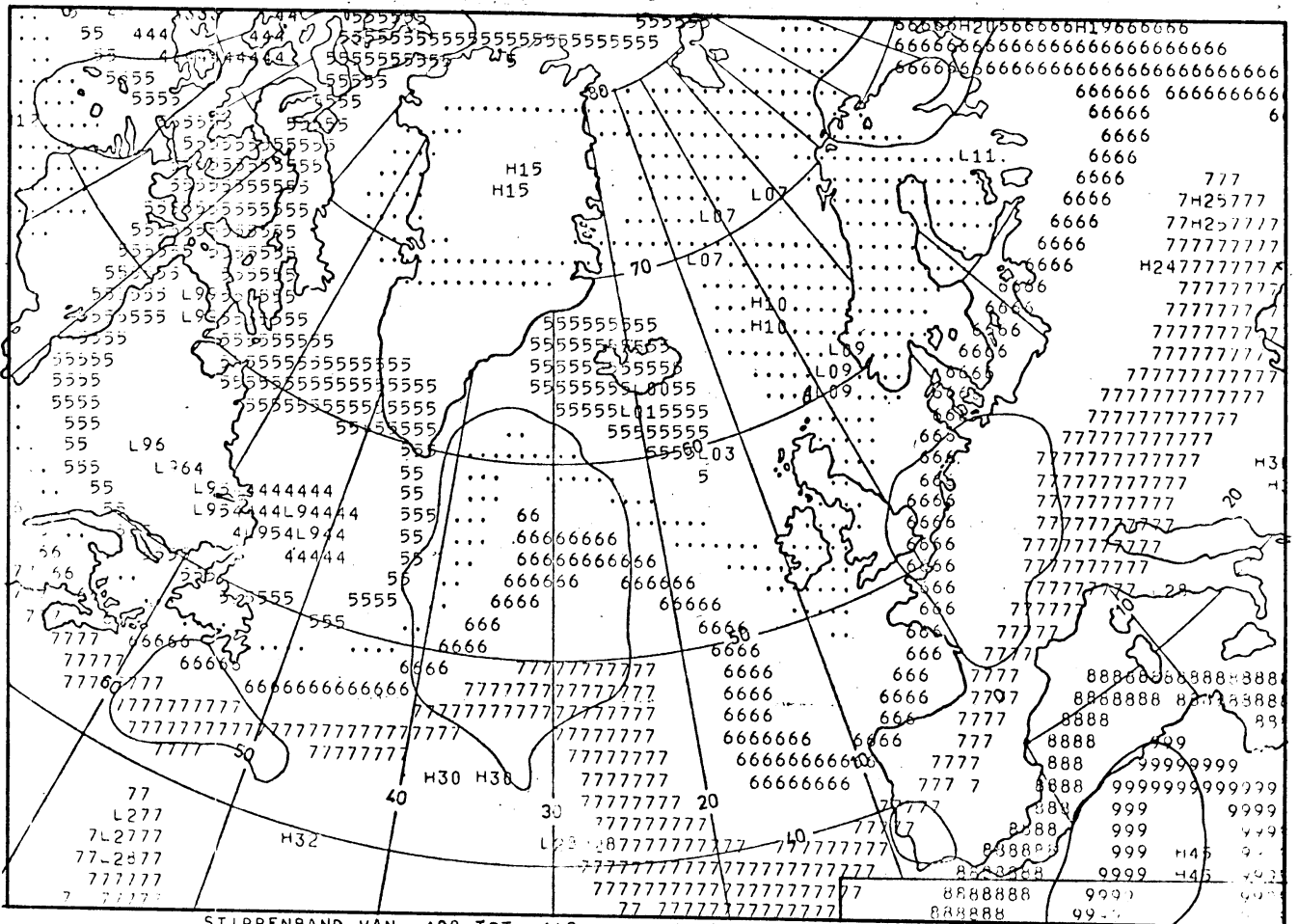
STIPPENBAND VAN-1000 TOT -0 PROG 150970 0 +24 RVA 500 MBAR RVA 2



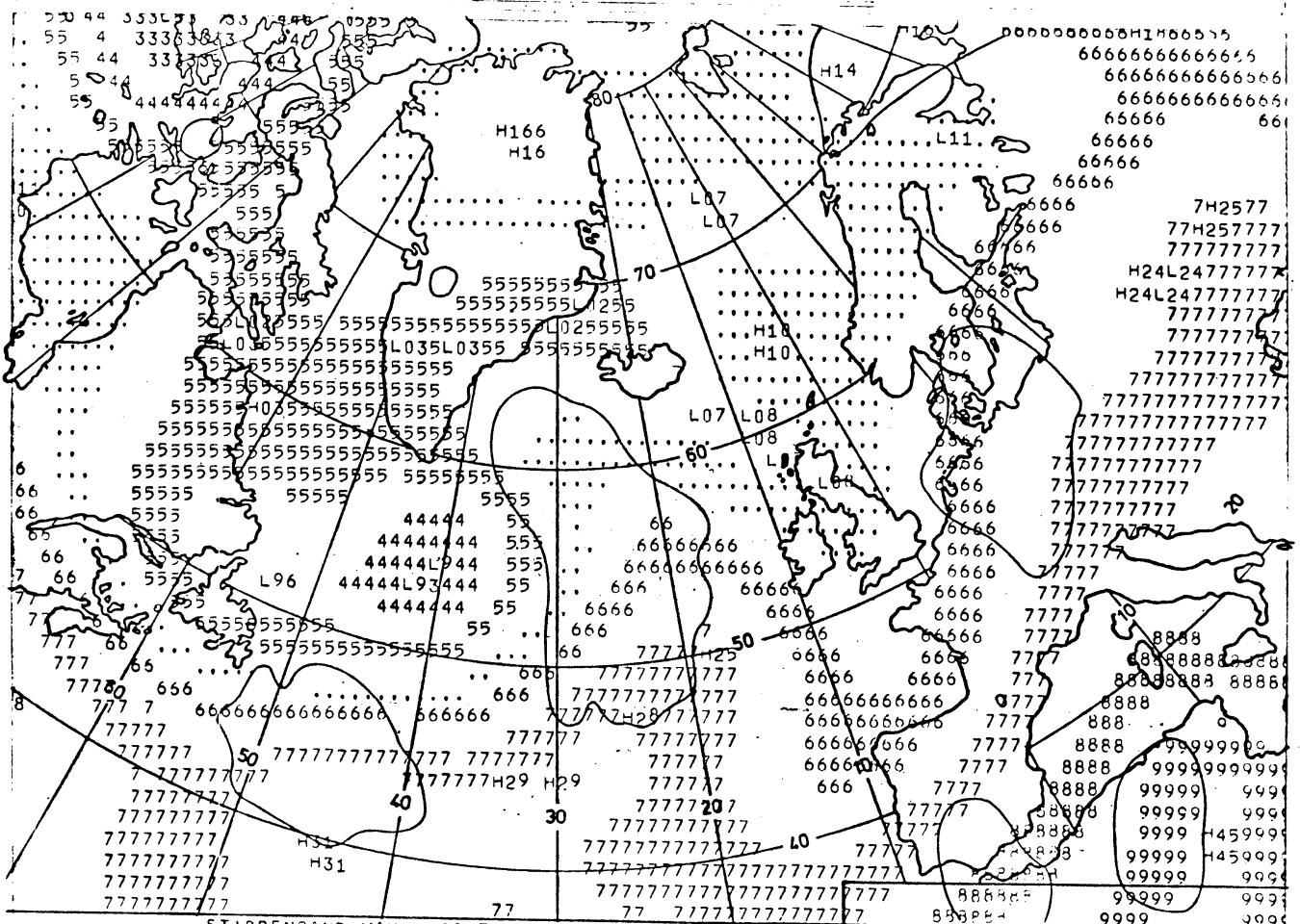
RVA 3



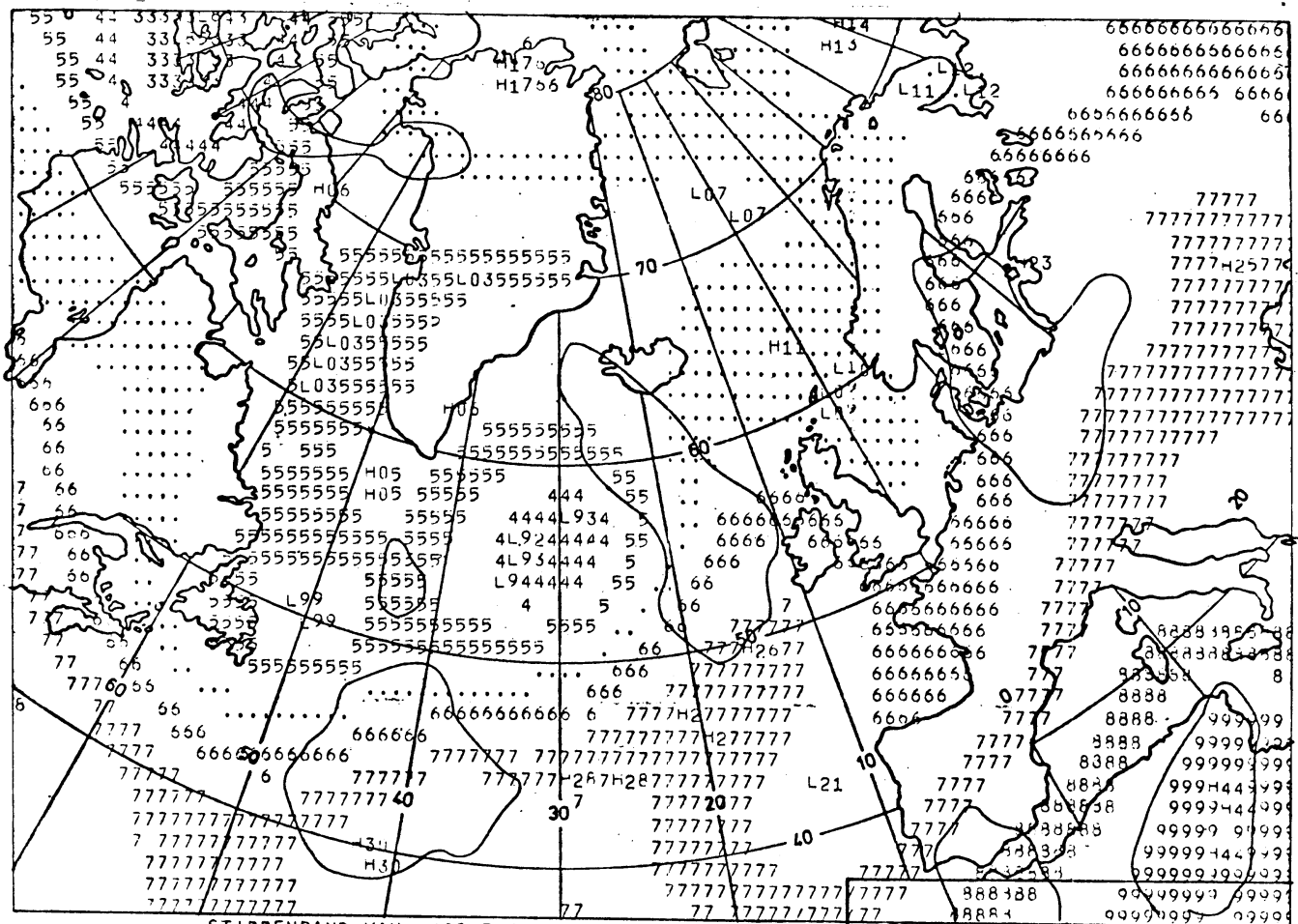
RVA 4



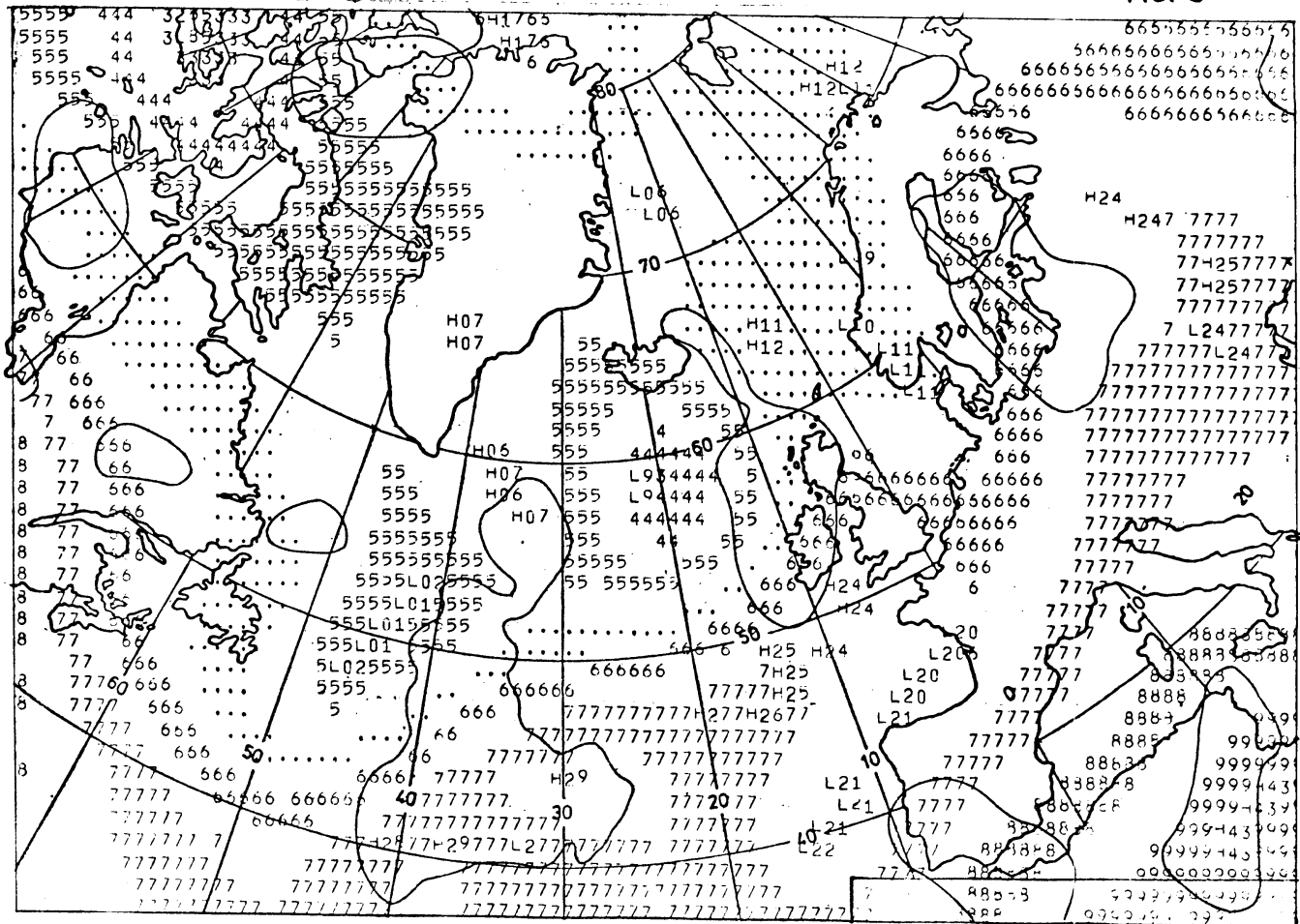
STIPPENBAND VAN +408 TOT +412 PROG 150970 0 +12 500-850 RELATIEF Rel 1



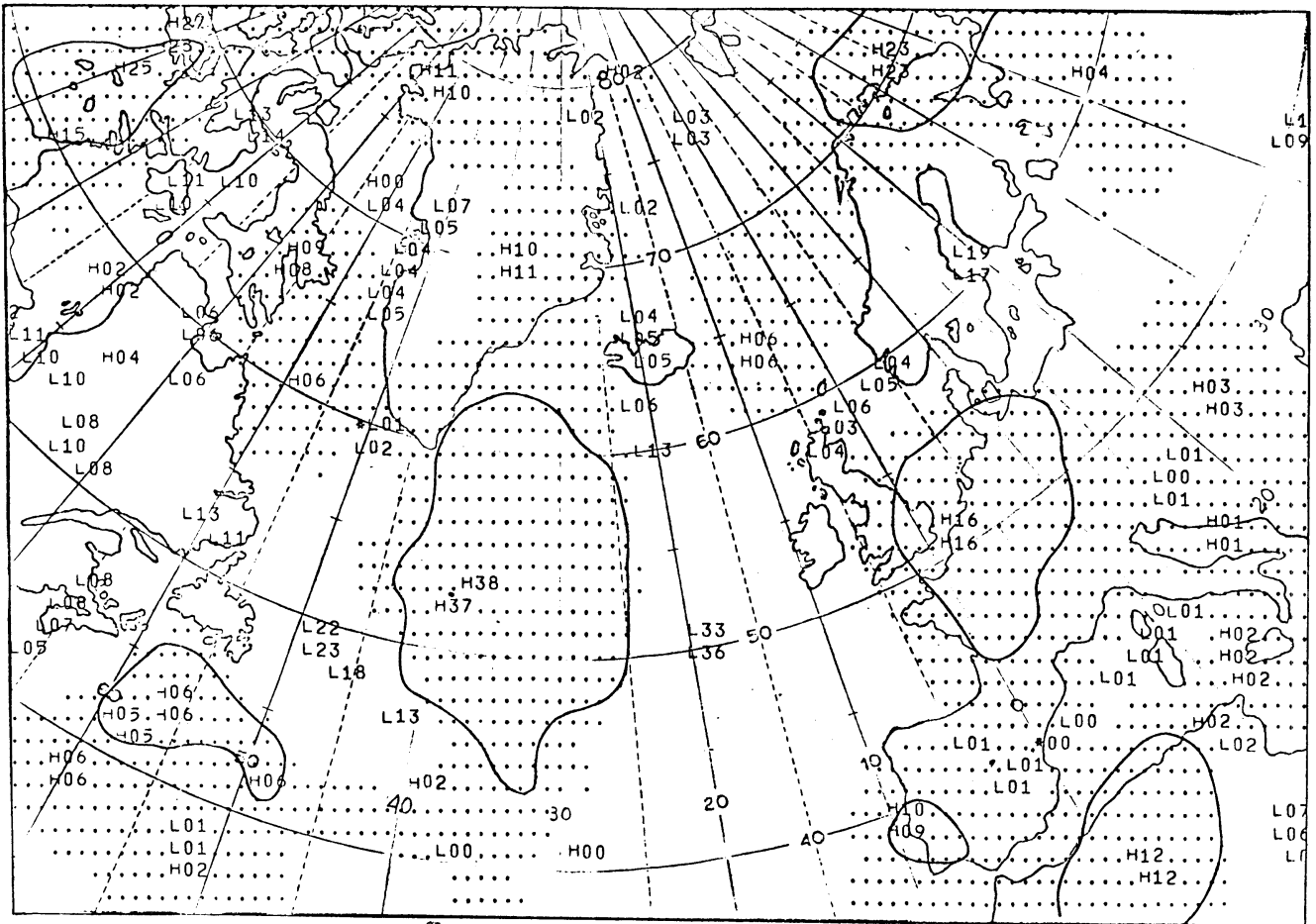
STIPPENBAND VAN +408 TOT +412 PROG 150970 0 +24 500-850 RELATIEF Rel 2



STIPPENBAND VAN +408 TOT +412 PROG 150970 0 +36 500-850 RELATIEF Rel 3

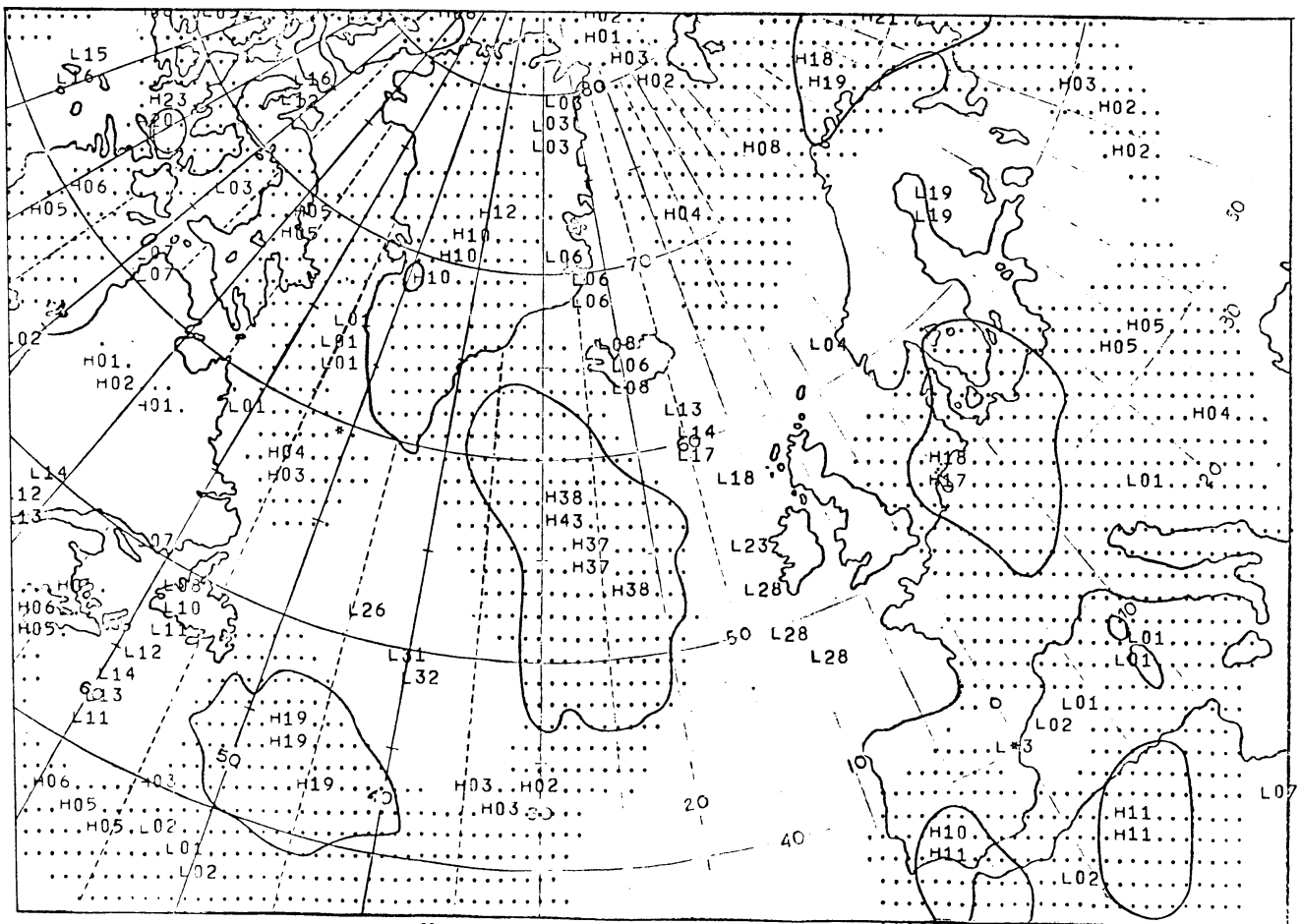


stippenband van +408 tot +412 prog 150970 0 +48 50-850 relatief Rel 4



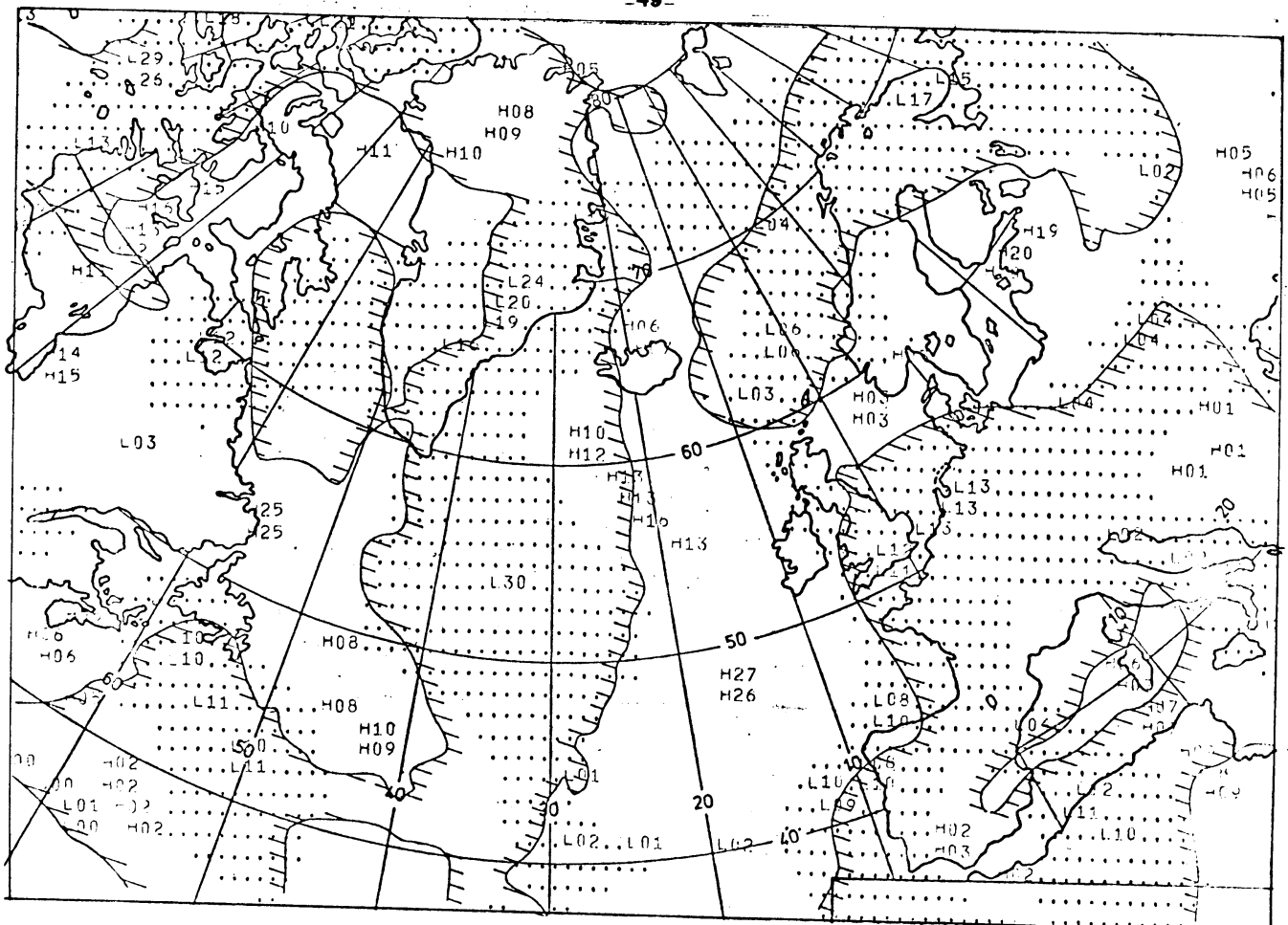
Stippen voor $\int_{50}^{85} \omega dp \leq 0$ prog 150970 0 +12 gemiddelde verticale snelheid.

VS1

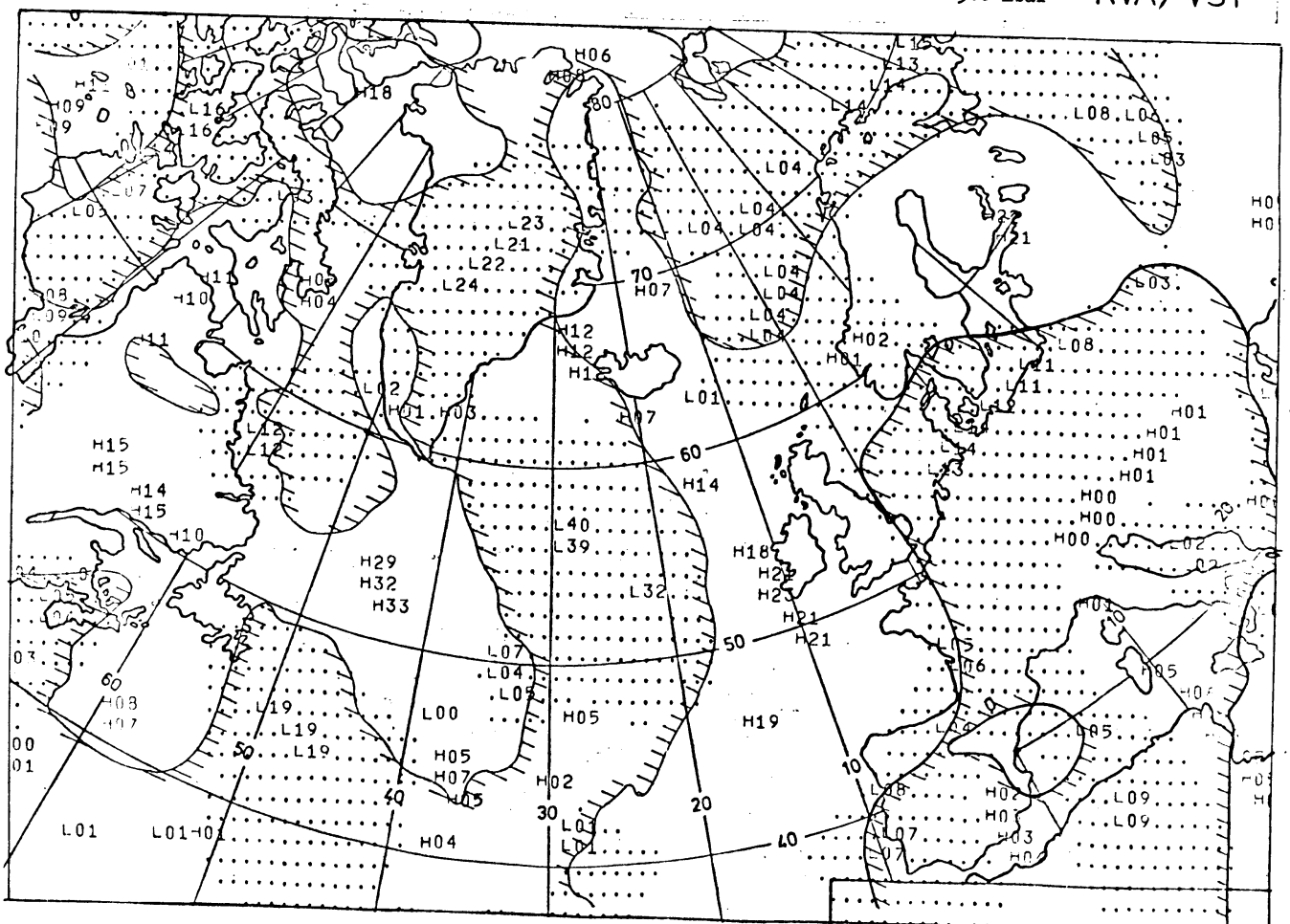


Stippen voor $\int_{50}^{85} \omega dp \leq 0$ prog 150970 0 +24 gemiddelde verticale snelheid

VS2



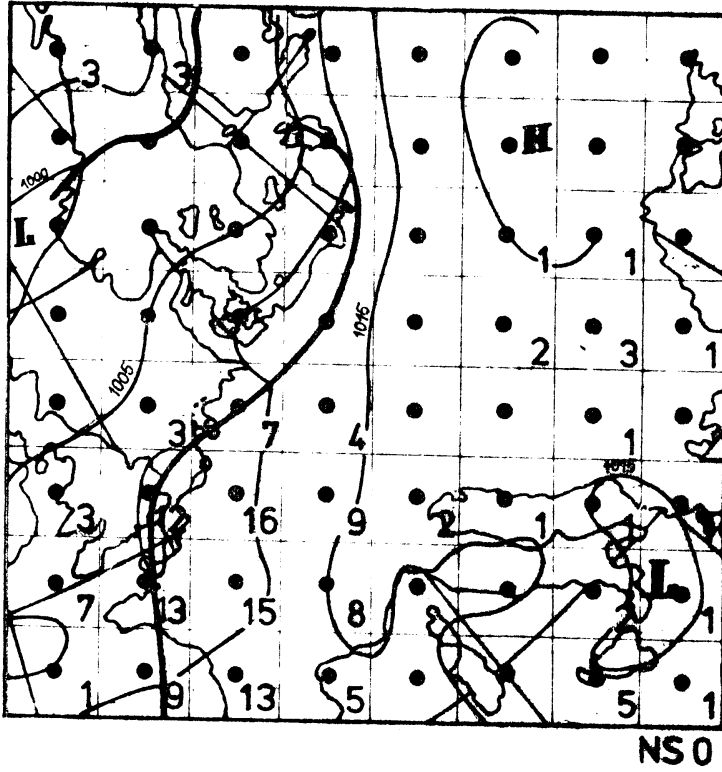
Stippenband van -1000 tot -0 prog 150970 0 +12 RVA 500 mbar RVA/VS1



Stippenband van -1000 tot -0 prog 150970 0 +24 RVA 500 mbar RVA/VS2

Tijdstip van uitgang: 15-9-70: 0000 gmt

NS in 0,1 mm

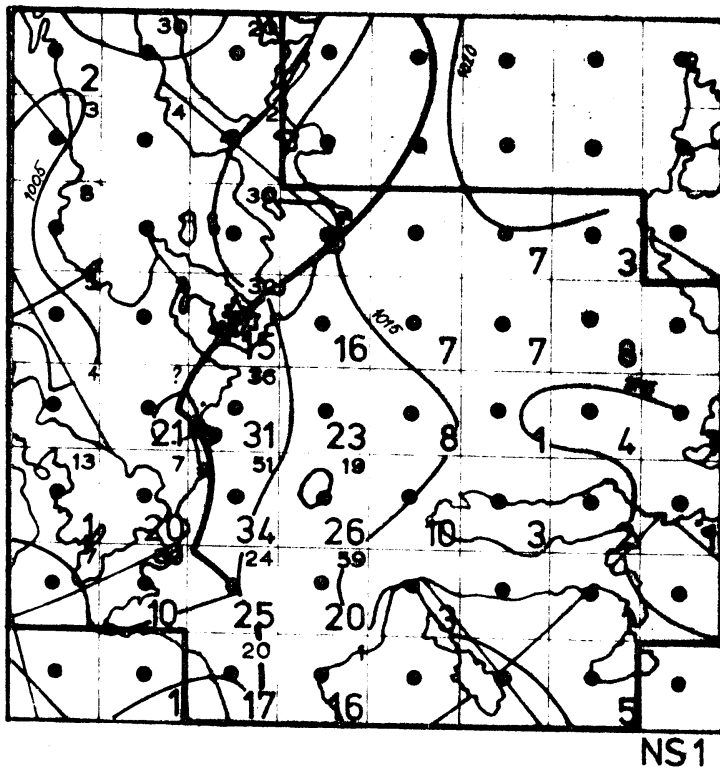


Analyse:

15-9-70: 0000 gmt

(boven Nederland viel gemiddeld 2,0 mm).

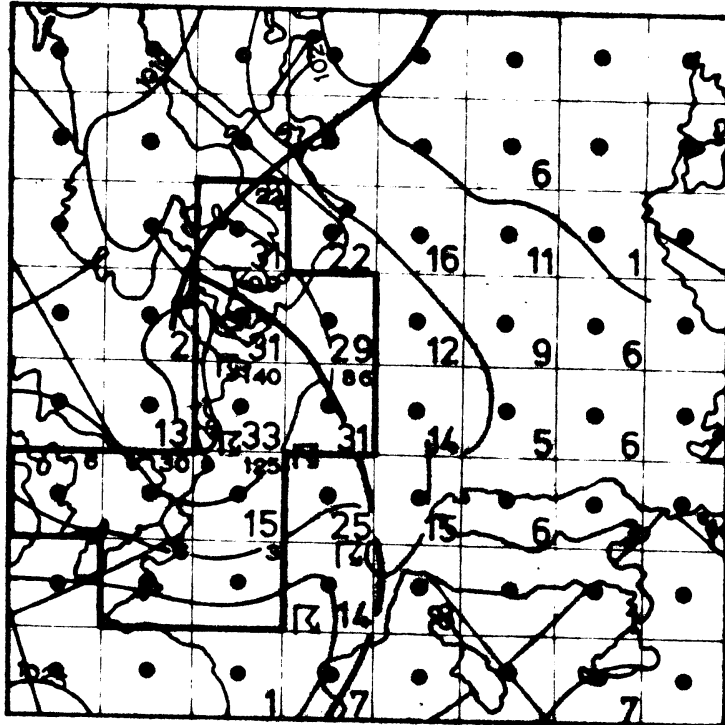
Prognose: +00-+06



15-9-70: 1200 gmt

Prognose: +06-+18

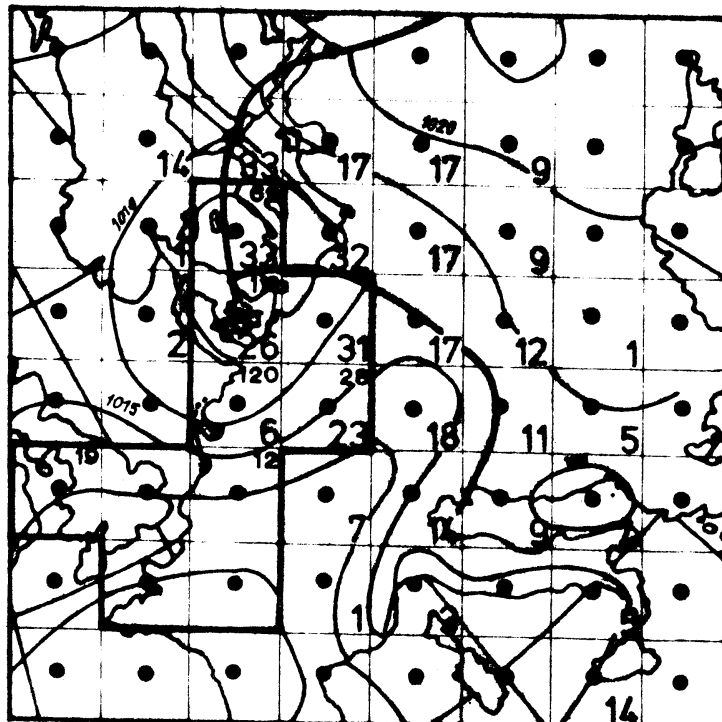
NS in 0,1 mm



NS2

Analyse:
16-9-70: 0000 gmt

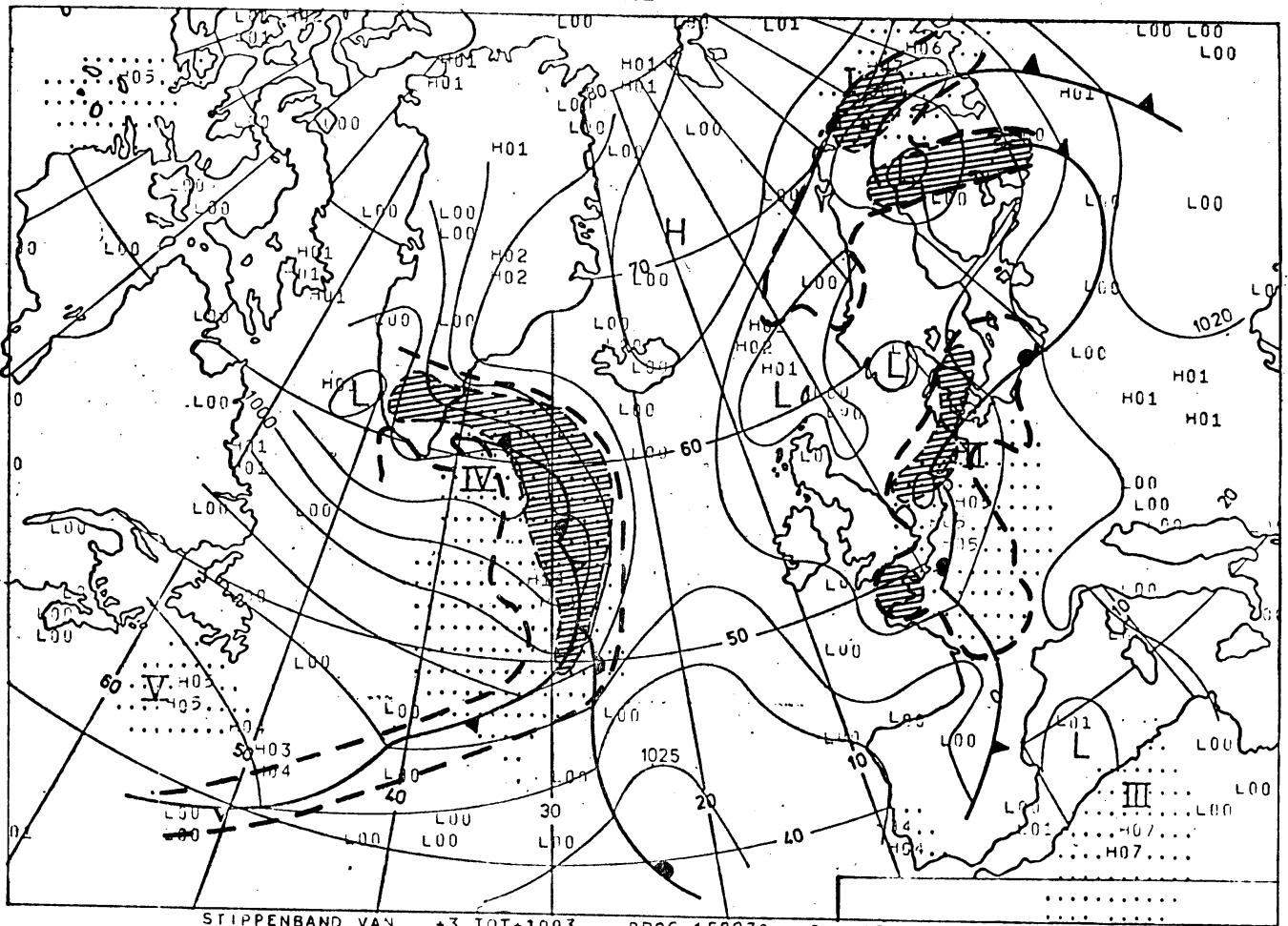
Prognose: +18- +30



NS3

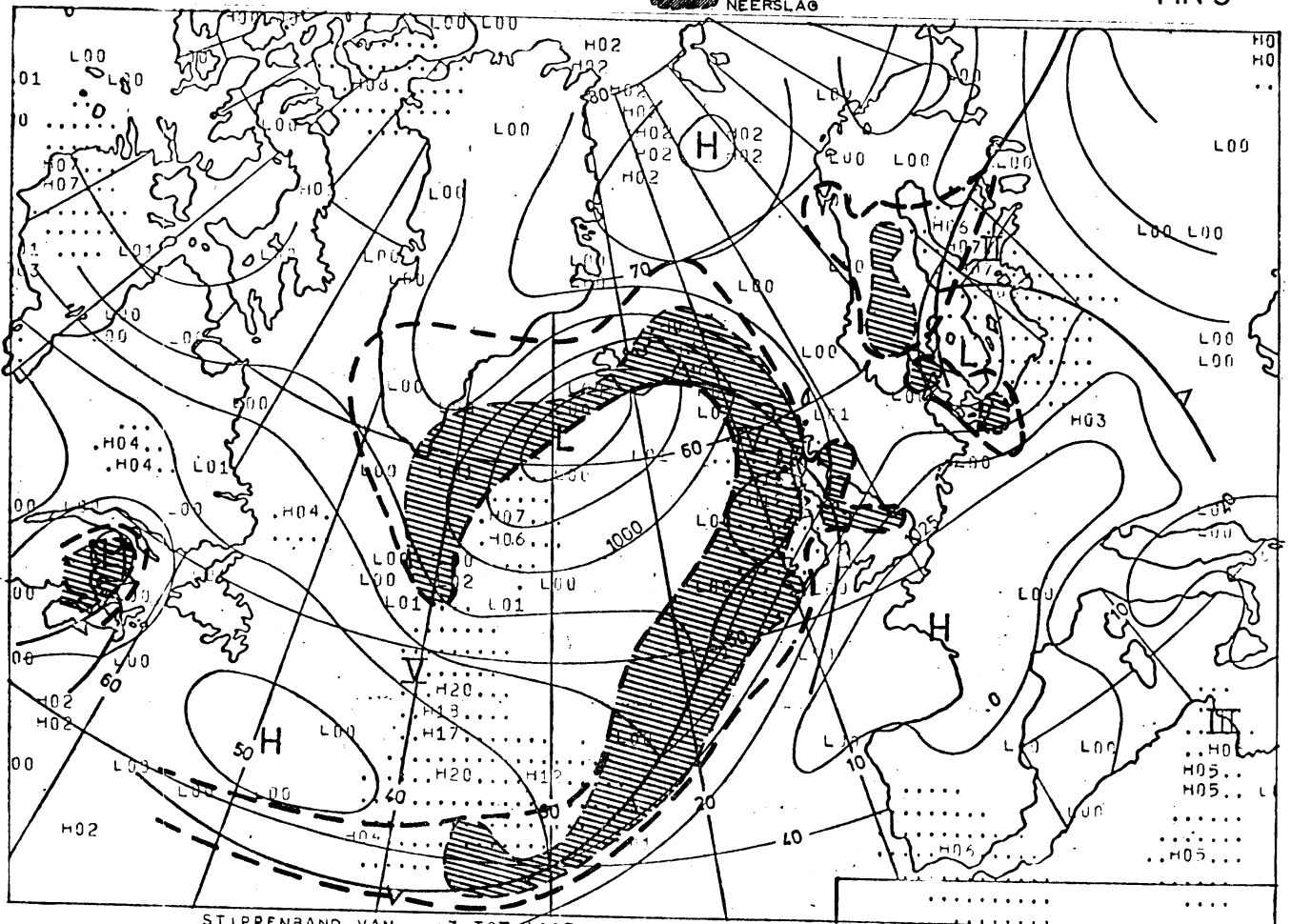
16-9-70: 1200 gmt

Prognose: +30- +42



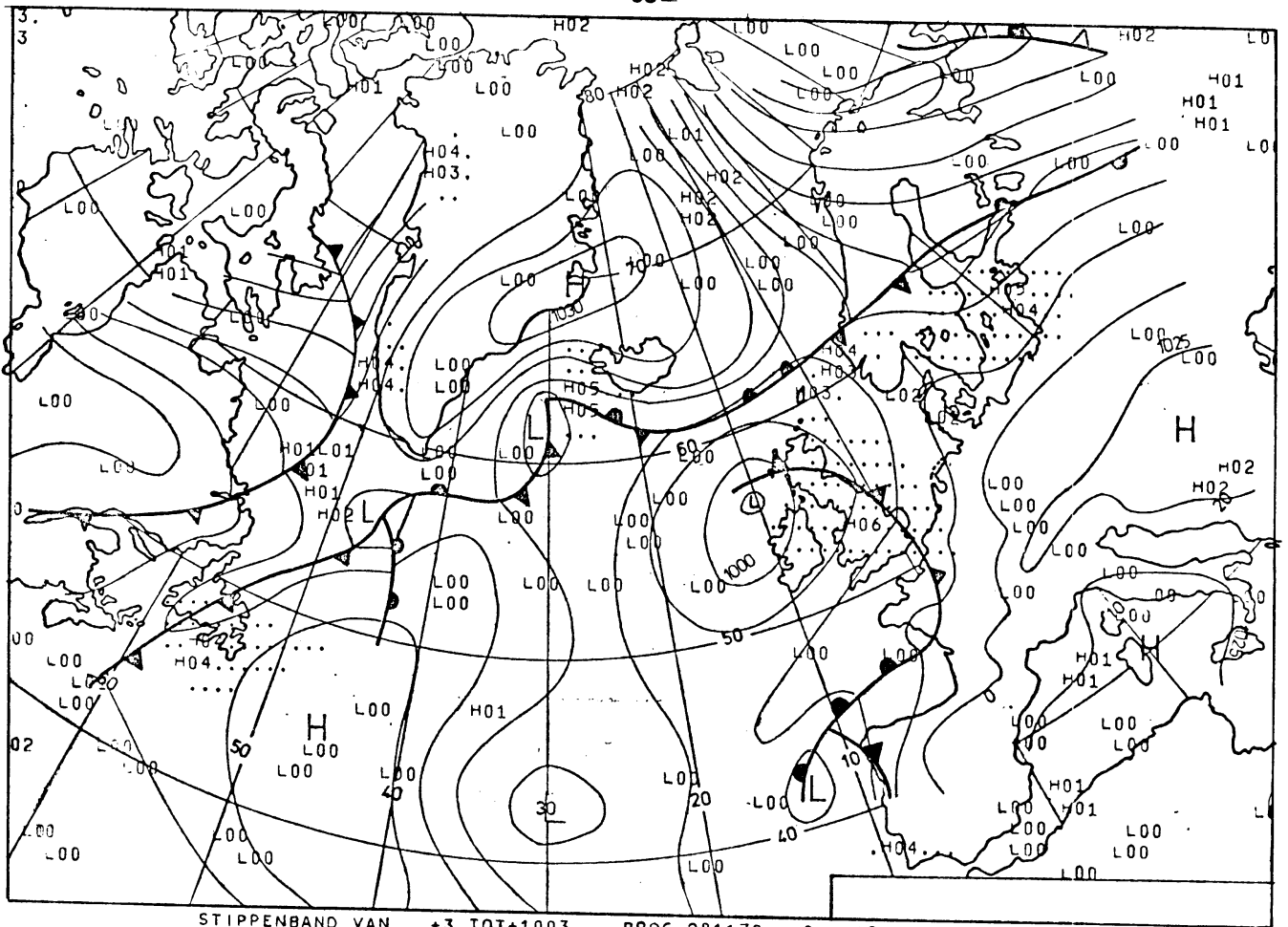
STIPPENBAND VAN +3 TOT +1003 MET WAARGENOMEN BEWOLKING EN NEERSLAG
PROG 150970 0 +12 MOMENTANE NEERSLAG
GRENS (BUNA) GEHEEL BEWOLKT
NEERSLAG

MN 5

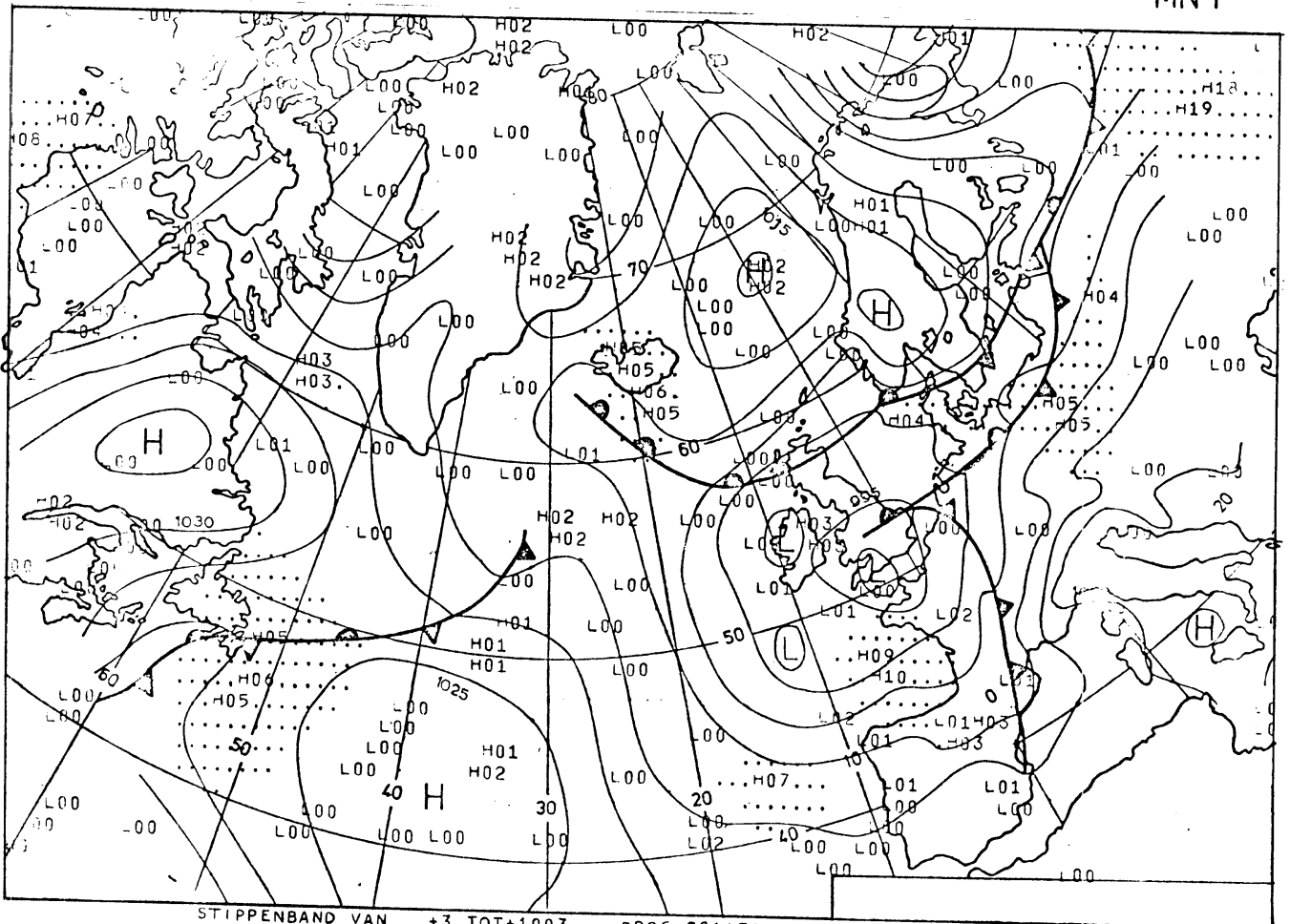


STIPPENBAND VAN +3 TOT +1003
PROG 150970 0 +48 MOMENTANE NEERSLAG

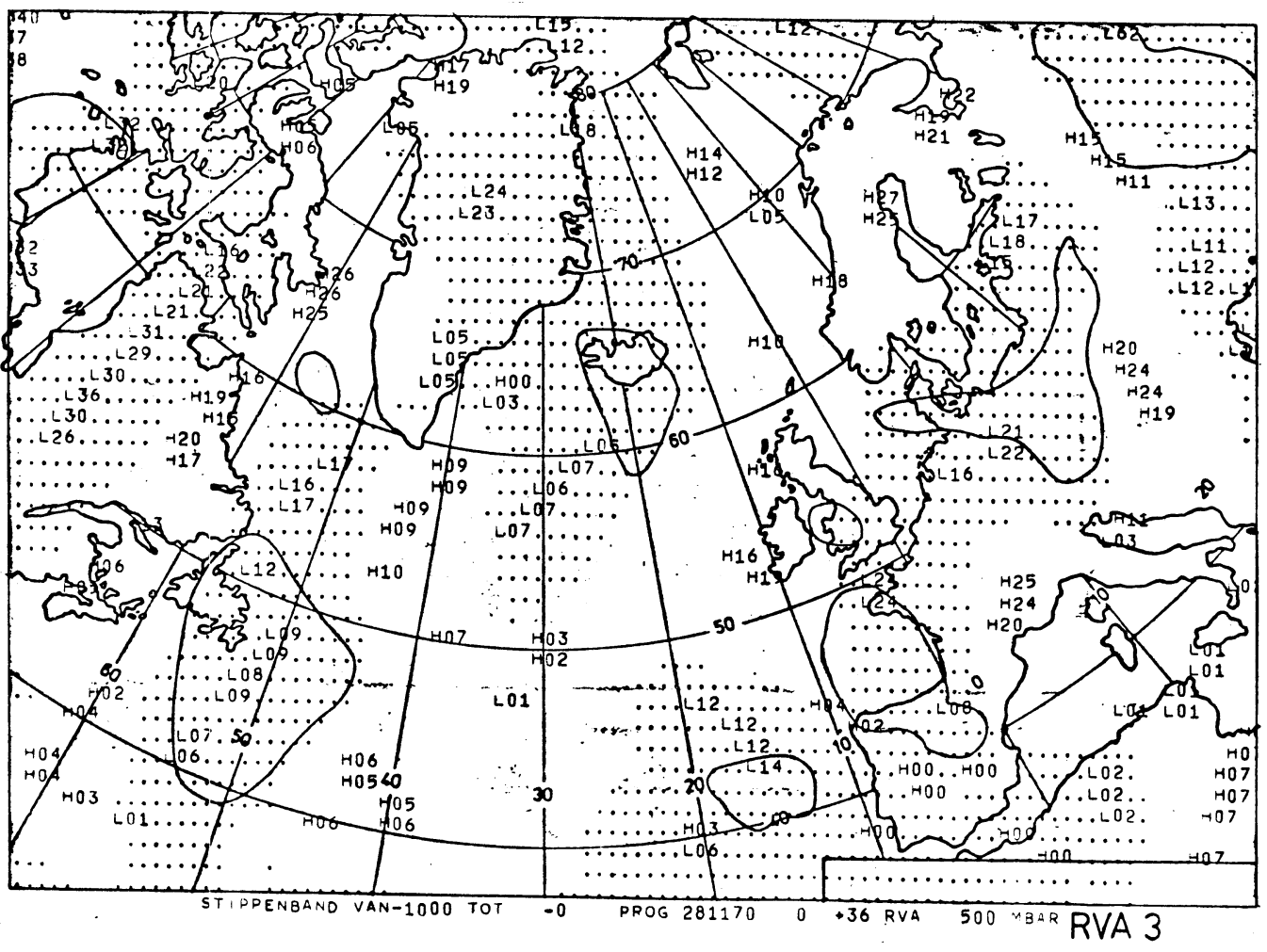
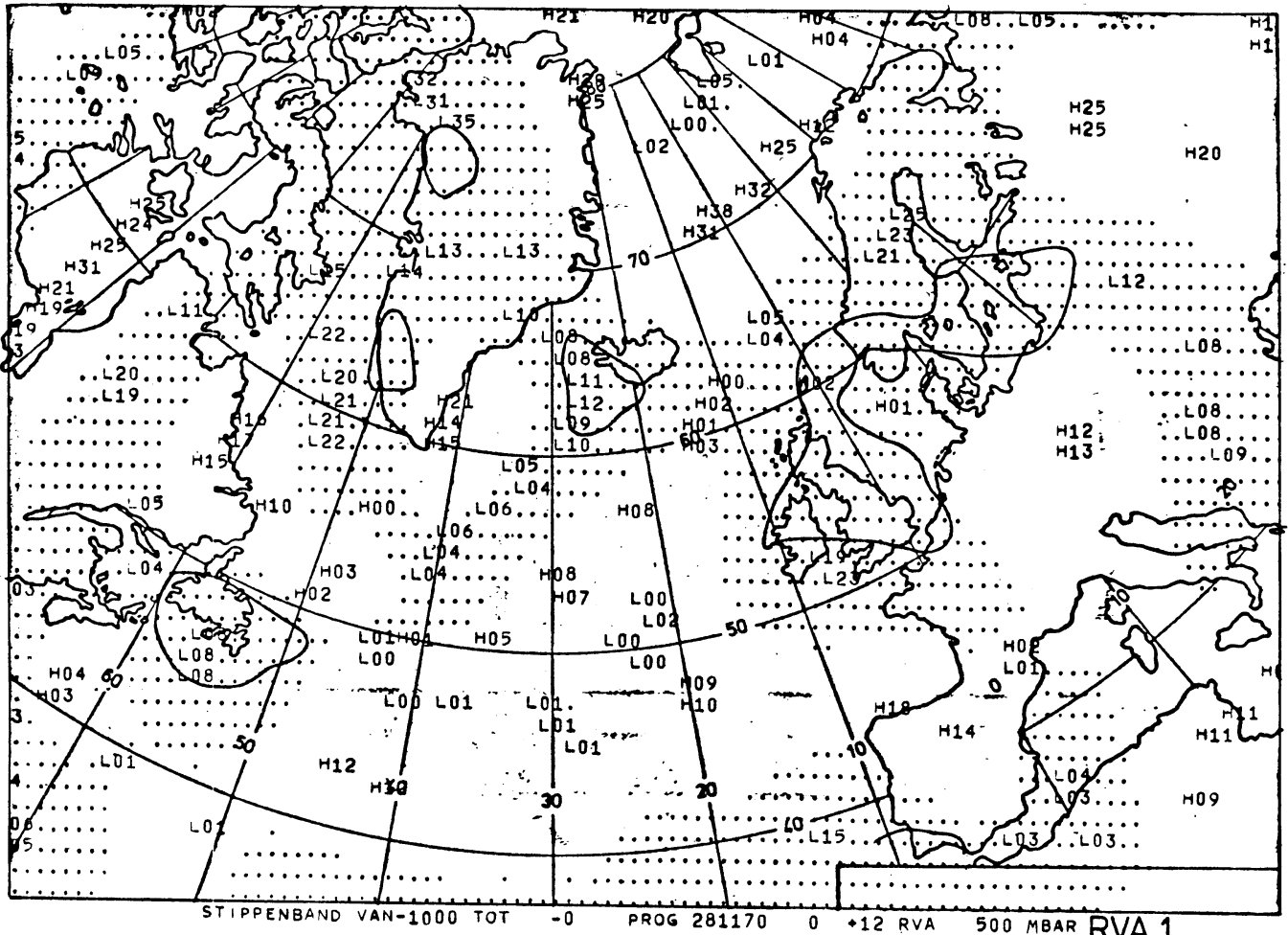
MN 6

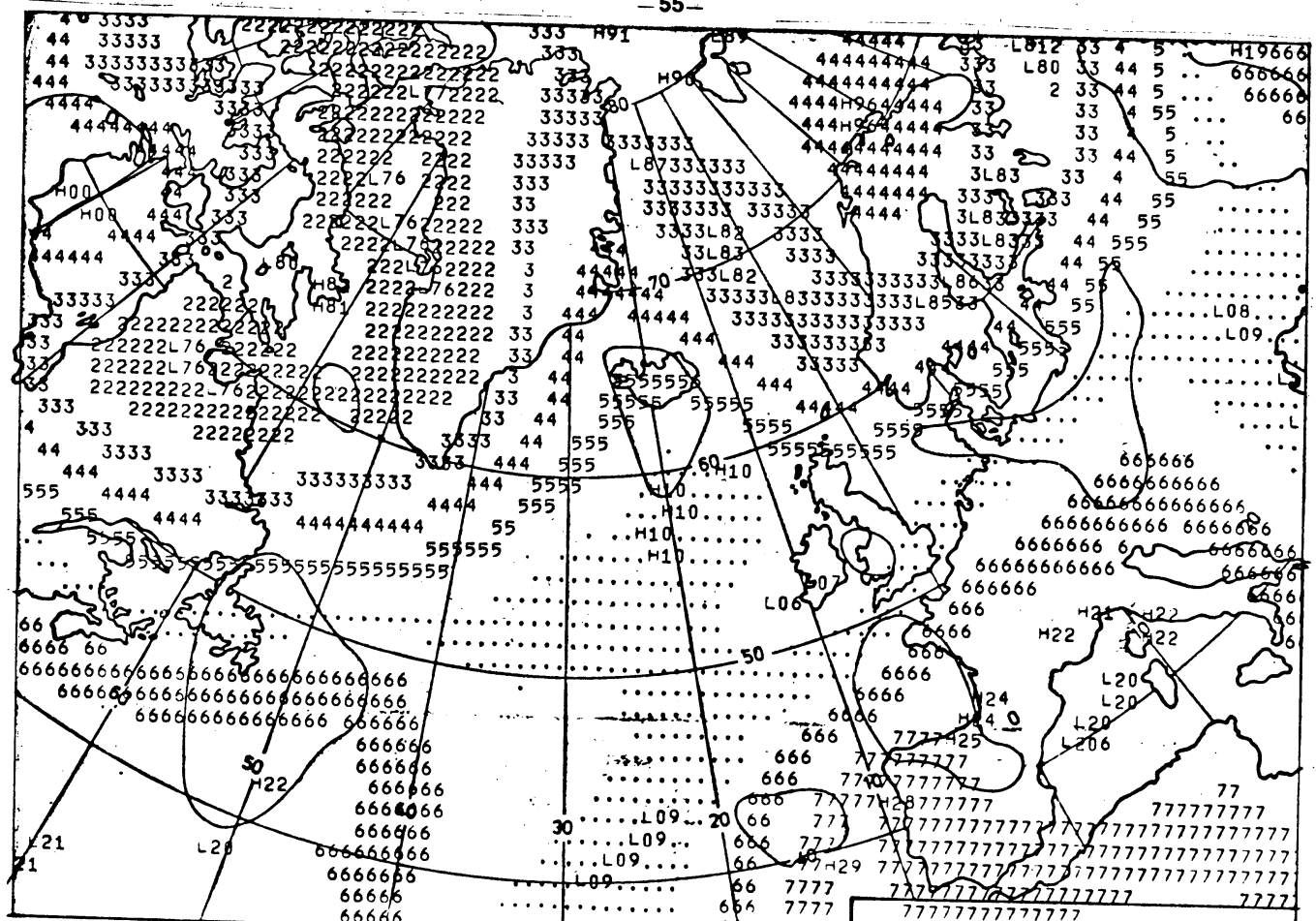


STIPPENBAND VAN +3 TOT+1003 PROG 281170 0 +12 MOMENTANE NEERSLAG MN 1

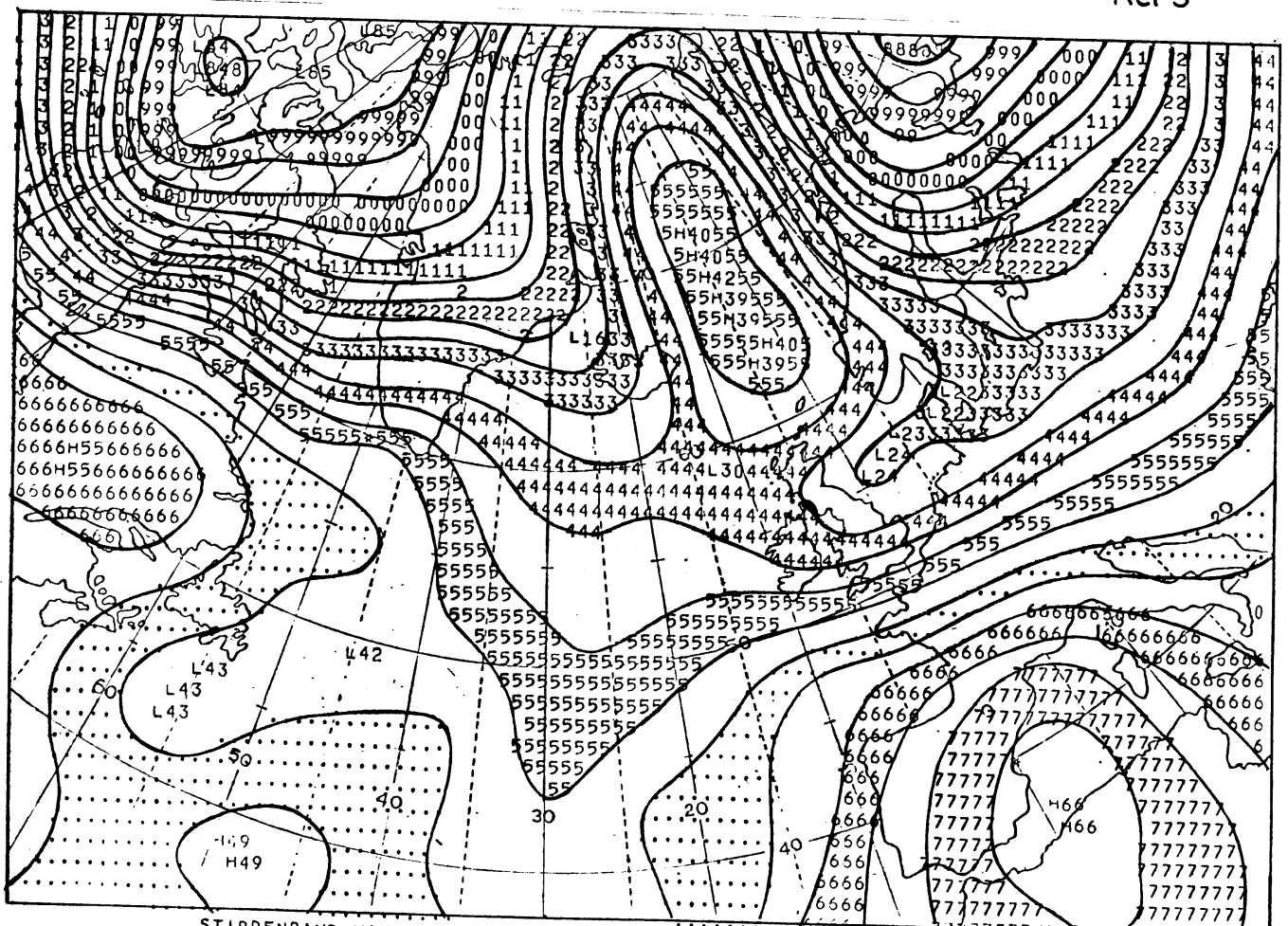


STIPPENBAND VAN +3 TOT+1003 PROG 281170 0 +36 MOMENTANE NEERSLAG MN 3

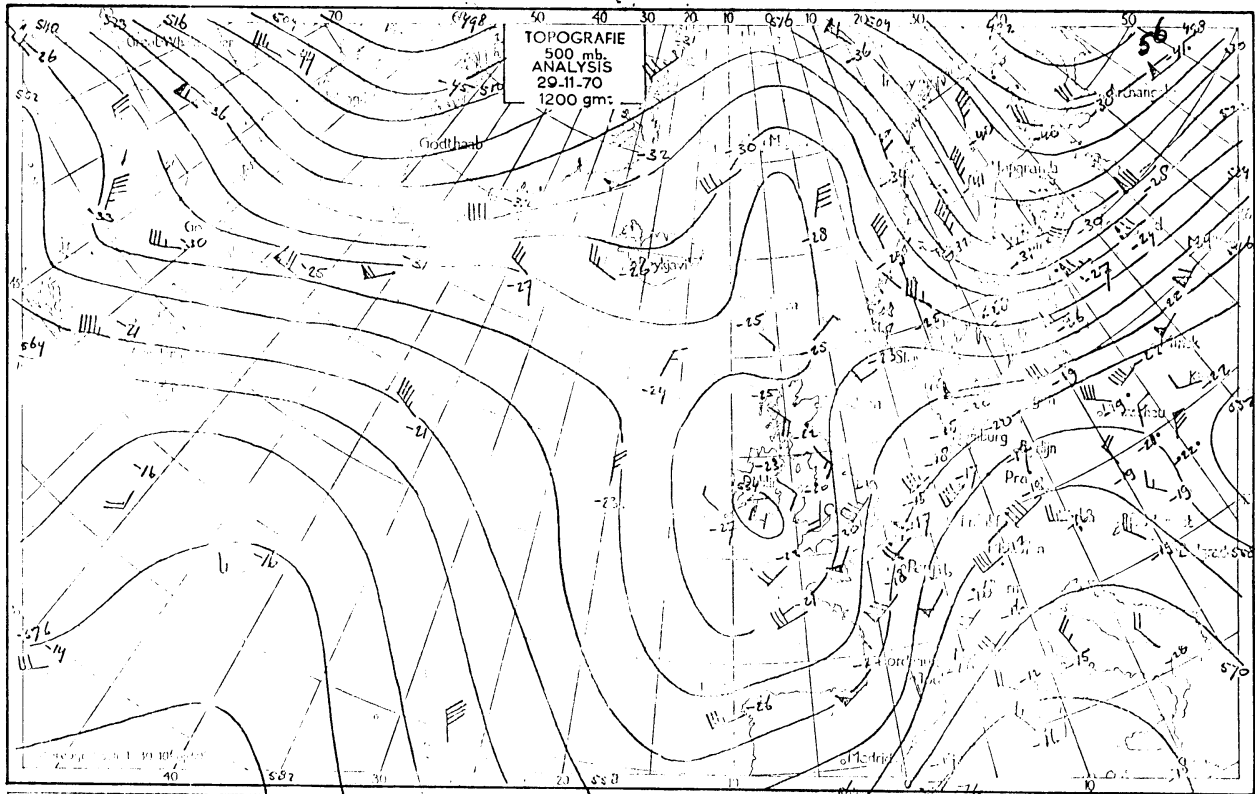




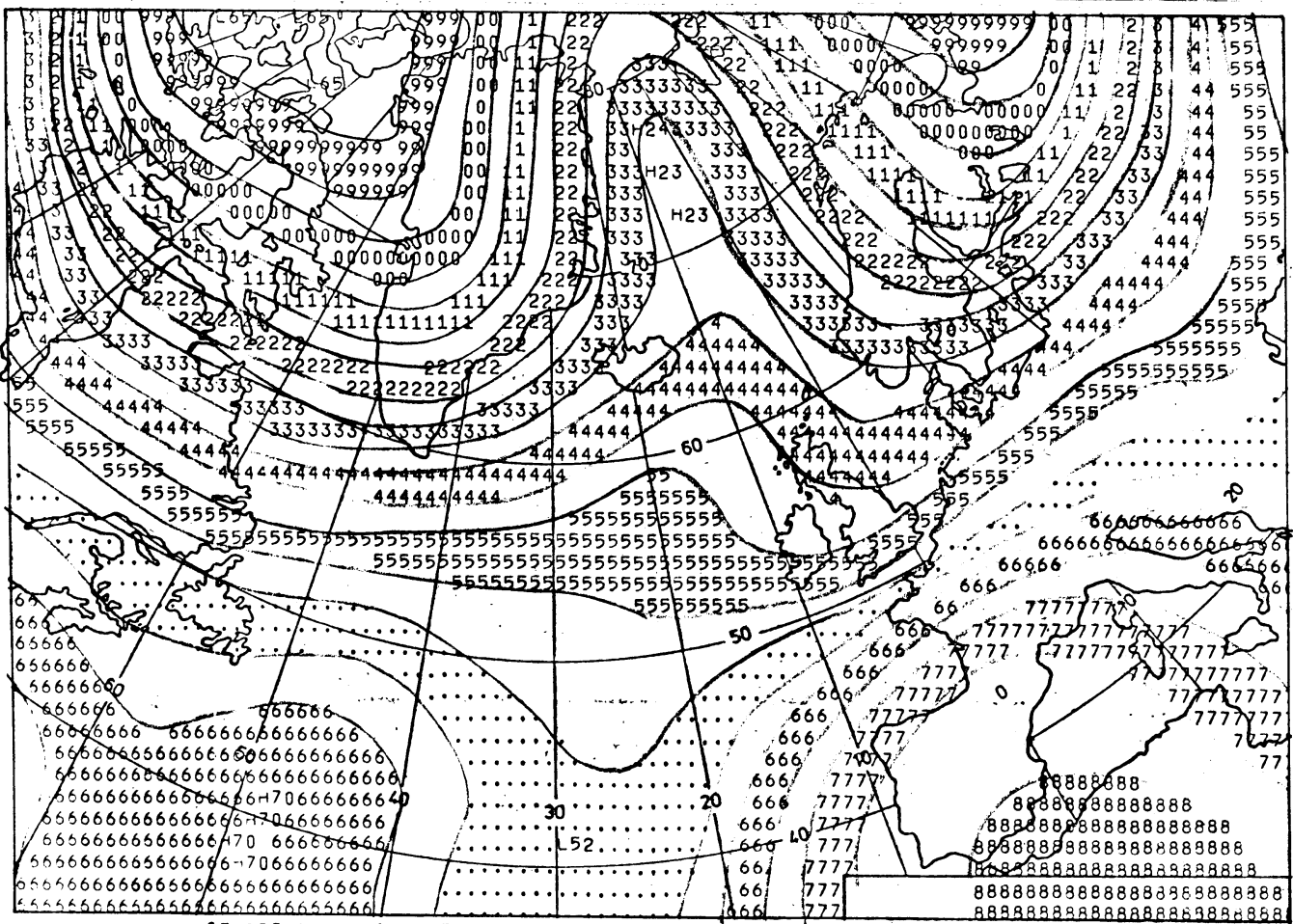
STIPPENBAND VAN +408 TOT +412 PROG 281170 0 +36 500-850 RELATIEF Rel 3



STIPPENBAND VAN +144 TOT +148 PROG 281170 0 +36 850 MBAR ABSOLUUT 85P3



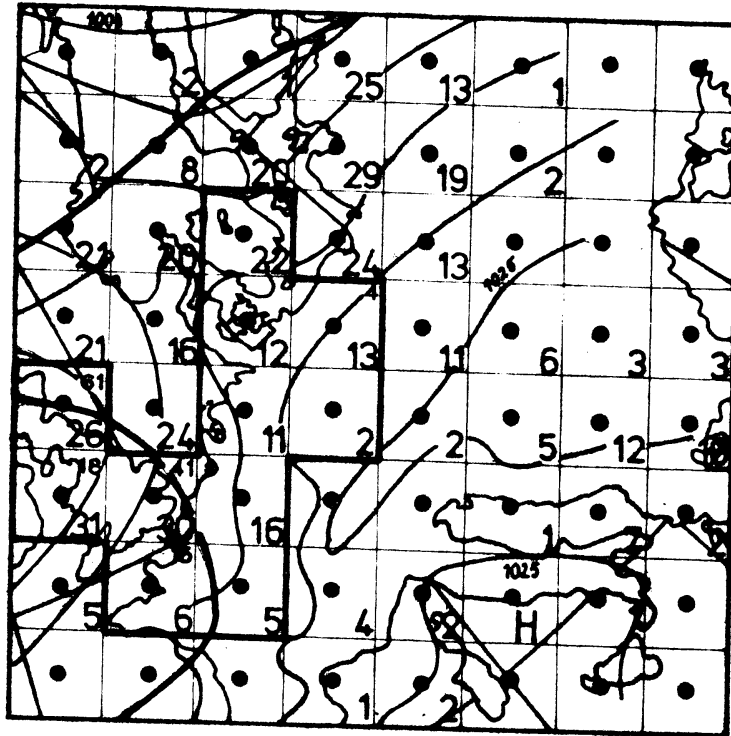
50A



STIPPENBAND VAN +552 TOT +558 PROG 281170 0 +36 500 MBAR ABSOLUUT 50P3

Tijdstip van uitgang: 28-11-70:0000 gmt

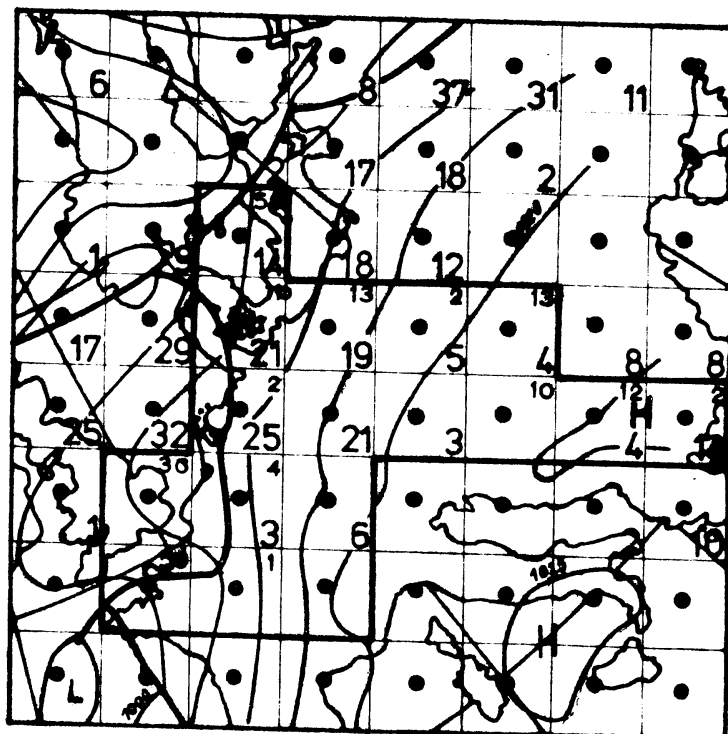
NS in 0,1 mm



NS 1

Analyse :
28-11-70:1200 gmt

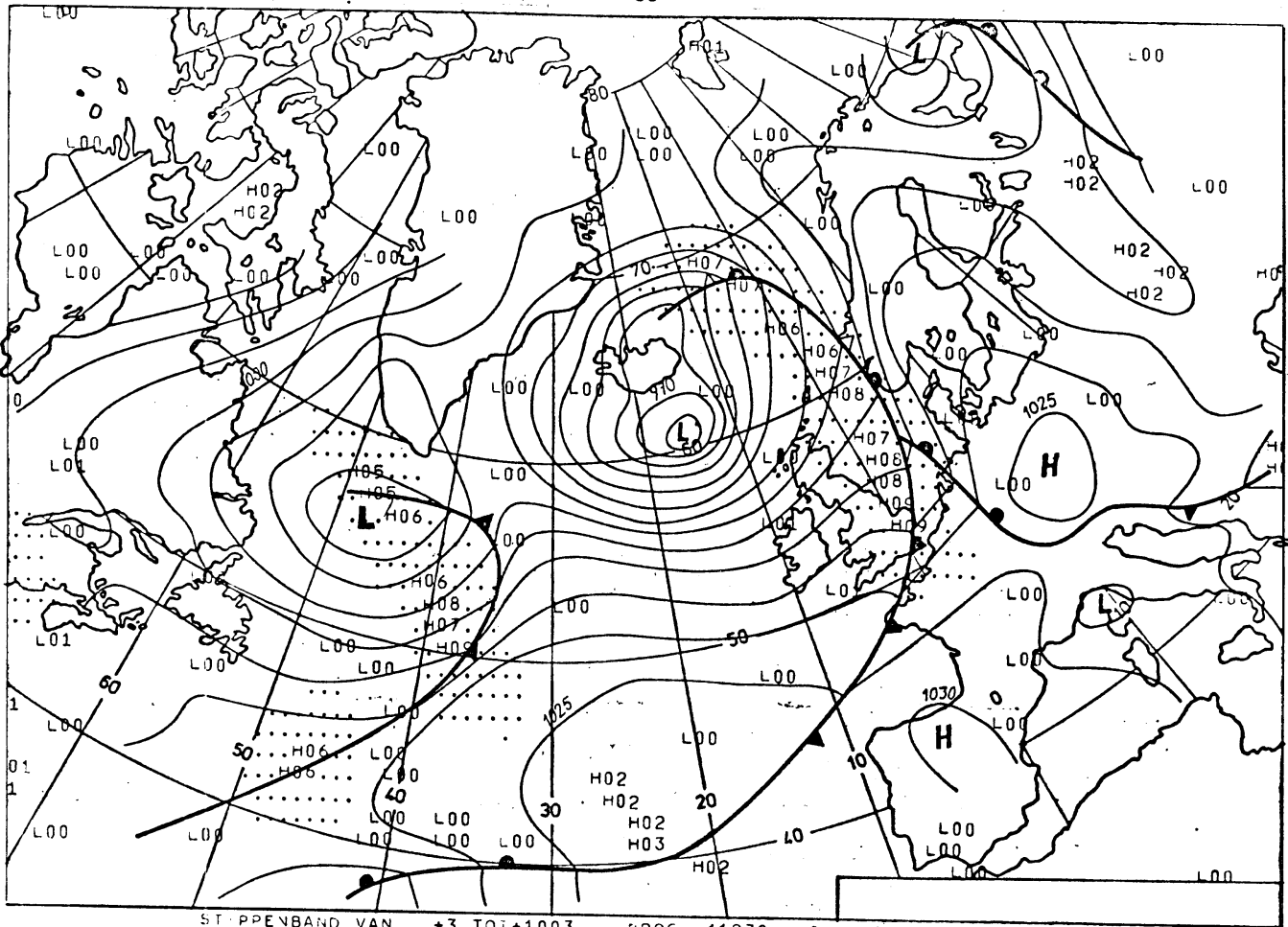
Prognose: +6 - +18



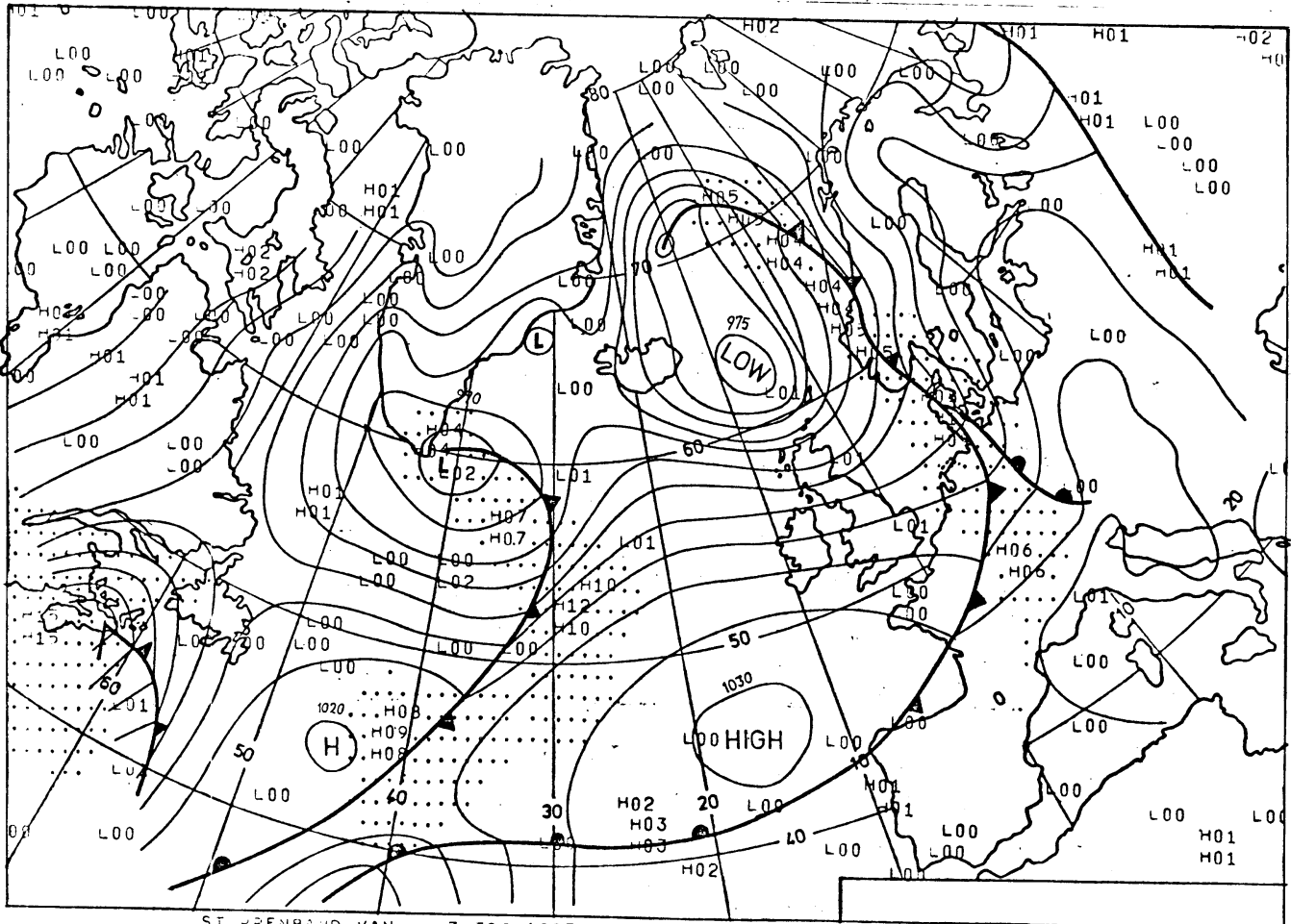
NS 2

29-11-70:0000gmt

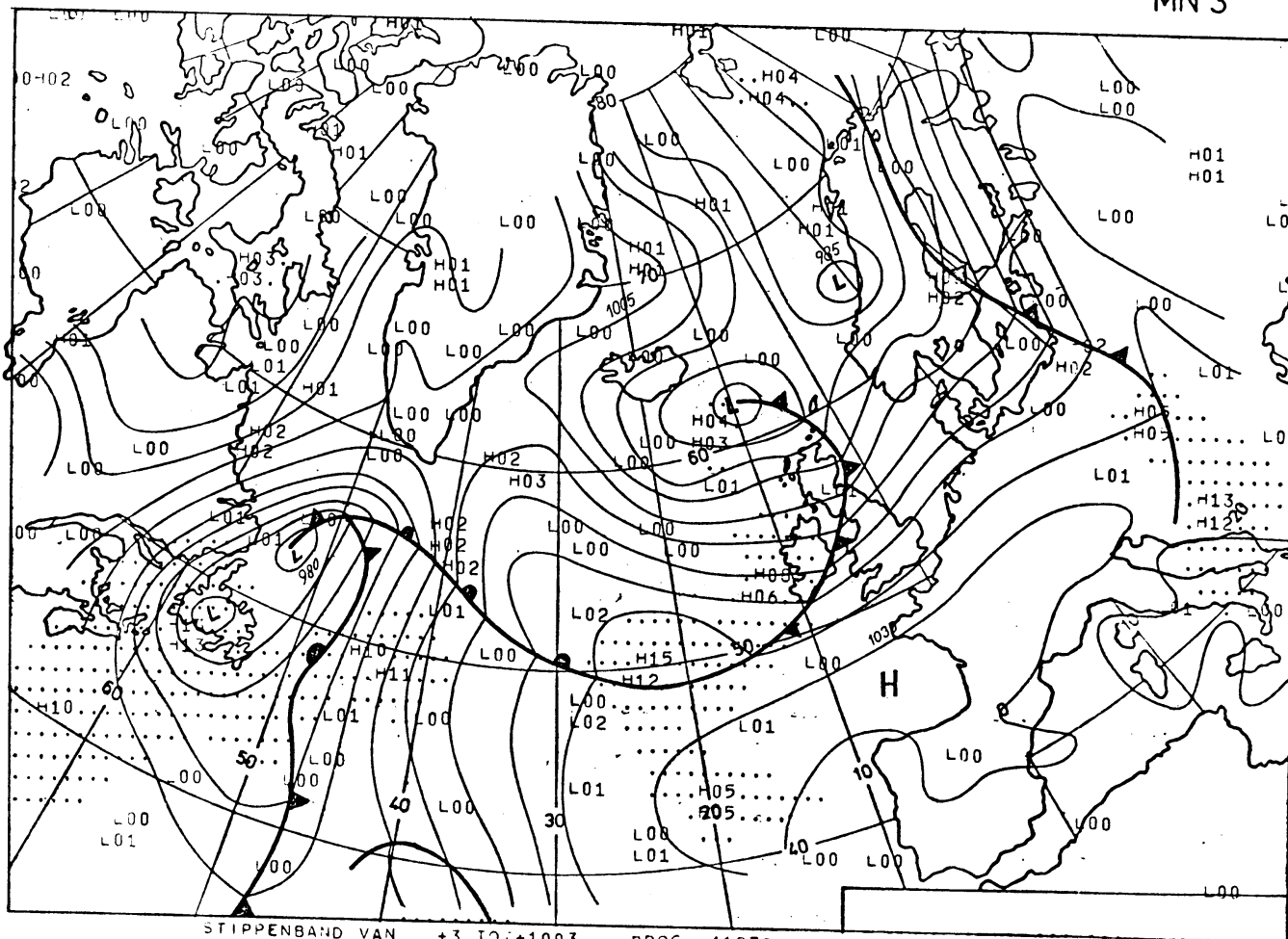
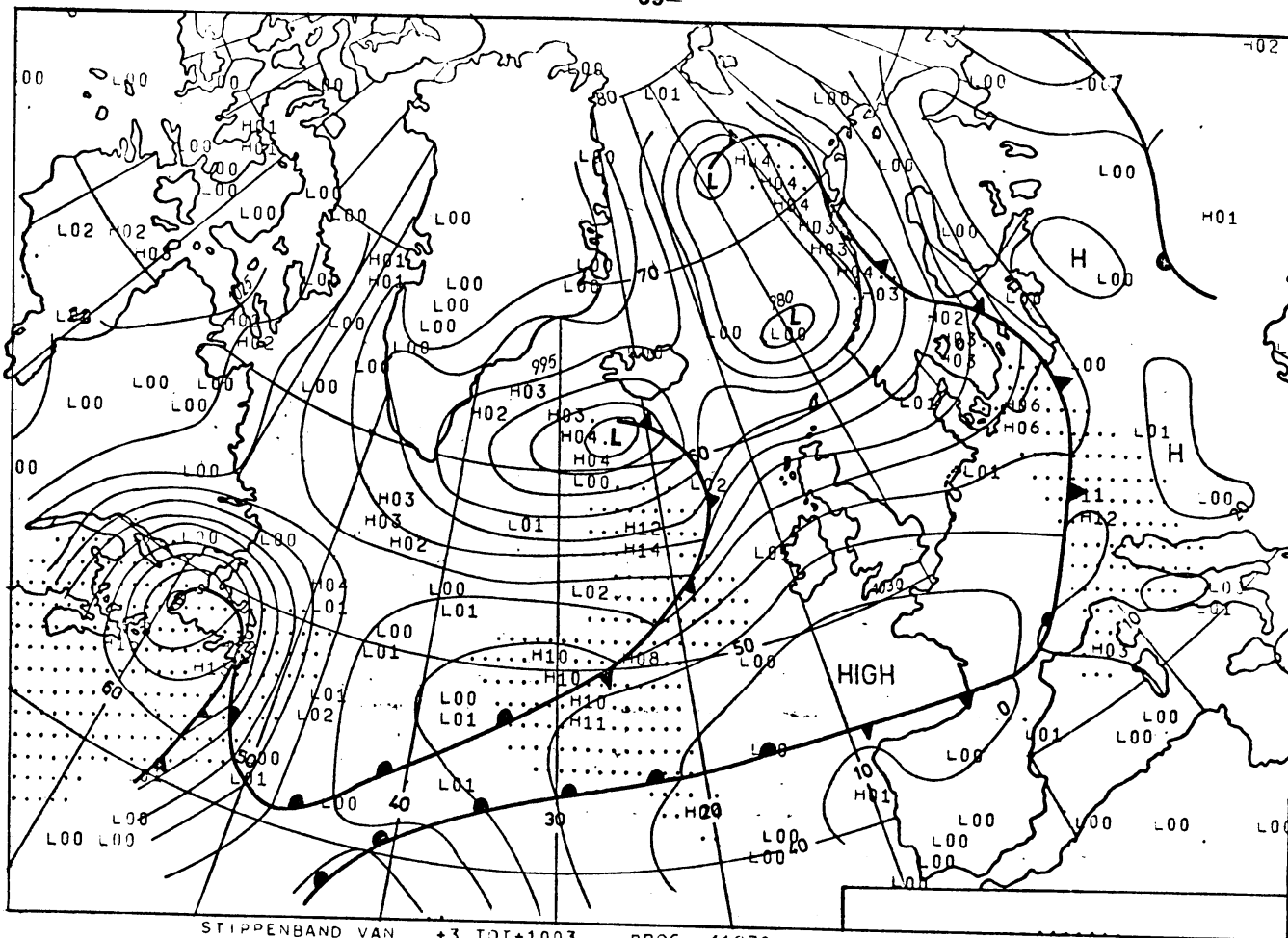
Prognose: +18 - +30

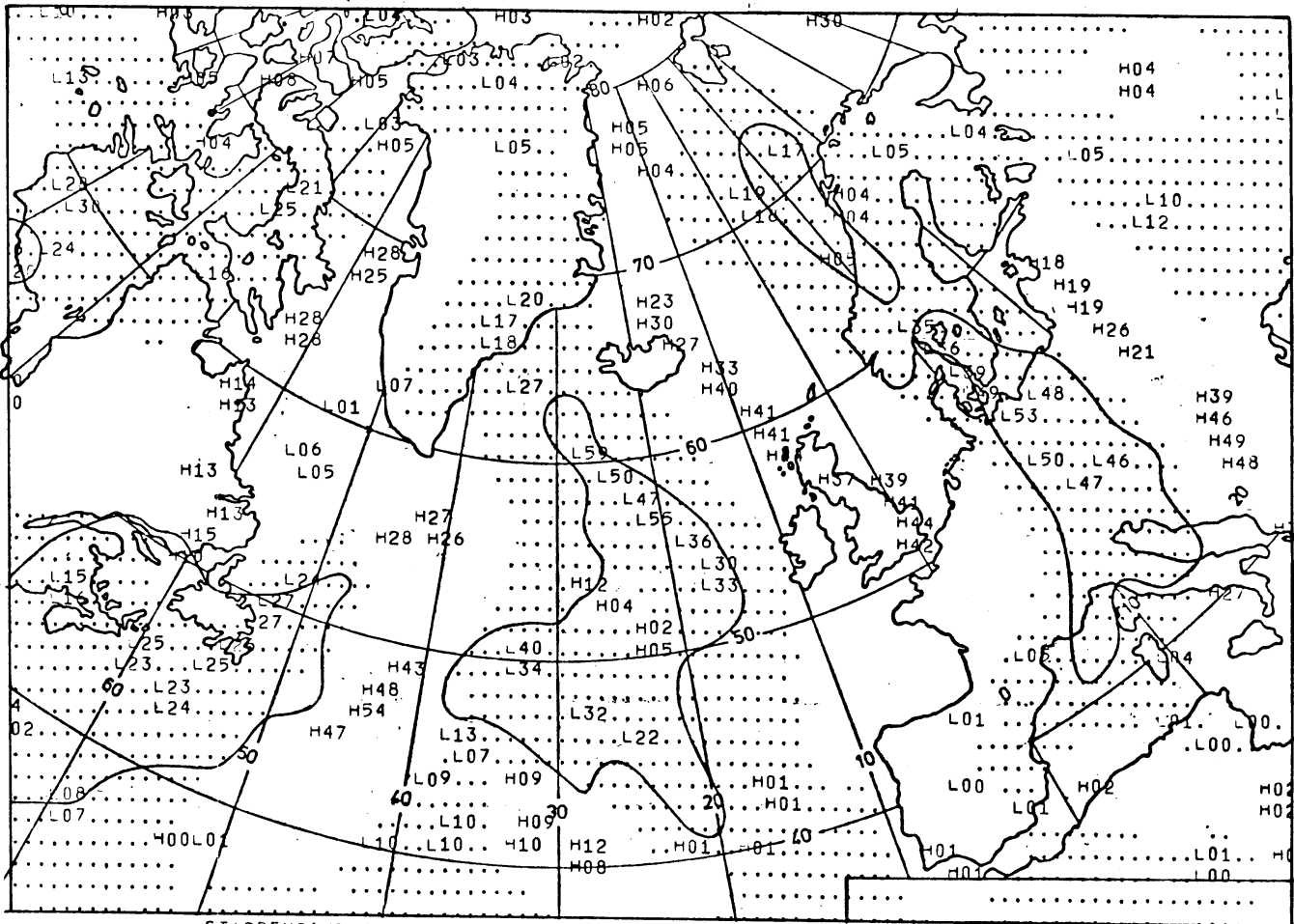


ST PPEBAND VAN +3 TOT +1003 PROG 41270 0 +12 MOMENTANE NEERSLA. MN 1

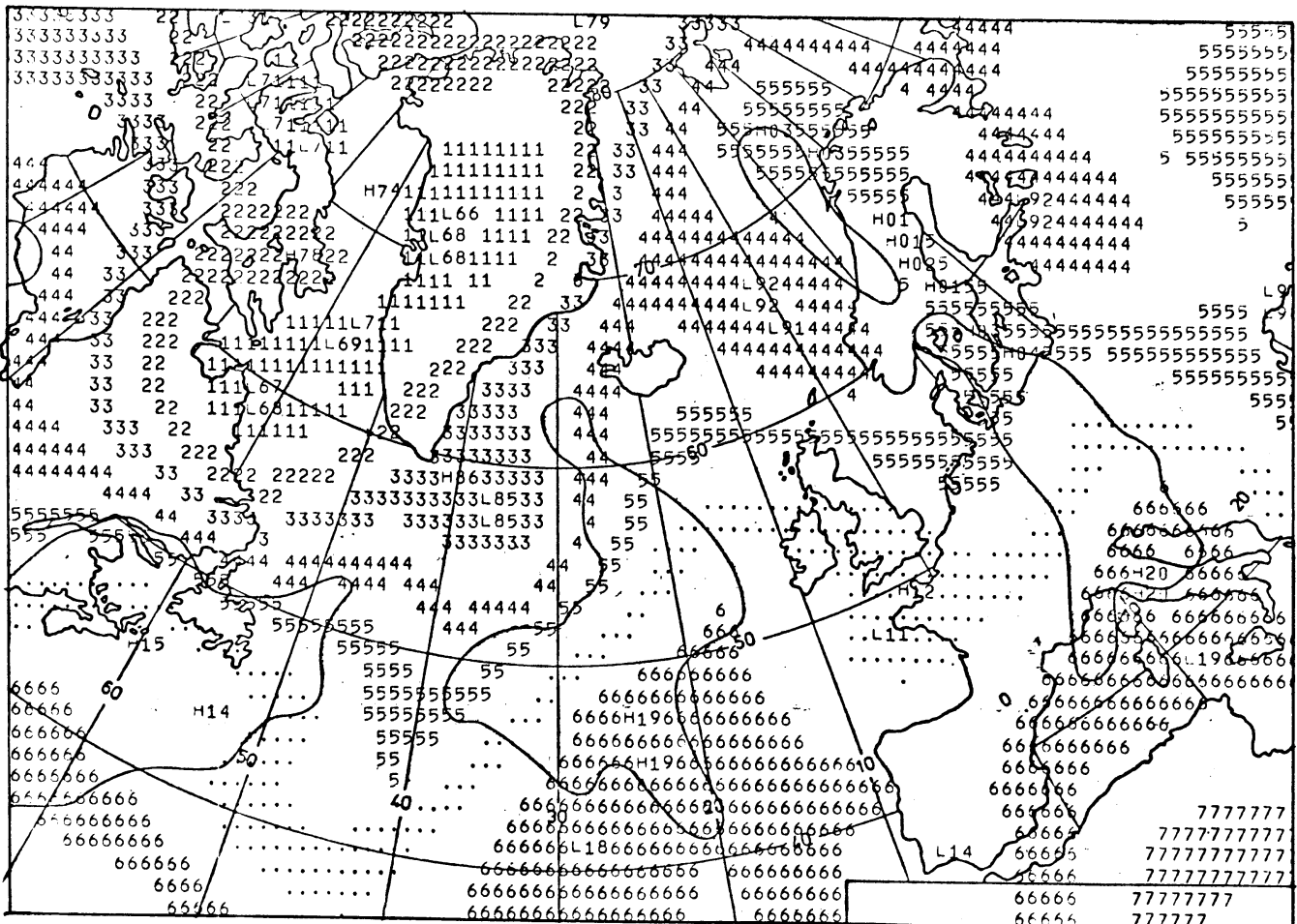


ST PPEBAND VAN +3 TOT +1003 PROG 41270 0 +24 MOMENTANE NEERSLAG MN 2





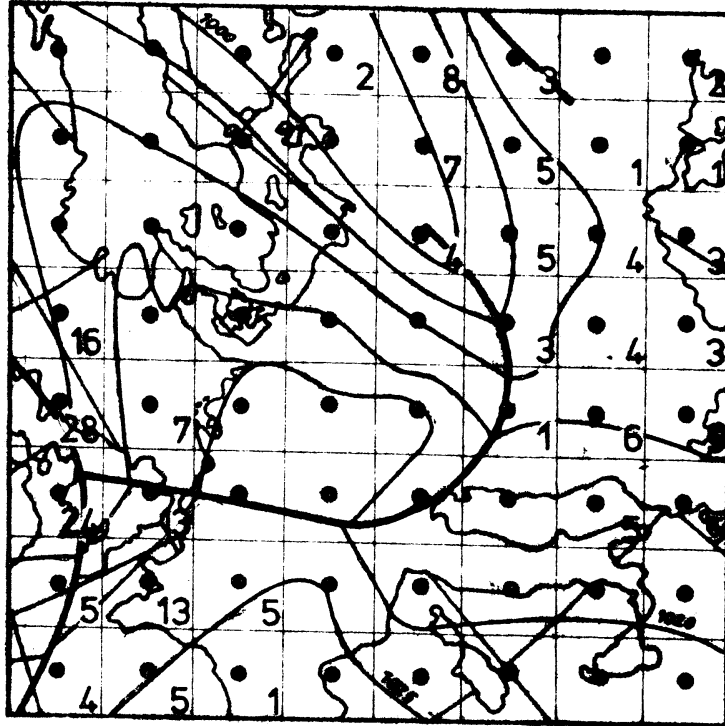
STIPPENBAND VAN -1000 TO: -0 PROG 41270 0 +36 RVA 500 MBAR **RVA 3**



STIPPENBAND VAN +408 TO: +412 PROG 41270 0 +36 500-850 RELA IEF **Rel3**

Tijdstip van uitgang : 4-12-70:0000 gmt

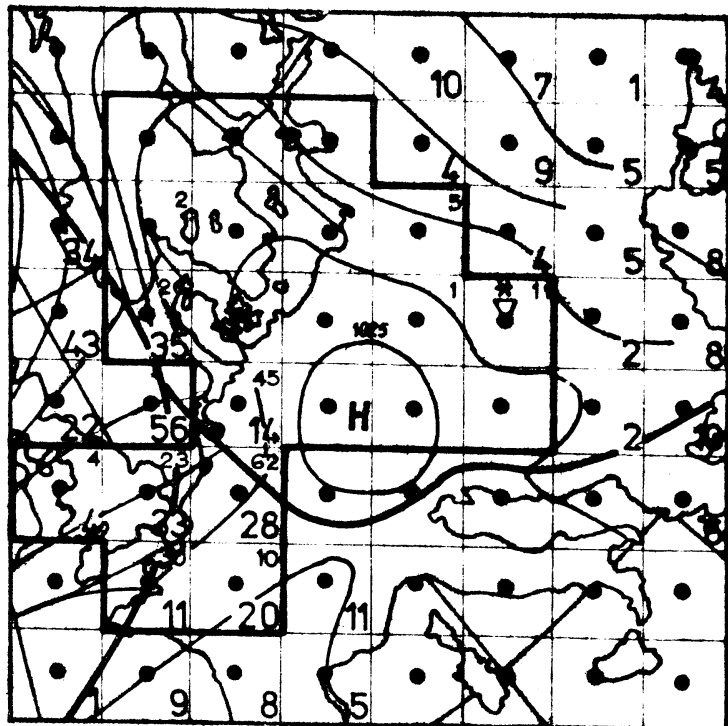
NS in 0,1 mm



NS0

Analyse:
4-12-70:0000 gmt

Prognose: +00 -- +06

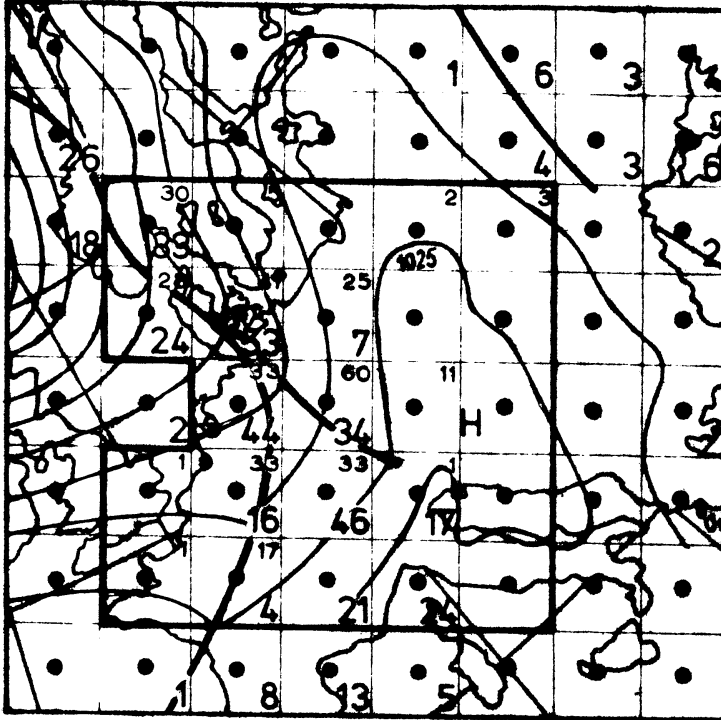


NS1

4-12-70:1200 gmt

Prognose: +06 -- +18

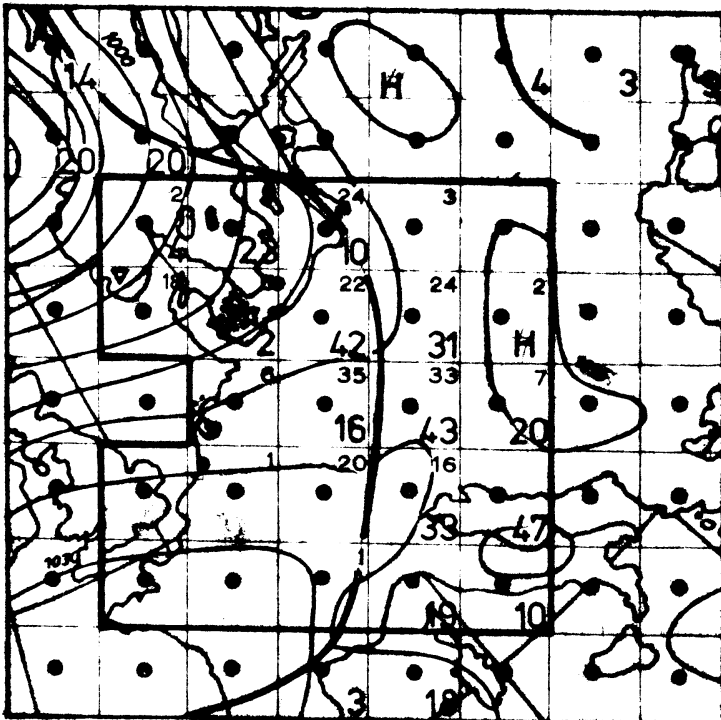
NS in 0,1 mm



Analyse:
5-12-70:0000 gmt

Prognose: +18-+30

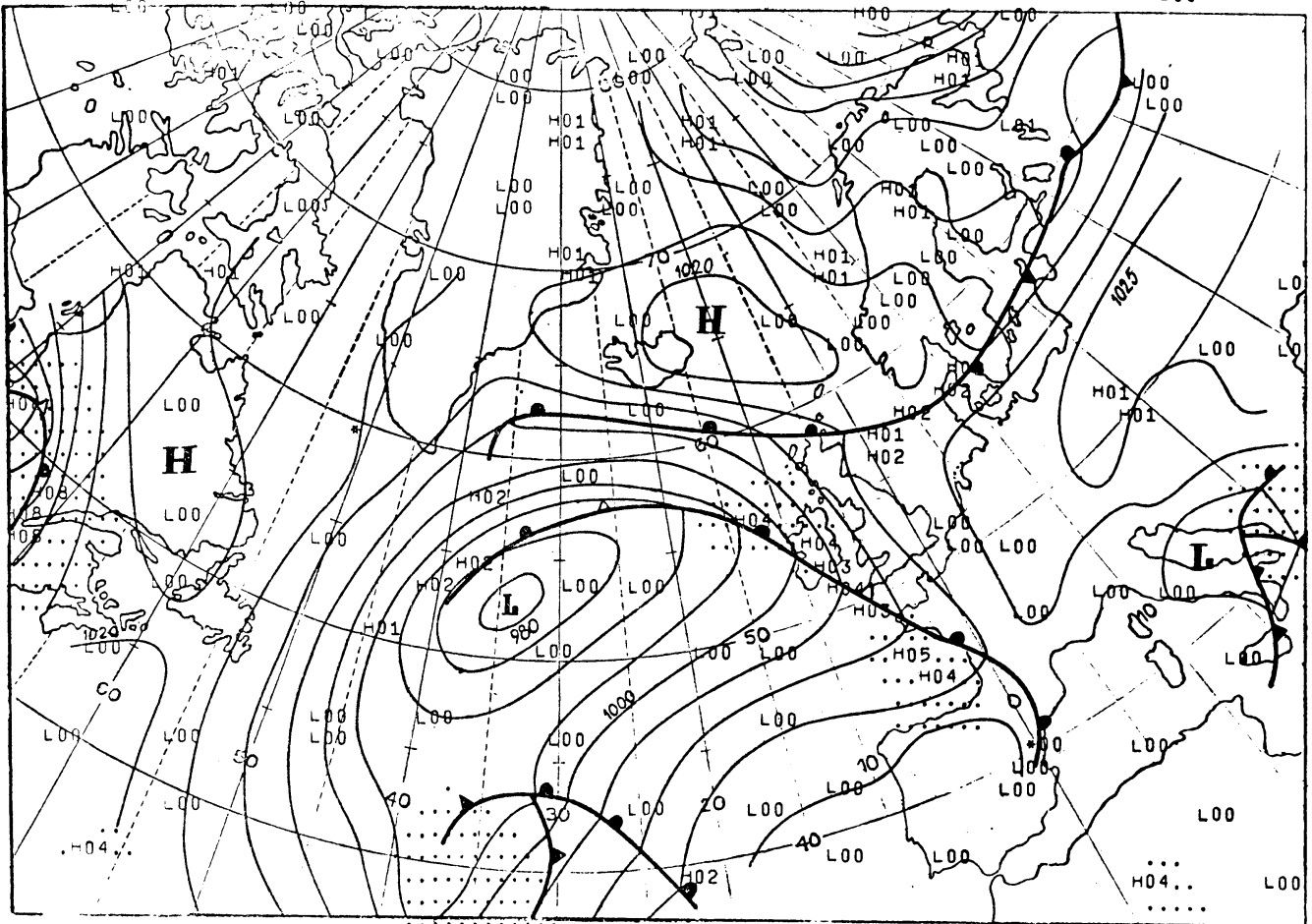
NS2



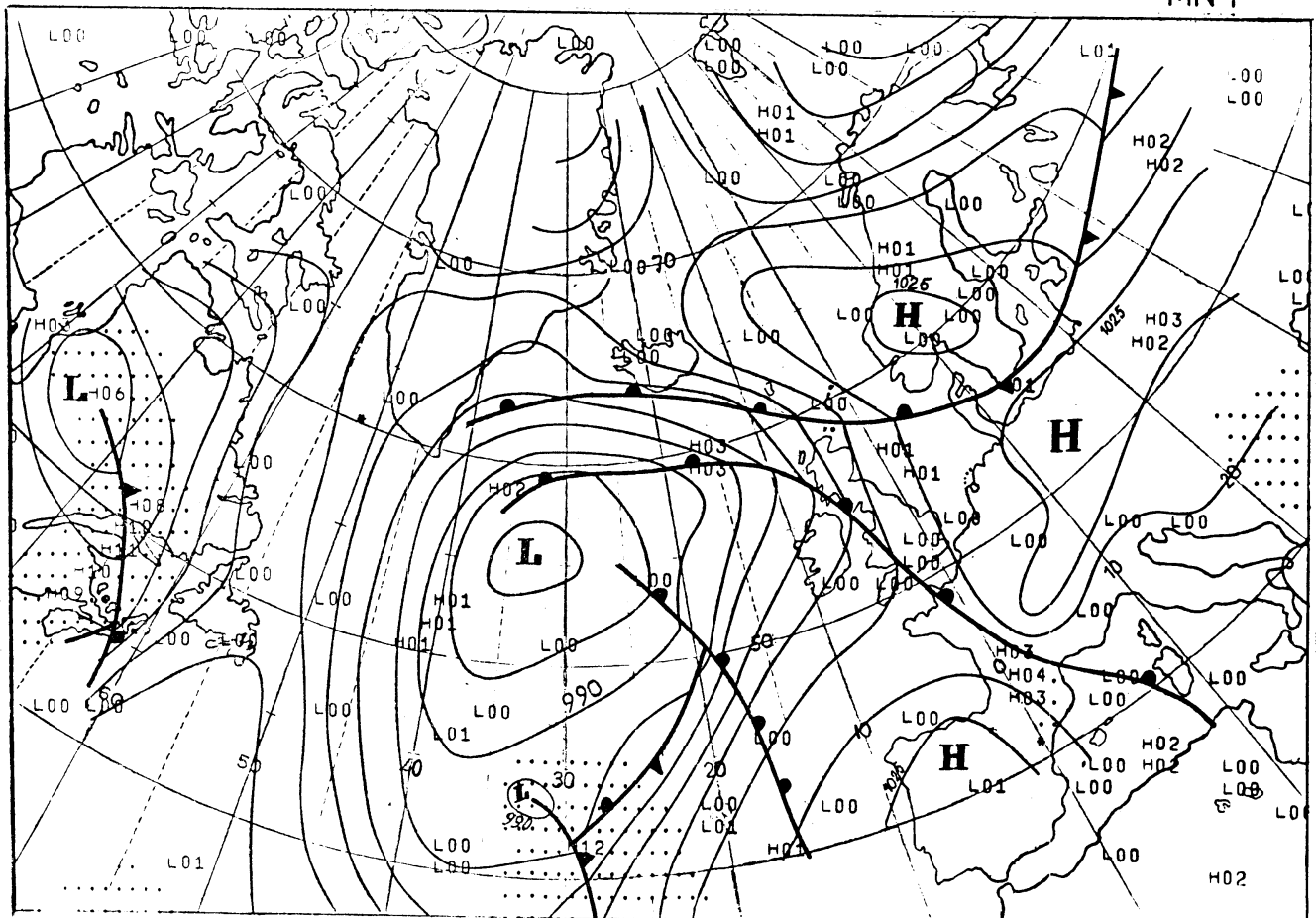
5-12-70:1200 gmt

Prognose: +30-+42

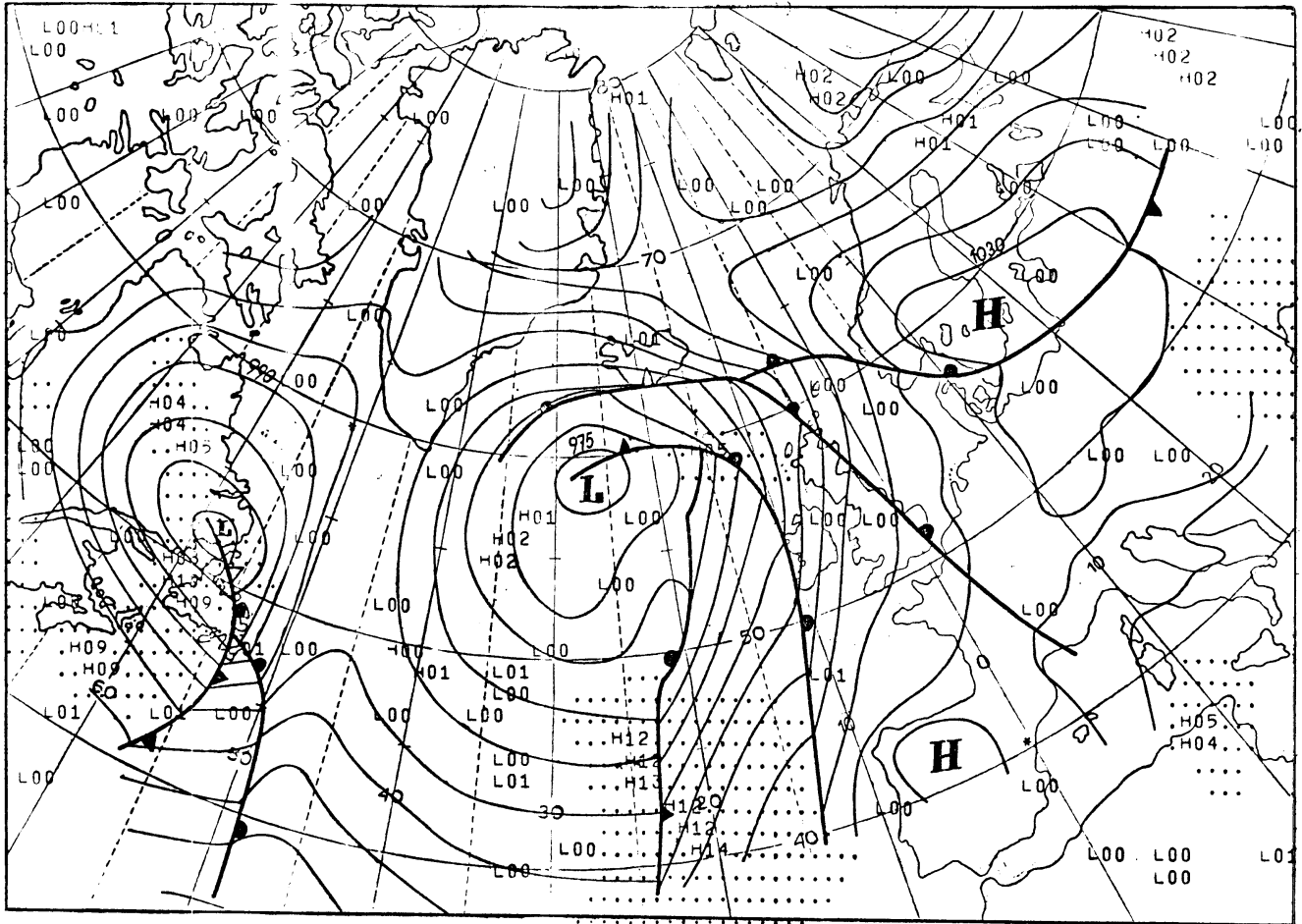
NS3



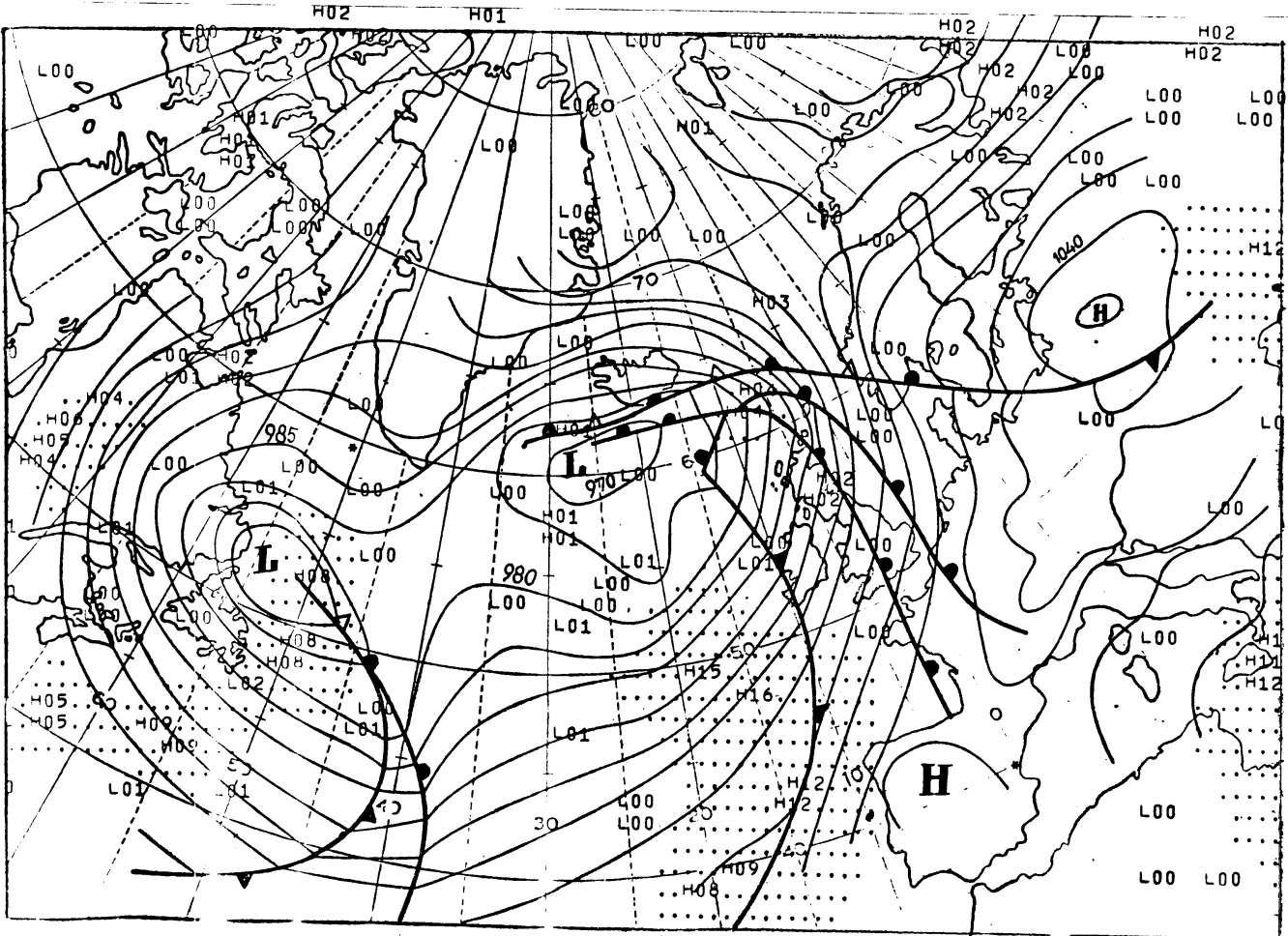
STIPPENBAND VAN +3 TOT+1003 PROG 50171 0 +12 MOMENTANE NEERSLAG MN 1



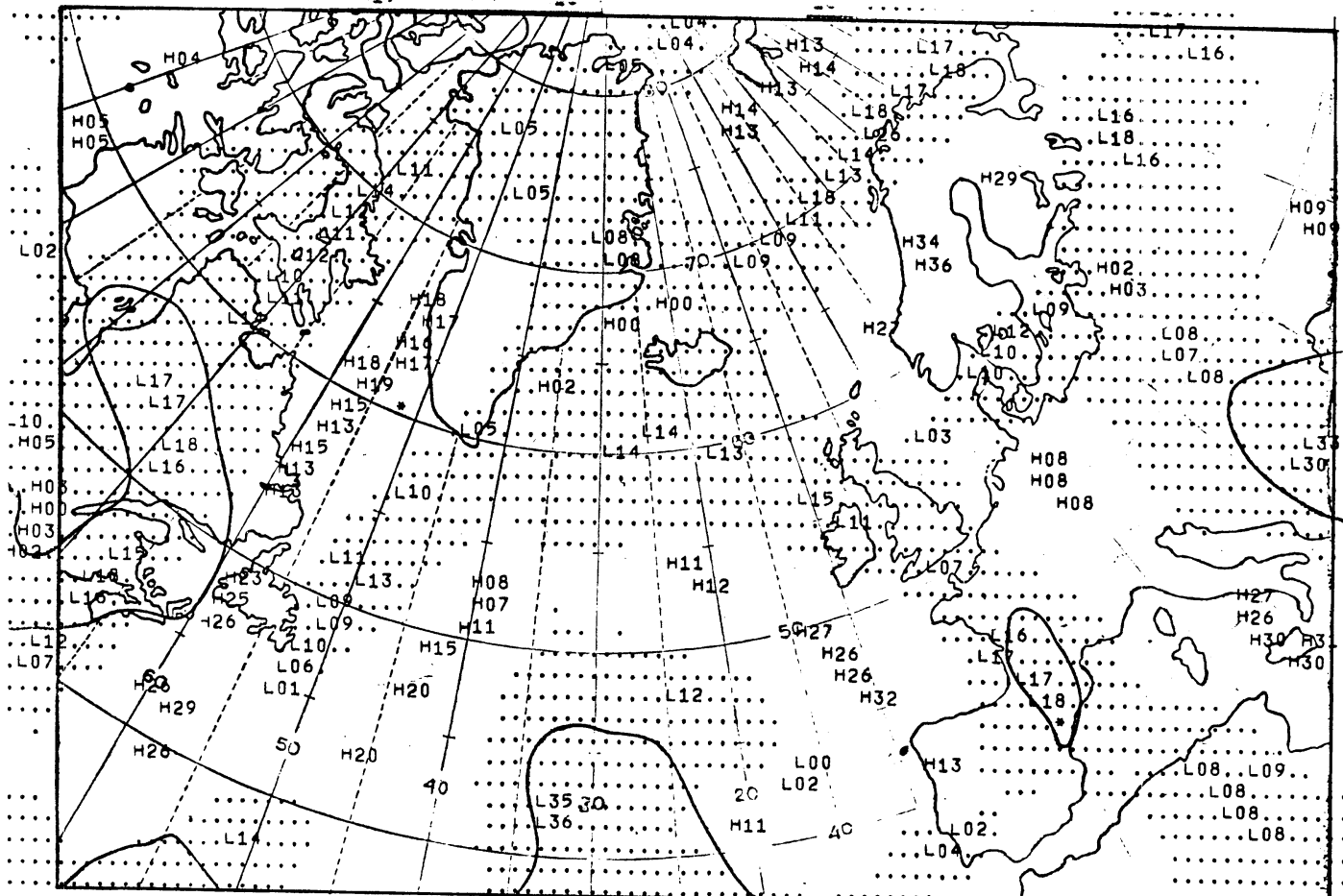
STIPPENBAND VAN +3 TOT+1003 PROG 50171 0 +24 MOMENTANE NEERSLAG MN 2



STIPPENBAND VAN +3 TOT+1003 PROG 50171 0 +36 MOMENTANE NEERSLAG MN 3

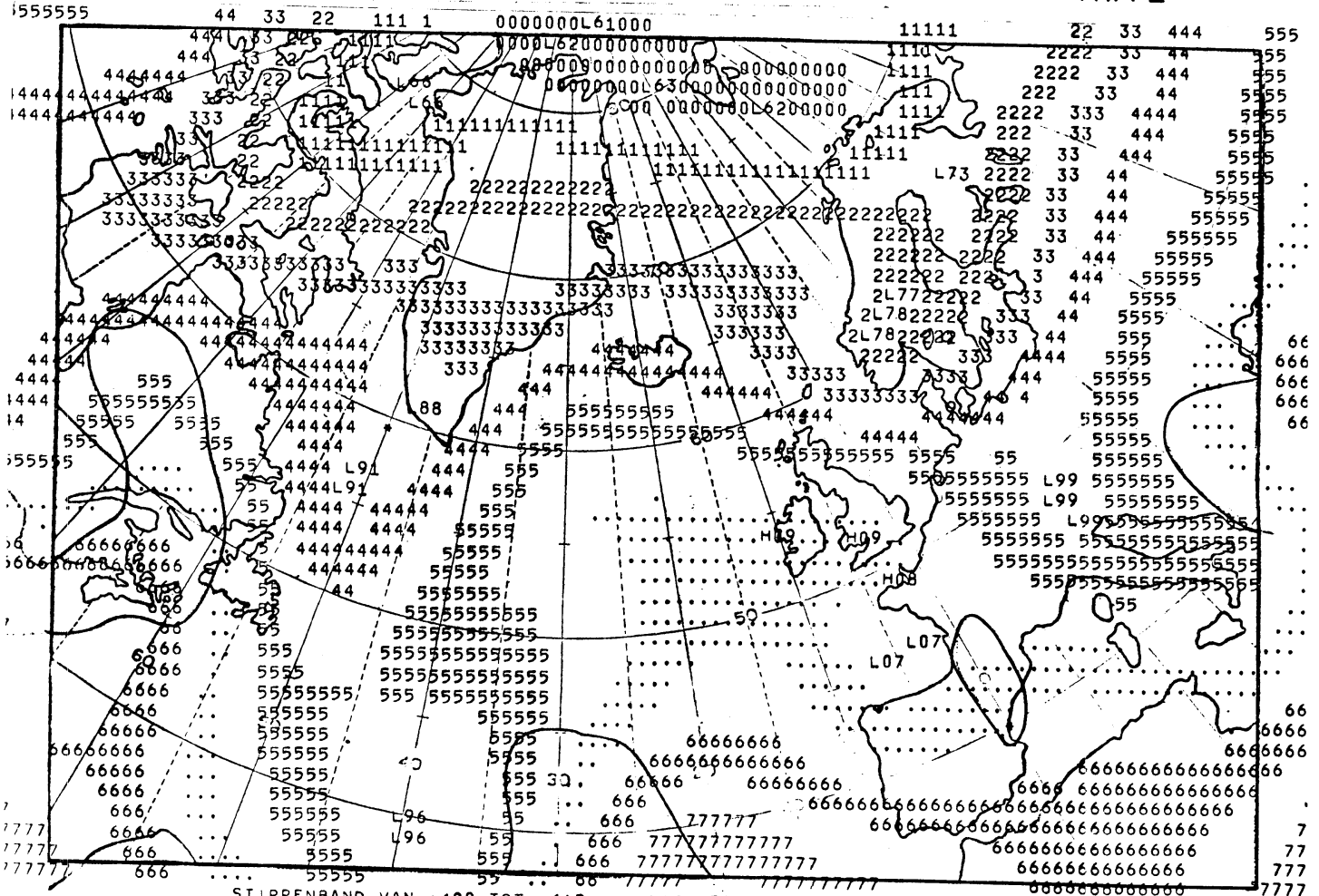


STIPPENBAND VAN +3 TOT+1003 PROG 50171 0 +48 MOMENTANE NEERSLAG MN 4



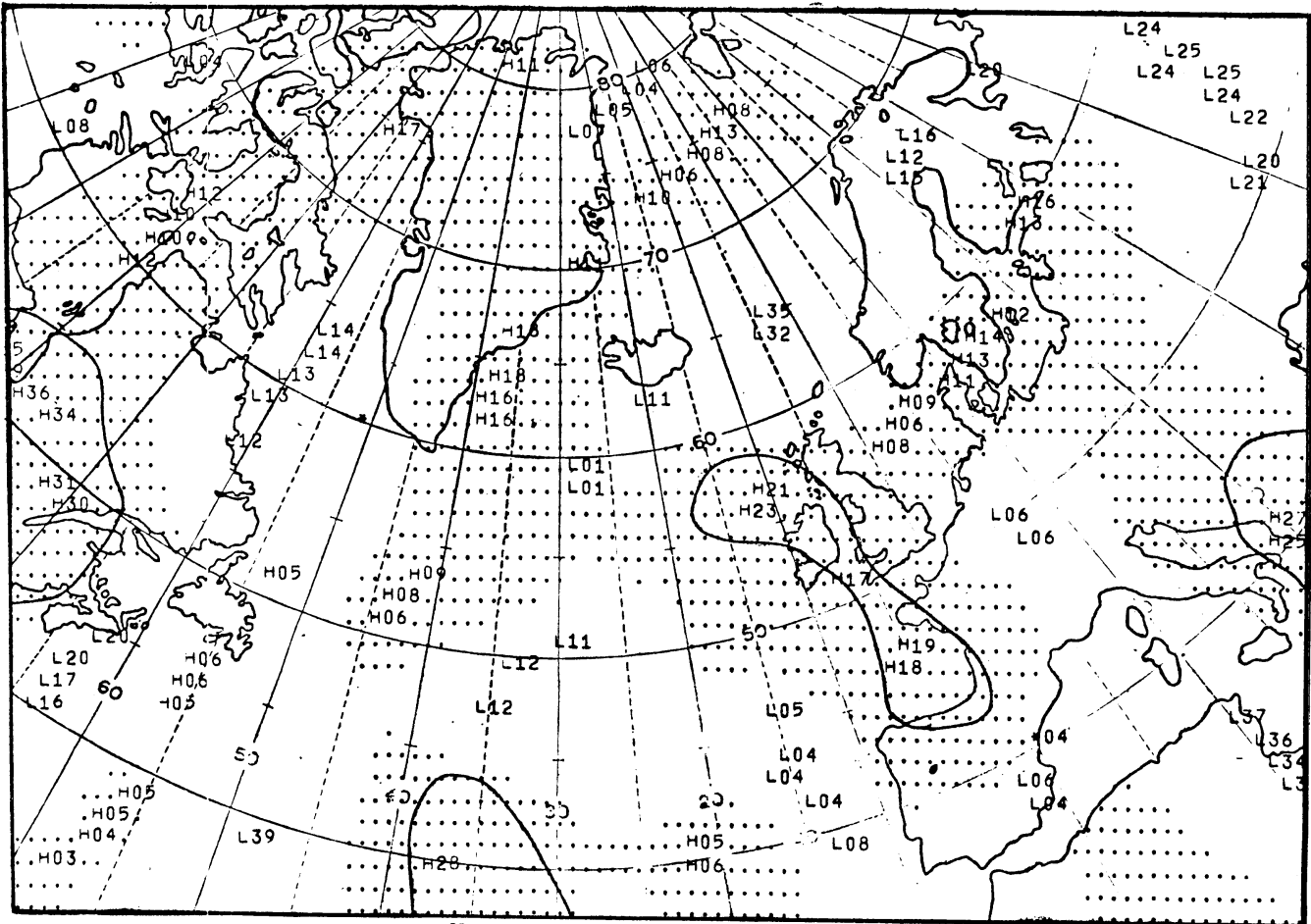
stippenband van -1000 tot -0 prog 50171 0 +24 RVA 500 mbar

RVA 2



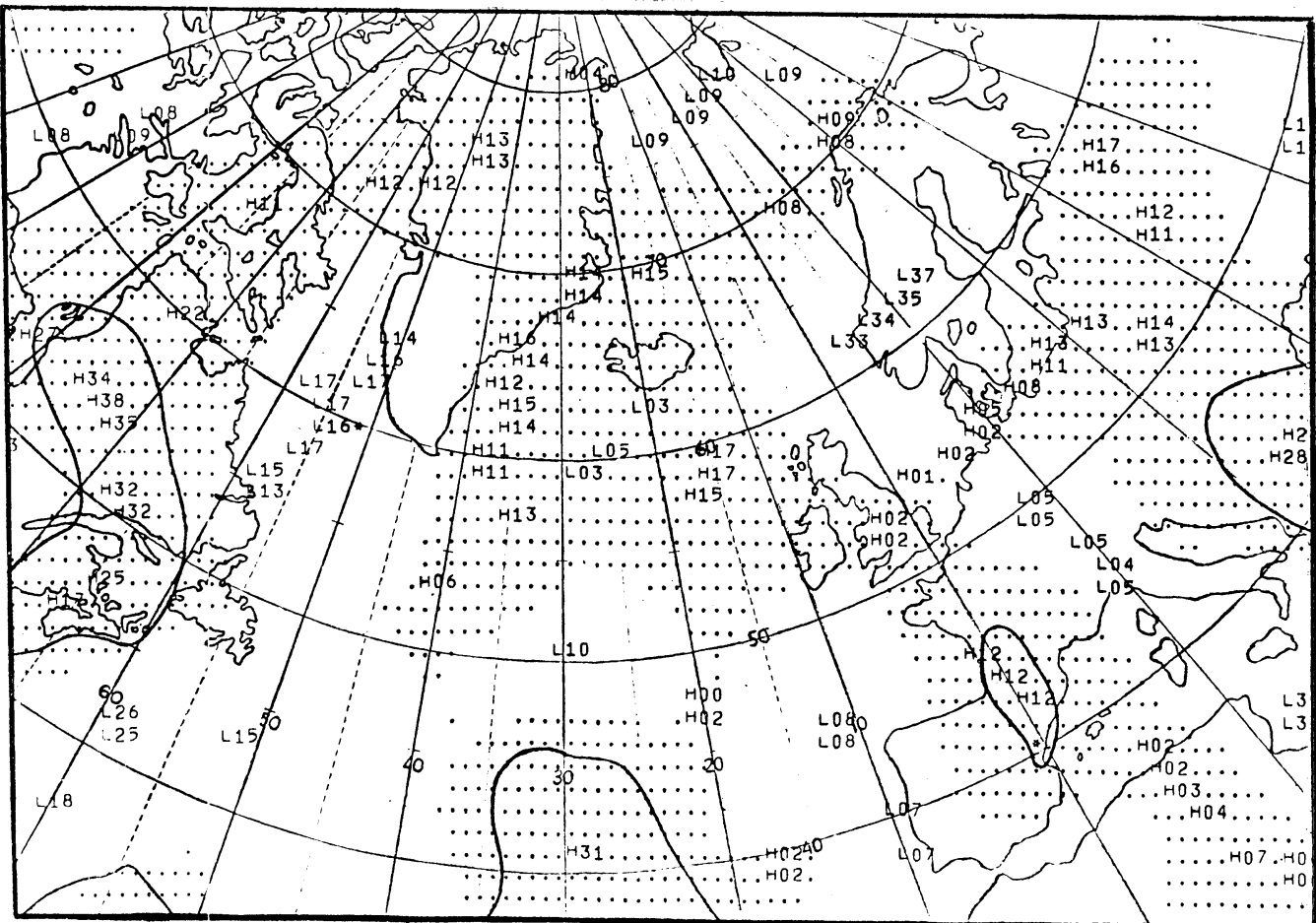
STIPPENBAND VAN +408 TOT +412 PROG 50171 0 +24 500-850 RELATIEF

Rel 2



Stippen voor $\int_{50}^{85} \omega dp \leq 0$ prog 50171 0 +12 gemiddelde verticale snelheid

VS1

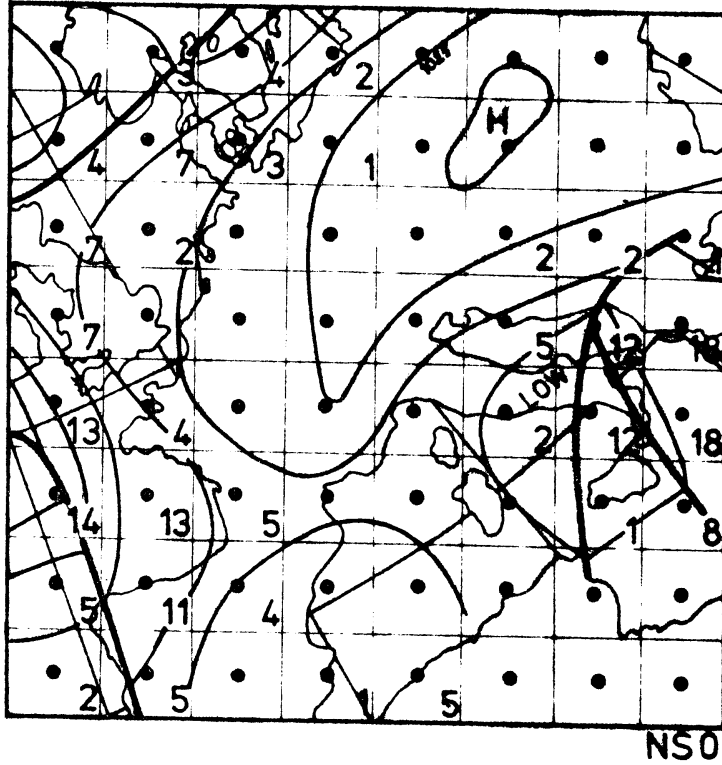


Stippen voor $\int_{50}^{85} \omega dp \leq 0$ prog 50171 0 +24 gemiddelde verticale snelheid

VS2

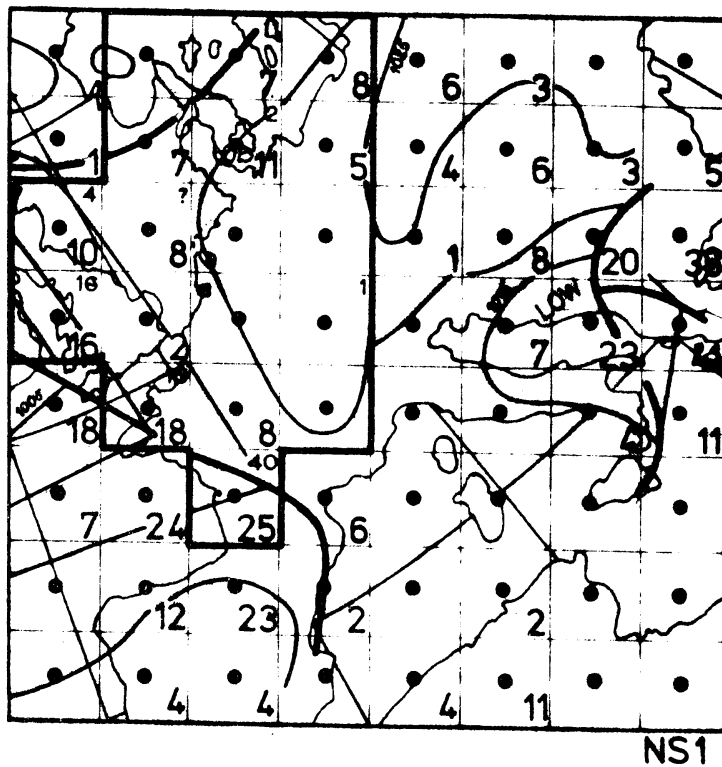
Tijdstip van uitgang: 5-1-71: 0000 gmt

NS in 0,1 mm



Analyse:
5-1-71:0000 gmt

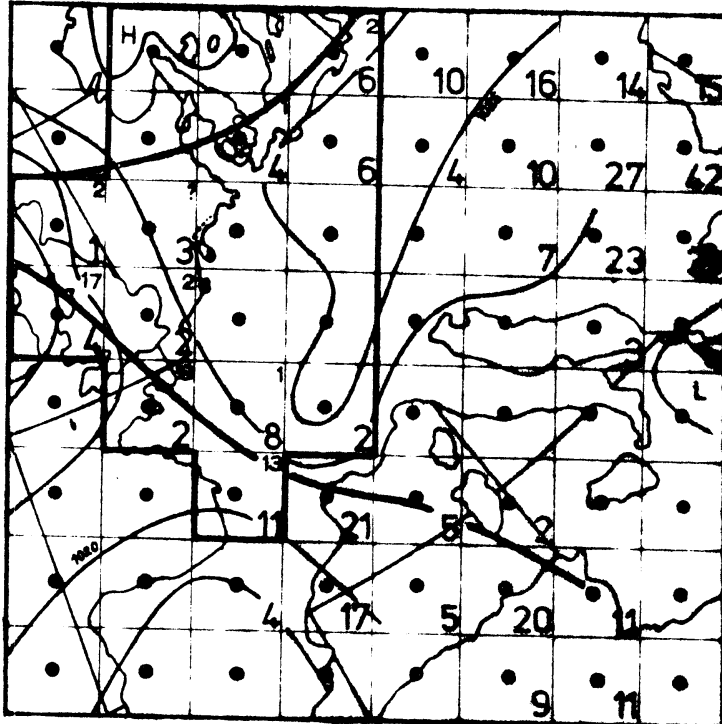
Prognose: +00 - +08



5-1-71:1200 gmt

Prognose: +06 - +18

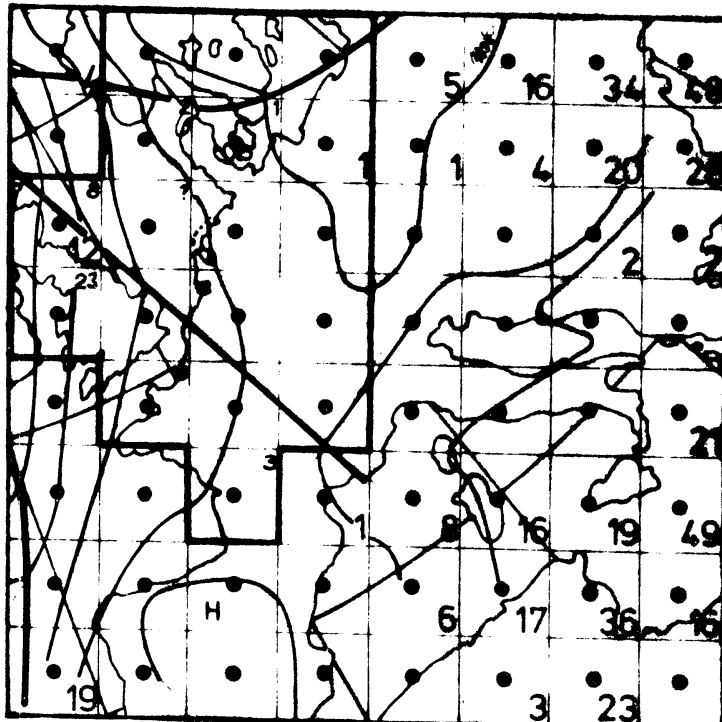
NS in 0,1 mm



Analyse:
6-1-71:0000 gmt

Prognose: +18 -- +30

NS 2



6-1-71:1200 gmt

Prognose: +30 -- +42

NS 3