

**KONINKLIJK NEDERLANDS
METEOROLOGISCH INSTITUUT**

VERSLAGEN

V - 354

C. J. van der Ham

Windmaxima op geringe hoogte in de atmosfeer.

Verslag van een voordracht gehouden op het
synoptisch symposium te De Bilt, november 1979.

De Bilt 1980

Publikatienummer: K.N.M.I. V-354(BV)

Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut,
Bureau Vakopleidingen,
Postbus 201,
3730 AE De Bilt,
Nederland.

U.D.C.: 551.554 :
551.557.6

C.J. van der Ham

Windmaxima op geringe hoogte in de atmosfeer

Volledigheidshalve worden in deze samenvatting ook de windmaxima van het nachtelijke type, die in een voordracht door A.G.M. Driedonks uitvoerig werden behandeld, kort samengevat.

(Zie Verslagen V-346)

1. Algemeen

1.1. Inleiding

Maxima in de windsnelheid (beschouwd op een bepaalde plaats en tijd als functie van de hoogte) blijken zich niet te beperken tot de bovenste lagen van de troposfeer. Ook op geringe hoogte (beneden 1500 m) komen banden en zones met hoge windsnelheden voor, waarvoor veelal de naam Low Level Jet wordt gebruikt. Deze windmaxima hebben echter lang niet altijd een langgerekte vorm en dus vaak geen echt jet-karakter.

Het is daarom meer geëigend om te spreken van windmaxima op geringe hoogte of windmaxima in de grenslaag.

De hier bedoelde windmaxima zijn qua snelheid niet zo spectaculair als de straalstromen in de hogere troposfeer. Maar snelheidsmaxima van omstreeks 50 kts (in extreme gevallen zelfs omstreeks 80 kts) in de onderste kilometers van de atmosfeer rechtvaardigen wel de belangstelling die sinds de vijftiger jaren voor dit fenomeen bestaat en het belang ervan voor met name de luchtvaart hoeft nauwelijks te worden onderstreept.

1.2. Definitie en indeling

Onder de hier te behandelen windmaxima in de grenslaag verstaan we duidelijke windmaxima van minstens 20 kts in de onderste 1500 m van de atmosfeer. Terwijl de wind van de grond af tot de hoogte van het maximum dus een flinke toeneming moet vertonen, moet in de laag boven het maximum een duidelijke afneming van de wind aanwezig zijn.

We zullen in het volgende onderscheid maken tussen drie typen van windmaxima:

1. Het nachtelijke type, dat in de nacht en vroege ochtend voorkomt bij situaties met ongestoord stralingsweer (situaties waarbij in- en uitstraling het weerbeeld beheersen).
2. Het synoptische type, dat in het bijzonder voorkomt in samenhang met fronten, maar dat ook los daarvan kan voorkomen.
3. Het orografische type, dat geheel of gedeeltelijk veroorzaakt wordt door terrein-invloeden.

2. Het nachtelijke type

2.1. Karakteristieke eigenschappen

Een bepaalde klasse van windmaxima op geringe hoogte (in de grenslaag) ontstaat bij ideaal stralingsweer gedurende de nacht in het binnenland. We noemen dit het nachtelijke type.

Een voorbeeld ervan geeft figuur 1. (Cabauw 06-12-1978, 06.00 GMT).

Enkele karakteristieke eigenschappen zijn de volgende:

1. Het windmaximum ontstaat enige tijd na zonsondergang en verdwijnt 's morgens enkele uren na zonsopkomst weer snel.
2. Het windmaximum wordt aangetroffen op een hoogte die vaak beneden 200 m ligt (ongeveer ter hoogte van de bovenzijde van de nachtelijke temperatuurinversie).
3. Aan het aardoppervlak is de windsnelheid gering (< 6 kts).
4. Er is dus in de onderste paar honderd meter van de atmosfeer een grote V.W.S. (Vertical Wind Shear), soms meer dan 10 kts/100 m.
5. In het windmaximum is de windsnelheid supergeostrofisch.

2.2. Dagelijkse gang bij stralingsweer

Bij het stralingsweertype dat gunstig is voor het ontstaan van een nachtelijk windmaximum op geringe hoogte (NWM) is er een groot verschil tussen het vertikale windprofiel overdag en 's nachts. Men kan dit zien in figuur 2.

Tegenover de nachtsituatie met een sterke windtoename met de hoogte in de onderste paar honderd meter tot een maximum op de inversiehoogte en daarboven weer een afneming van de wind, staat overdag een slechts geringe toename van de wind met de hoogte in de onderste paar honderd meter en een lichte afneming daarboven.

De dagelijkse gang van de wind op verschillende hoogten toont bij stralingsweer karakteristieke verschillen.

Aan het aardoppervlak vindt men de bekende toeneming van de wind overdag, maar op enige hoogte (300 - 1000 m) valt op heldere dagen juist een belangrijke afneming van de wind waar te nemen. Ook de windrichting vertoont op deze hoogte een dagelijkse gang die tegengesteld is aan die bij het aardoppervlak.

2.3. Ontstaanswijze

De oorzaak van dit zeer verschillende windgedrag op verschillende hoogten moeten we zoeken in de vertikale temperatuuropbouw van de grenslaag. Overdag leidt de onstabiliteit tot een grote vertikale uitwisseling van horizontale impuls in de grenslaag. Er treedt een uitwisseling op tussen de lagen met een sterk door de wrijving geremde en gekrompen wind bij het aardoppervlak en de lagen met vrijwel geostrofische wind op ongeveer een kilometer hoogte.

Voor de grondwind betekent dit een toeneming en ruiming in de loop van de ochtend, maar voor de wind op enige hoogte betekent het juist een afneming en lichte krimpings.

Vanwege deze afremming heeft de wind op enige hoogte overdag sterke ageostrofische componenten. Wanneer 's avonds de impulsuitwisseling ophoudt, valt deze afremming weg en begint de stroming zich aan de drukgradiënt aan te passen.

Door traagheids- en Corioliseffecten, die als de belangrijkste oorzaak van het NWM moeten worden beschouwd, beschrijft de windvector dan een ellips om de geowindvector, met de grootste ellipsdoorsnede vlak boven de grond waar de afremming overdag het sterkst was. (zie verslag Driedonks, figuur 4.).

Het gevolg van deze oscillatie is een geprononceerd windmaximum dat een voorkeurspositie heeft ter hoogte van de top van de nachtelijke inversie. (Blackadar 1957).

De windsnelheid slaat in de loop van de oscillatie dus door naar super-geostrofische waarden.

In verschillende gevallen zijn windsnelheden van ruim 1,5 maal de geostrofische wind waargenomen.

Volgens theoretische beschouwingen bereikt de oscillatie zijn maximale waarde na verloop van π/f sec., dit is op onze breedte ongeveer 7 uur. Rekent men deze uren vanaf zonsondergang dan verkrijgt men geen goede overeenstemming met de waarneming. Betere resultaten bereikt men door te rekenen vanaf het tijdstip van overgang van onstabiele naar stabiele verticale opbouw, hetgeen enkele uren voor zonsondergang ligt.

Het verschijnsel is sterker naarmate de dagelijkse gang in de stabiliteit groter is, dus bij onbewolkt weer op voldoende afstand van de zee. Het NWM komt nog sterker tot uiting indien de geostrofische wind met toenemende hoogte afneemt ten gevolge van de thermische wind. Dit is het geval als koude lucht aanwezig is ter rechterzijde van de geostrofische wind, zodat de thermische wind tegengesteld is aan de geostrofische wind. De grootte-orde van de thermische windcorrectie is 2 kts per 100 m bij een thermische gradiënt van 3 °C per 100 km horizontale afstand.

2.4. Verdere bijzonderheden

Ter hoogte van het snelheidsmaximum vertoont de wind te Cabauw (200 m meetmast) tevens een richtingsverandering, die 30 tot 60 graden bedraagt. De invloed van de dagelijkse stabiliteitsgang op de wind in de gehele grenslaag komt duidelijk tot uiting in de dagelijkse gang van de hoek tussen drukgradiënt en wind in de oppervlaktelaag (figuur 3).

De aanwezigheid van een NWM kan dus worden vermoed, indien ondanks een flinke geowind de grondwind 's avonds sterk afneemt en meer dan 40 ° krimpt ten opzichte van de drukgradiëntrichting, met andere woorden een sterke dagelijkse gang in de wind kan wijzen op een nachtelijk windmaximum.

Het NWM beslaat vaak een uitgestrekt gebied en heeft eigenlijk geen jet-karakter, zodat het daarbij niet helemaal juist is om te spreken van een low-level-jet.

Wat het verloop gedurende de nacht betreft, zijn er aanwijzingen dat het windmaximum in de nanacht in het algemeen wat naar beneden komt (lager komt te liggen).

Samenhangend hiermee neemt de VWS in de nanacht verder toe en bereikt rond zonsopgang zijn maximum.

Tenslotte kan nog worden opgemerkt, dat de afbraak van het nachtelijke windmaximum in de ochtend veel sneller plaats vindt dan de opbouw ervan in de avond. Dit is het gevolg van de convectie die al vrij snel na zonsopgang begint en die bij het bereiken van het niveau van het nachtelijke windmaximum, 2-3 uur na zonsopgang, dit geheel en al opruimt (figuur 4.).

2.5. Conclusies

1. Bij het opstellen van gedetailleerde windsnelheidsverwachtingen voor de onderste kilometer van de atmosfeer, dient men rekening te houden met de mogelijkheid van een windmaximum op laag niveau.
2. Bij het nachtelijke type geeft de naam al aan dat het zich vrijwel uitsluitend tijdens de nachturen en de vroege ochtend voordoet.

3. Een eventueel NWM is niet of nauwelijks te bepalen met behulp van radarwindgegevens.
4. Men moet speciaal op het ontstaan van een NWM verdacht zijn bij situaties met een grote dagelijkse gang, met name in de stabiliteit en de wind.
5. Het gedrag van de 10 meter wind geeft belangrijke indicaties. Een NWM kan worden vermoed indien in de avond de wind op 10 m hoogte sterk afneemt, ondanks een nog aanwezige drukgradiënt, en als de richting meer dan 40° gekrompen is ten opzichte van de isobaren.
6. Als de geostrofische wind afneemt met de hoogte, zal dit een zich vormend NWM kunnen versterken.

LITERATUUR

- Blackadar A.K., (1957) Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. Bull.Am.Met.Soc. 38, 283-290.
- Thorpe A.J. en Guymer T.H., (1977) The nocturnal jet. Quart.journ.Roy.Met.Soc., 103, 633-653.
- Driedonks A.G.M., (1975) Structure of the atmospheric boundary layer under several conditions of stability. In: Bericht über das 9. SPAAZ seminar 1975, Hierschegg, Duitsland.
- Nieuwstadt F.T.M. en Driedonks A.G.M., (1979) The nocturnal boundary layer: a case study compared with model calculations. J.Appl.Met. 18, 1397-1405.
- Driedonks A.G.M., (1980) Het optreden van een nachtelijke windmaximum op lage hoogte. Verslagen KNMI. V-346.

3. Het synoptische type

3.1. In samenhang met fronten

3.1.1. Inleiding

De ervaring heeft geleerd dat in de omgeving van scheidingsvlakken (frontvlakken) in de onderste lagen van de atmosfeer grote verticale windscheringen kunnen worden aangetroffen.

Piloten hebben er herhaaldelijk over gerapporteerd. Meetmasten leveren tegenwoordig nauwkeurige metingen van wind en temperatuur in de onderste paar honderd meter. Van de lagen daarboven staan ons meestal alleen radiosonde-waarnemingen en radarwindgegevens ter beschikking waarmee lagen met verticale windscheringen en de grootte daarvan moeilijk te bepalen zijn.

Het meest nauwkeurig zijn meetseries die tijdens bijzondere onderzoeksprojecten zijn verricht.

Bij de behandeling van de frontale gevallen is het nodig onderscheid te maken tussen verticale windscheringen bij warmtefronten en die bij koufronten. In het volgende zullen deze elk afzonderlijk worden behandeld.

3.1.2. Vertikale windscheringen en windmaxima bij warmtefronten

Deze windscheringen doen zich aan de voorzijde van, en meestal vrij dicht bij het grond-warmtefront voor, in de daar slechts dunne koude luchtlaag onder de frontale inversie die op geringe hoogte ligt. In de ondiepe koude grondlaag is de windschering dan groot. Men kan hierbij denken aan gevallen met stagnerende koude "plaklagen", maar ook bij grotere windsnelheden komen deze prefrontale verticale windscheringen wel voor. Voor het tot stand komen van een LMW van dit type, is enerzijds de frontale inversie op geringe hoogte van belang, met daaronder stabiele opbouw, sterk wrijvingseffect en grote VWS, en anderzijds een tegengesteld gerichte thermische wind op enige hoogte (deze veroorzaakt de afneming van de wind aan de bovenzijde van het windmaximum).

Hier volgen enkele voorbeelden:

- a. V.W.S. op vliegveld München-Riem op 17 november 1972, 12.00 GMT. Zoals uit bijgaand kaartje (figuur 5.) blijkt, lag er op dat tijdstip een lagedrukgebied boven Noord-Frankrijk met een uitloper naar Zuid-Duitsland langs een warmtefront dat zich van Reims naar het gebied vlak ten zuiden van München uitstreekte. Aan de noordzijde van dit front waren de temperaturen 1 tot 4 °C, ten zuiden ervan kwamen in de warme lucht temperaturen van 13-15 graden Celsius voor.

Op het vliegveld München-Riem wordt bij het oplaten van de radiosonde om 12.00 GMT nog een zwakke grondinversie waargenomen (5 °C op geringe hoogte en 7 °C op 400 m hoogte). (figuur 6.).

De wind waait op 10 m hoogte uit richting 170° met snelheid 4 knopen. Op ongeveer 800 m hoogte is de wind 260° met 70 knopen. De verticale windschering is dus aanzienlijk. Op 400 m (de hoogte van de zwakke inversie) werd een windsnelheid van 50 kts gemeten. De windschering in de onderste 400 m bedroeg dus ongeveer 11 knopen per 100 meter. Dat op 800 m werkelijk sprake is van een windmaximum blijkt uit de afneming van de wind boven dit niveau tot 58 knopen op 2500 m. (Ontleend aan F. Weber (1974)).

- b. Naderbij komend ijszelffront, De Bilt 20 januari 1979, 12.00 GMT. Het betreft hier een warmtefront-occlusie behorende bij een depressie bij ZW-Ierland (figuur 7a). Het front bereikte om 12.00 GMT Vlissingen en bewoog in noordelijke richting. De ijzel die aan het front voorafging begon te De Bilt omstreeks 14.00 GMT. De radiosonde waarneming van De Bilt, toont een temperatuurinversie tussen 220 en 410 m en een nog sterkere inversie tussen 410 en 560 m. (figuur 7.). Tussen 200 en 400 m kwam een berekend windmaximum van ruim 26 meter per seconde voor. Theoretisch zou men het windmaximum op iets grotere hoogte verwachten (aan de top van de inversie). Het maximum ligt ook belangrijk boven de geostrofische windsnelheid, die 17 meter per seconde bedraagt, en is dus waarschijnlijk iets te hoog. Het kan echter als een aanduiding van een duidelijk windmaximum aan de voorzijde van een warmtefront-occlusie worden beschouwd.

LITERATUUR

- F. Weber Zum Problem des Lowel Jet im nördlichen Alpen Vorland. 1974. Fächliche Mitteilung 178.
- C.J. van der Ham Windmaxima aan de bovenzijde van de grenslaag gedurende de winter 1978-1979. V-verslag KNMI 336, 1980.

3.1.3. Vertikale windscheringen bij koufronten

Windmaxima op geringe hoogte met de daarbij behorende verticale windscheringen komen aan de voorzijde van koufronten herhaaldelijk voor. Bij een studie van koufronten boven Zuidoost-Engeland in 1962 constateerde Miles dat er dikwijls een smalle tong van warme lucht geadvecteed wordt vlak voor het grondkoufront door een eveneens smalle band van zuidelijke winden. Op hoogten tussen 900 en 850 mbar kwam in deze luchtstroom vaak een windmaximum voor van 50 tot 60 kts. Soms kwamen enkele van deze low level jets naast elkaar voor, maar de krachtigste werd altijd vlak voor het koufront aangetroffen. De breedte van deze jets was ongeveer 200 km, de diepte een paar km en de lengte soms meer dan 1000 km.

Deze gegevens zijn afkomstig van Browning en Harrold, die tussen 1970 en 1973 een studie van deze jets maakten.

Omdat deze LLJ's belangrijke hoeveelheden warmte, impulsmoment en waterdamp transporteren, spraken ze van "conveyor belts" (ned."transportband"). (figuur 8.).

De zijwaartse begrenzing van een dergelijke jet aan de kant van het koufront was steeds bijzonder scherp. Radarwaarnemingen toonden aan die zijde een smalle, zeer duidelijke, twee dimensionale band met zware regen. Deze regenband was slechts 2 km breed en reikte niet hoger dan 3 km. Deze band werd veroorzaakt door krachtige convectie, die door Browning en Harrold "line convection" werd genoemd.

De verticale windschering in de conveyor belt bedroeg in verschillende gevallen ongeveer 10 kts per 100 m. Deze bevond zich vooral in de onderste 600 meter.

De winden in deze LLJ's zijn in geostrofisch evenwicht. Isallobarische effecten en effecten van de dagelijkse gang zijn van ondergeschikte betekenis. Een tweetal voorbeelden van het LLJ-fenomeen bij koufronten geeft figuur 9.

LITERATUUR

Miles M.K., 1962

"Wind, temperature and humidity distribution at some cold fronts over S.E. England.
Q.J. 88, p 286-300.

Browning K.A. and
Pardee C.W., 1973

Structure of low-level jet streams ahead of mid-latitude cold fronts.
Q.J. 99, p 619-638.

3.2. Niet in de nabijheid van fronten

Ook in ondiepe koude grondlagen onder een laagliggende inversie, die niet voorkomen in de nabijheid van fronten en die evenmin het gevolg zijn van nachtelijke afkoeling, komen soms grote V.W.S. voor in verband met windmaxima op geringe hoogte. Deze situaties lijken vrij veel op de onder 3.1.2. behandelde situaties aan de voorzijde van warmtefronten.

Een goed voorbeeld hiervan werd gevonden bij F. Weber (1977). Het betreft de situatie van 15 maart 1969 te Hannover. De radiosonde- en windwaarnemingen zijn weergegeven in figuur 10, de weersituatie in figuur 10a.

Er heerste op die dag een oostelijke stroming aan de rand van een Scandinavisch hogedrukgebied ten noorden van een koufront dat van Wenen via Frankfort naar Antwerpen loopt. Zoals uit de radiosondemetingen blijkt, is de koude grondlaag minder dan 1 km dik. De V.W.S. in de onderste paar honderd meter van de atmosfeer is de gehele dag groot. Speciaal echter om 12.00 GMT wanneer op 320 meter boven de grond een windmaximum van 44 kts wordt gemeten (richting 100°) tegen 090° met 20 kts aan het aardoppervlak. De V.W.S. is dus in deze laag omstreeks 8 kts per 100 m.

Een vergelijkbaar geval behandelt C. Freytag (1978) in zijn artikel "Zur Struktur des Low Level Jet". Het betreft de situatie van 25/26 april 1974. Interessant is hier de grote horizontale uitgebreidheid (figuur 11.).

Volgens Freytag besloeg het windmaximum een gebied met een lengte van ruim 1000 km en een breedte van 400 km.

Uit nader onderzoek is gebleken, dat laagliggende windmaxima regelmatig voorkomen in ondiepe koude grondlagen bij oostelijke wind.

In de winter 1978/1979 deden zich minstens 5 situaties van deze soort voor, waarvan hierbij enkele voorbeelden zijn weergegeven.

Geval 1: 19 januari 1979, 00.00 GMT

Op dat tijdstip heerst een krachtige oostelijke luchtstroming tussen een hogedrukgebied boven Rusland en Scandinavië en een lagedrukgebied bij de NW-punt van Spanje. (figuur 12a.).

Tussen 440 en 560 m bevindt zich een inversielaag, die de onderste koude luchtlaag begrenst (figuur 12.). Het windmaximum zit volgens de radarwindwaarnemingen iets lager, namelijk iets onder 350 m. Zowel eronder als erboven komt een grote V.W.S. voor.

Geval 2: 14 februari 1979, 12.00 GMT

Bijzonder interessant is het geval van 14 februari 1979, 12.00 GMT. (figuur 13 en 13a.). De waarnemingen werden gedaan tijdens een sneeuwstorm, die volgde op een inval van koude lucht uit het noordoosten, die ruim 12 uur tevoren was begonnen.

Het complexe maximum vertoont 2 pieken, waarvan de onderste (door berekening bepaald) mogelijk aan de hoge kant is. We mogen aannemen dat het windmaximum op ongeveer 800 m, dat samenvalt met de op die hoogte beginnende inversielaag, het eigenlijke maximum is.

De afname van de wind aan de bovenzijde van het windmaximum vertegenwoordigt een krachtige thermische wind. Tussen 840 en 1780 m bedraagt deze 200° met 16 kts. Hij heeft een belangrijke component tegengesteld aan de windrichting op deze niveaus (gemiddeld 055°).

Essentieel voor het voorkomen van dit type blijkt:

- a. Een laagliggende inversie
- b. Een windrichting met oostcomponent

De hoogte van het windmaximum komt meestal overeen met de hoogte van de inversie.

De afneming van de wind boven de inversie houdt verband met de ligging van de koudere lucht aan de rechterzijde van de stroming. De thermische wind is dan tegengesteld aan de werkelijke windrichting. Omdat bij oostelijke wind de rechterzijde overeenkomt met de noordzijde en de diepere en grotere kou zich gewoonlijk aan die zijde bevindt, komt dit type windmaximum op laag niveau het meest voor bij oostelijke windrichtingen. Bij kou-invallen uit noordoost tot oost ontstaat het windmaximum eerst op geringe hoogte (koude laag nog erg dun).

In de loop van de tijd komt het geleidelijk hoger te liggen naar gelang de koude grondlaag dikker wordt.

In principe zou het hier besproken type windmaximum bij alle windrichtingen kunnen voorkomen, als bij een laagliggende inversie de thermische wind maar tegengesteld gericht is.

Hiertoe kunnen soms ook de temperatuurverschillen tussen land en zee aanleiding geven of bijdragen. Bij warme zee (t.o.v. het land, dus van oktober tot maart) zou de thermische wind in de Nederlandse kustzone (ruim genomen, soms heel Nederland) NO zijn, als alleen de land-zee-temperatuurverschillen een rol spelen.

In dat geval zouden ZW winden, die bij stabiele gelaagdheid in deze tijd van het jaar een sterke V.W.S. dicht bij de grond zouden vertonen, daarboven door de NO thermische wind weer afnemen en aldus zou een duidelijk windmaximum kunnen ontstaan.

Een dergelijk geval deed zich voor op 3 januari 1979 om 18.00 GMT (figuur 14 en 14a.).

Er lag op dat moment een hogedrukgebied in de omgeving van Luxemburg. Boven Nederland was een ondiepe koude luchtlaag aanwezig, die om 18.00 uur ongeveer 200 m dik was. Op die hoogte lag een scherpe inversie. De ZW winden vertonen een maximum op ongeveer 300 m (26 kts). De afneming van de wind boven dat maximum komt overeen met een thermische wind van 020° met 10 kts. Deze past goed bij de temperatuurverdeling bij het aardoppervlak (figuur 15.). Het isothermen verloop in de niveaus tussen 400 en 800 m, is niet bekend. De hogere temperaturen in het NW van Nederland zijn duidelijk het gevolg van de instroming van minder koude lucht van zee.

LITERATUUR

Freytag, C., 1978

Zur Struktur des Low Level Jet.
Meteor. Rundschau 31, 16-24.

F. Weber, 1977

Niedertroposphärische Windmaxima
über Hannover. Fachliche Mitteilungen Nr. 184.

4. Het orografische type

4.1. Inleiding

Alvorens windmaxima op geringe hoogte van het orografisch type te behandelen, moet worden opgemerkt dat er wellicht nauwelijks gevallen zijn waarbij de orografie de enige oorzaak van het windmaximum is. Veelal zullen orografische en andere factoren samenwerken. Omgekeerd zullen gevallen met windmaxima van het nachtelijke of het synoptische type vaak mede beïnvloed worden door de orografie. Zo speelde bijvoorbeeld in de gevallen die F. Weber onderzocht op het vliegveld München-Riem de nabijheid van het Alpenmassief ongetwijfeld een, mogelijk zelfs belangrijke, rol. Gevallen waarbij de orografische omstandigheden van overheersend belang zijn, zullen we onder het orografisch type rangschikken.

4.2. Enkele gevallen

4.2.1. De originele LLJ in het middenwesten van de V.S.

De in de onderste niveaus van de atmosfeer in het middenwesten van de V.S. voorkomende windmaxima, zijn niet alleen zeer opvallende fenomenen, maar ze zijn bovendien sterk orografisch beïnvloed. Het is dan ook geen wonder dat deze windmaxima het eerst zijn ontdekt en bestudeerd en dat de naam Low Level Jet van deze windmaxima afkomstig is. Enkele van de eerste gedetailleerde waarnemingen van deze low level jets werden gedaan door Means (1952, 1954) die windmaxima beneden 1 km identificeerde en in verband bracht met goed ontwikkelde tongen van vochtige warme lucht (conveyor belt ?) aan de voorzijde van over de V.S. oostwaarts bewegende troggen. Bonner (1965) berekende voor deze windmaxima een gemiddelde hoogte van 800 m en gemiddelde snelheid van 27 meter per seconde met in bijzondere gevallen maxima tot 30 meter per seconde. (zie ook figuur 16). Deze low level jet wordt in veel gevallen sterk beïnvloed door nachtelijke effecten, maar komt toch ook wel overdag voor. (figuur 17). De primaire oorzaak van deze LLJ moet volgens Wexler worden gezocht in het algemene stromingspatroon, waarbij rond een groot hogedrukgebied een ondiepe luchtlaag westwaarts stroomt om vervolgens door de aanwezigheid van de Rocky Mountains naar het noorden te worden afgebogen, waarbij het jet-karakter ontstaat.

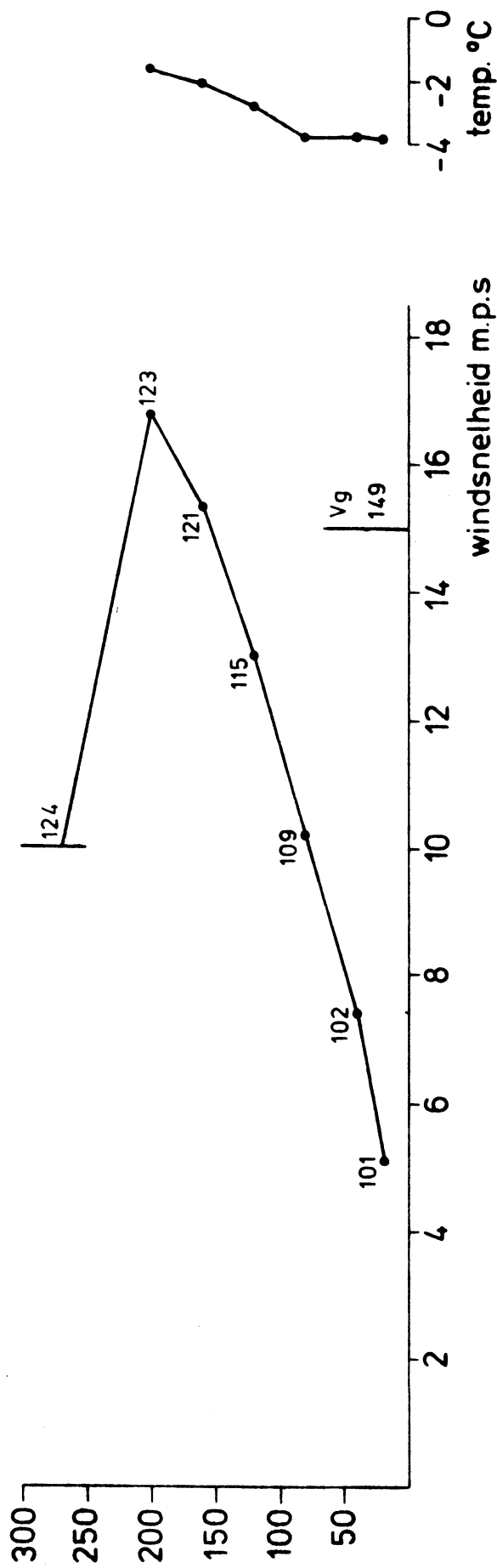
4.2.2. De Somali LLJ

Langs de kust van Oost-Afrika werd in de zestiger jaren in de zomermaanden ook een opmerkelijke low level jet gevonden door Findlater, die hierover verschillende studies publiceerde (o.a. 1979). Deze LLJ loopt langs de noordpunt van Madagascar, waar hij een zuidoostelijke richting heeft, naar de kust van Kenia, waar hij ombuigt naar het noorden (Somalië) en zijn grootste snelheid bereikt. Hij wordt hier sterk orografisch beïnvloed door de Z-N lopende bergketen in Oost-Afrika. De zuidoostelijke tot zuidelijke stroming zelf transporteert vochtige warme lucht waarboven op grotere hoogte (boven 3 km) drogere lucht aanwezig is. Het windmaximum ligt op gemiddeld 1,5 km hoogte en heeft een gemiddelde snelheid van 25 meter per seconde met soms maxima tot 50 meter per seconde. Soms ligt het maximum echter al tussen 300 en 600 m (zie geval juli/augustus 1966 figuur 18.) met een aanzienlijke V.W.S. eronder. Een duidelijk beeld geeft ook de dwarsdoorsnede van de situatie ten oosten van Nairobi op 4 juli 1977 (figuur 19.).

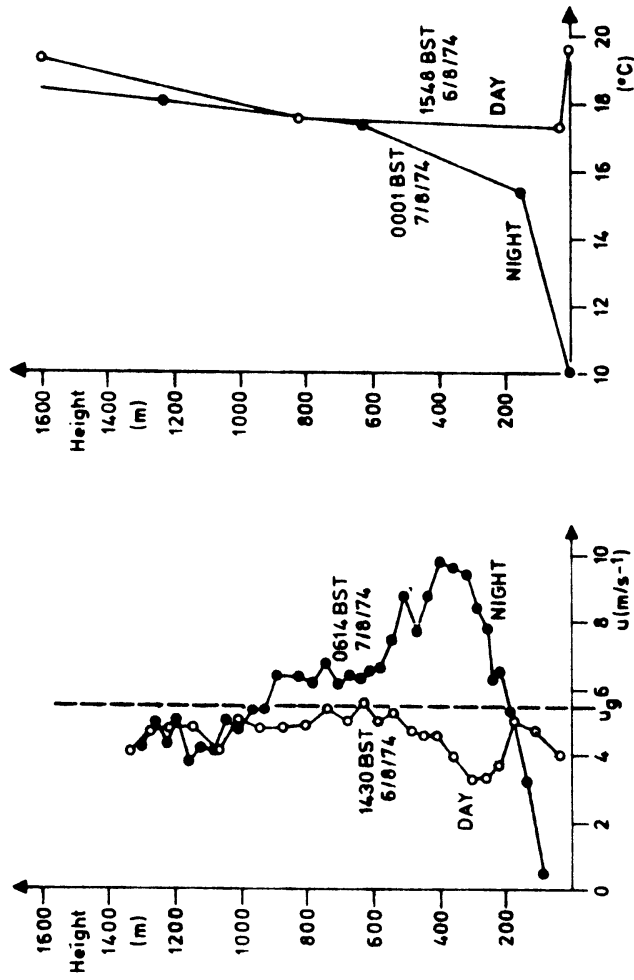
LITERATUUR

- Means L.L., 1954
A study of mean Southerly wind-maximum in low levels associated with a period of summer precipitation in the Mid-west. Bull. Am. Met. Soc. 35, 166.
- Bonner W.D., 1965
Statistical and kinematical properties of the low-level jet stream. SMRP Res. Paper No. 38.
- Peagle and Rasch, 1973
Three dimensional characteristics of diurnally varying boundary layer flow. Monthly weather Review, 101, p 747.
- Findlater, J., 1969
A major low level air-current near the Indian Ocean during the northern summer. Q.J. 95, 362.
- J. Hart e.a., 1978
Aerial observations of the East African Low-Level-Jet Stream. M.W.R. 106, p. 1714.
- Bonner e.a., 1968
Kinematics of the LLJ. J appl.Met. 7, 1968, p. 339.

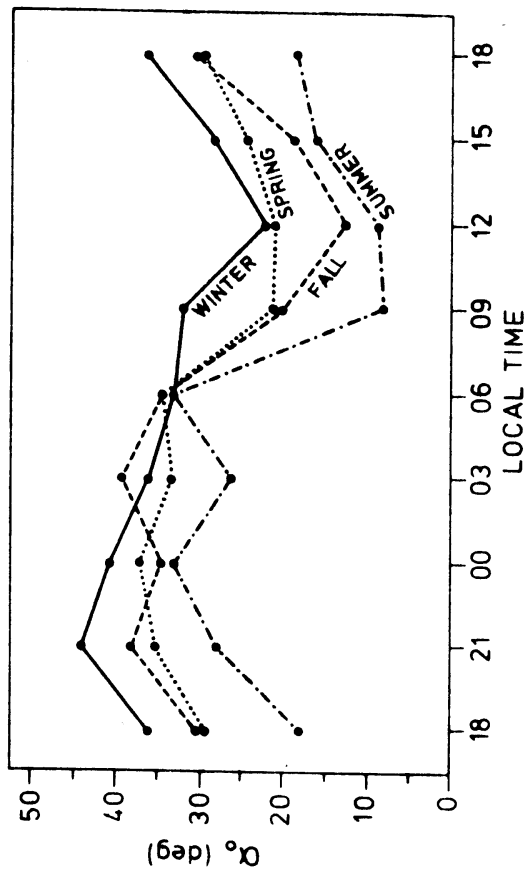
06 - 12 - 1978 0600 GMT



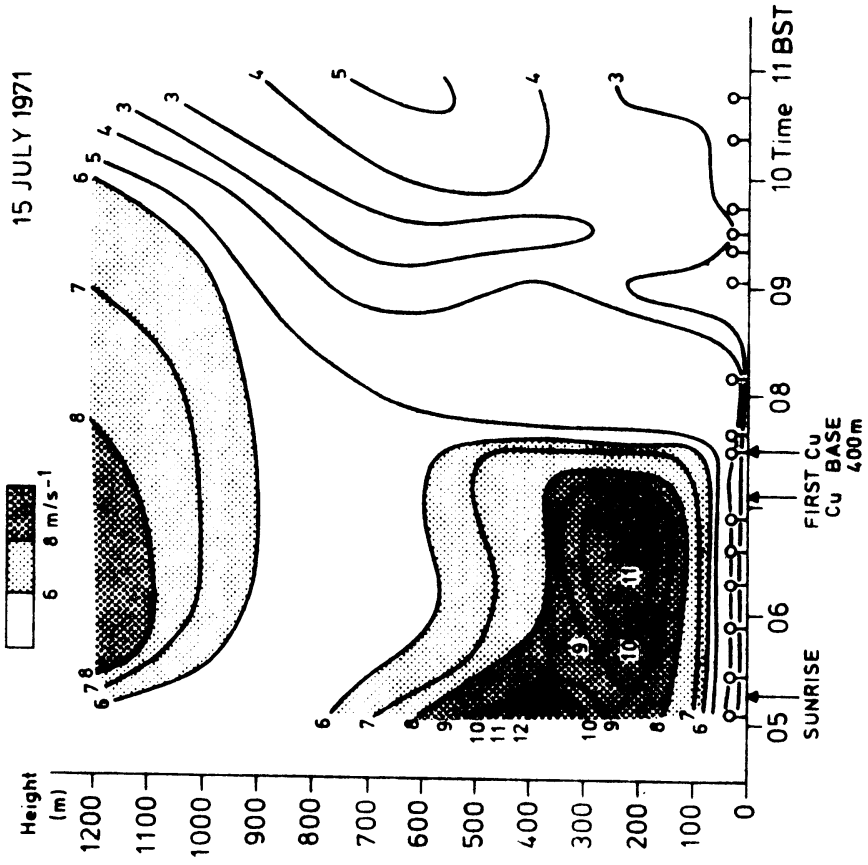
Figuur 1. Wind- en temperatuurverloop in de onderste 200 m op 6-12-1978 om 06.00 GMT te Cabauw en wind tussen 200 en 350 m hoogte volgens RAWIN waarneming te De Bilt. De cijfers bij de windsnelheids kromme geven de windrichting in graden. Vg is de waarde van de geostro-fische wind.



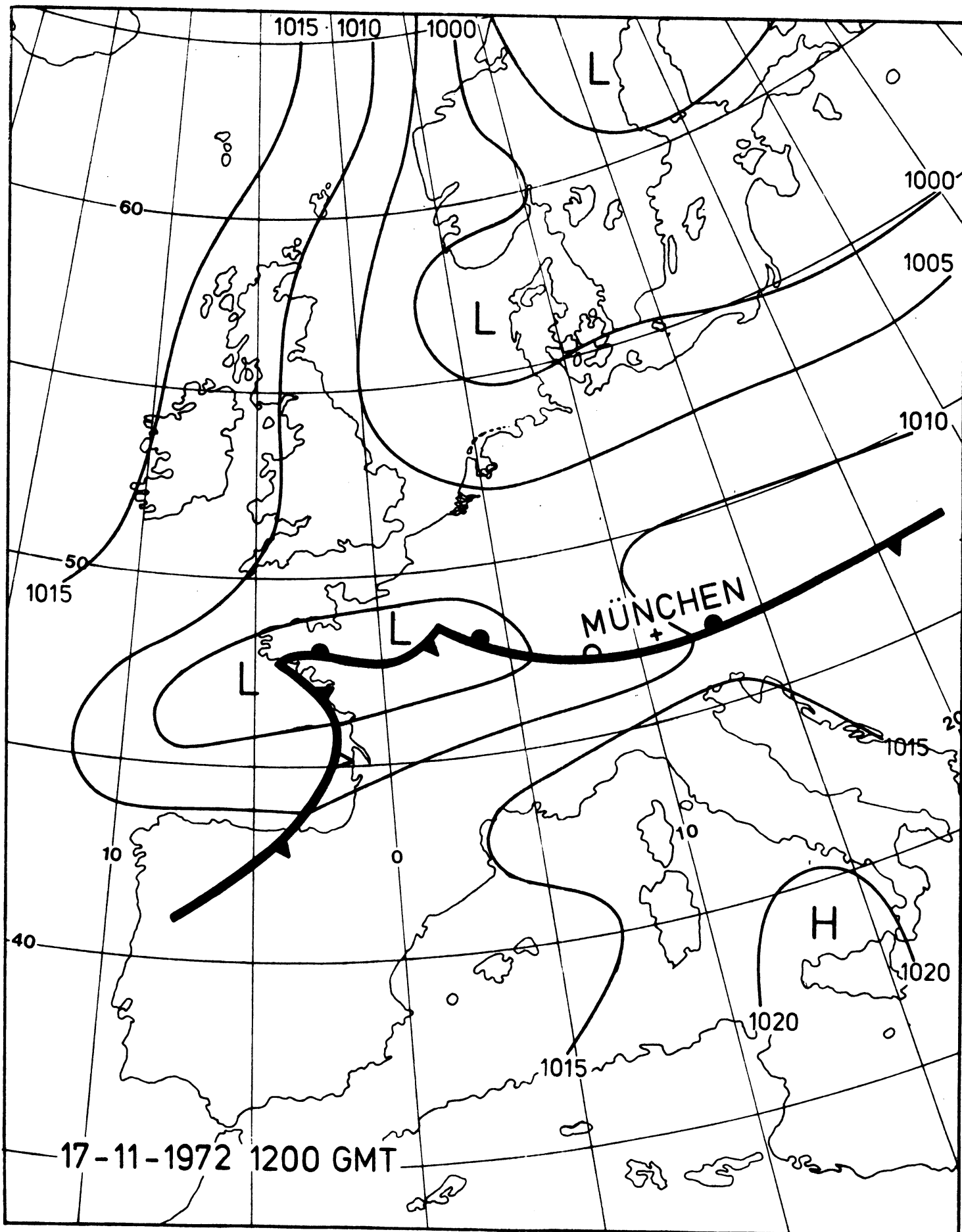
Figuur 2. Windprofiel op 6 augustus 1974 overdag (14.30 BST) en op 7 augustus 's nachts (06.14 BST) in de omgeving van Ascot (Engeland) met de dichtstbij waargenomen profielen van de potentiële temperatuur (Thorpe and Guymer 1977).



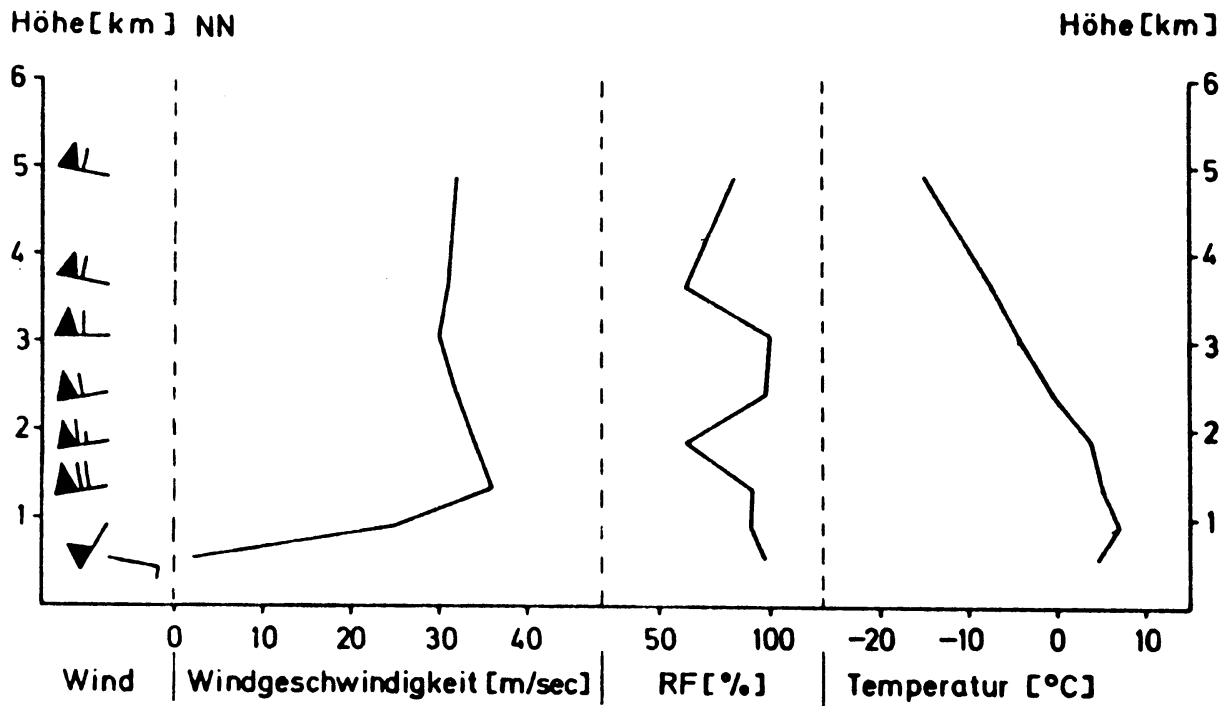
Figuur 3. Gemiddelde dagelijkse gang van de hoek tussen isobaren en grondwind in de zuidelijke Verenigde Staten (Hoxit 1975).



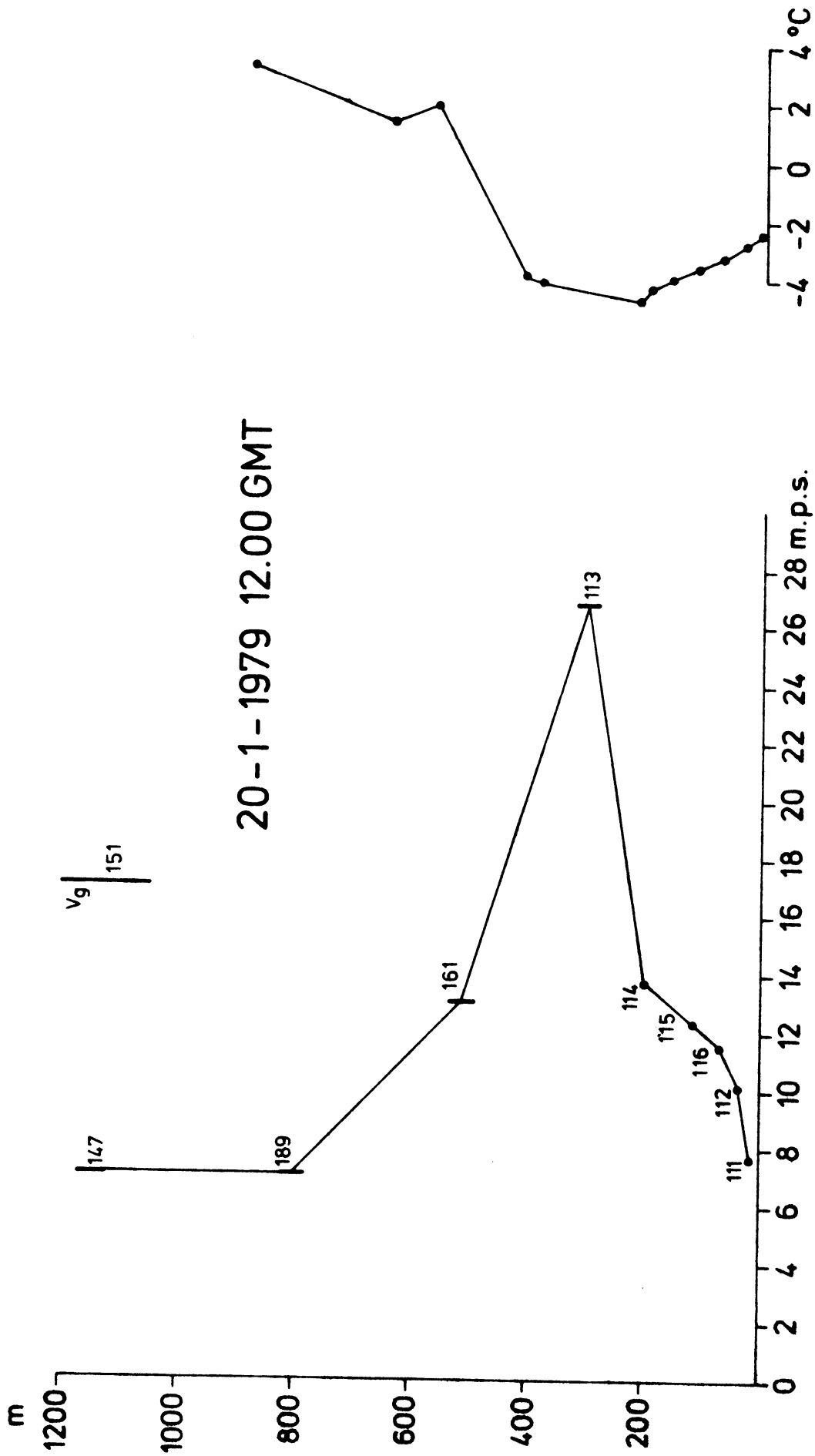
Figuur 4. Tijd-hoogte diagram van de windsnelheidscomponent evenwijdig aan de richting van de geostrofische wind in de omgeving van Ascot op 15 juli 1971 (Thorpe and Guymer 1977).



Figuur 5. Weersituatie op 17 november 1972 om 12.00 GMT in West-Europa.

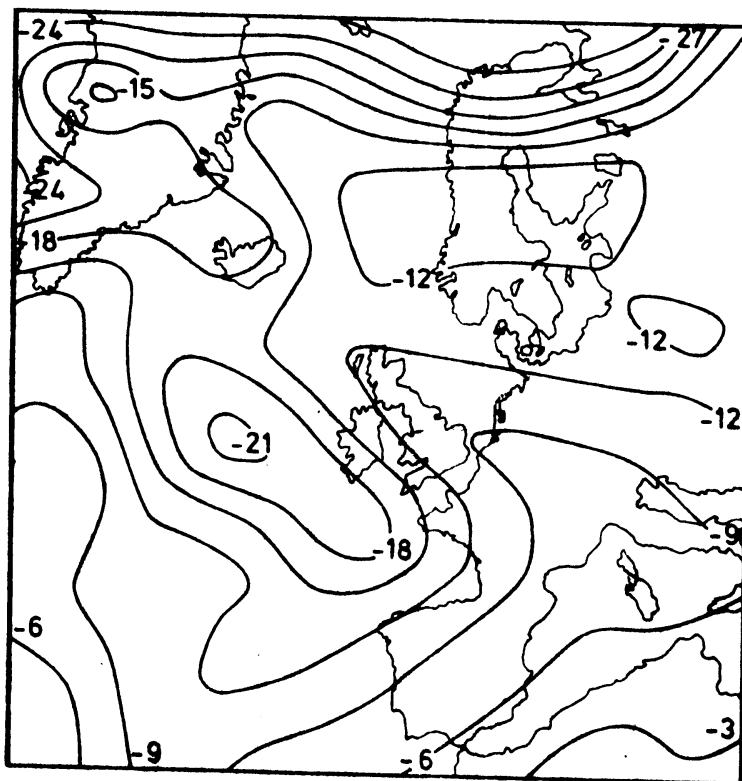
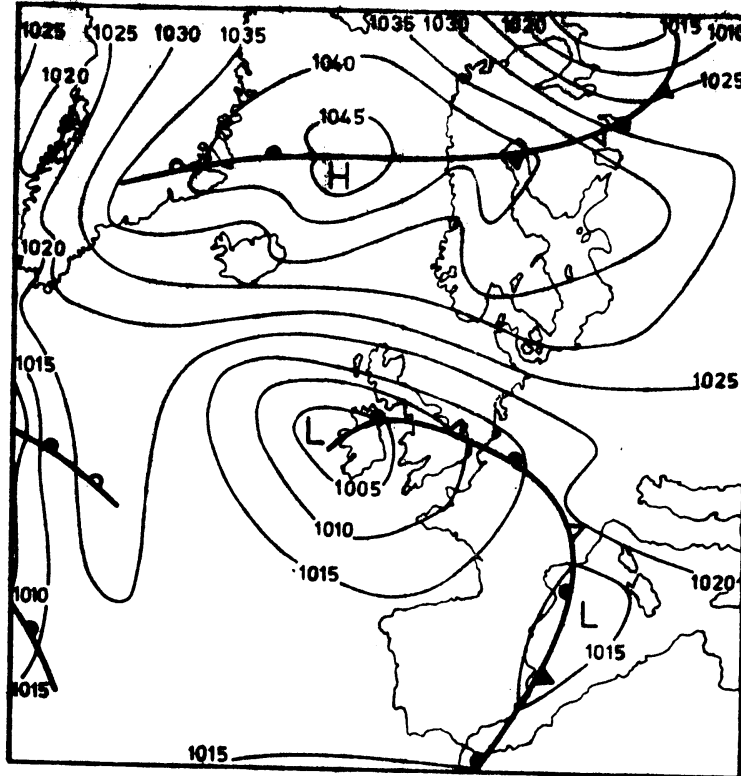


Figuur 6. Gegevens van wind, temperatuur en relatieve vochtigheid in de onderste 5 km op 17 november 1972 om 12.00 GMT te München (Weber, 1974).

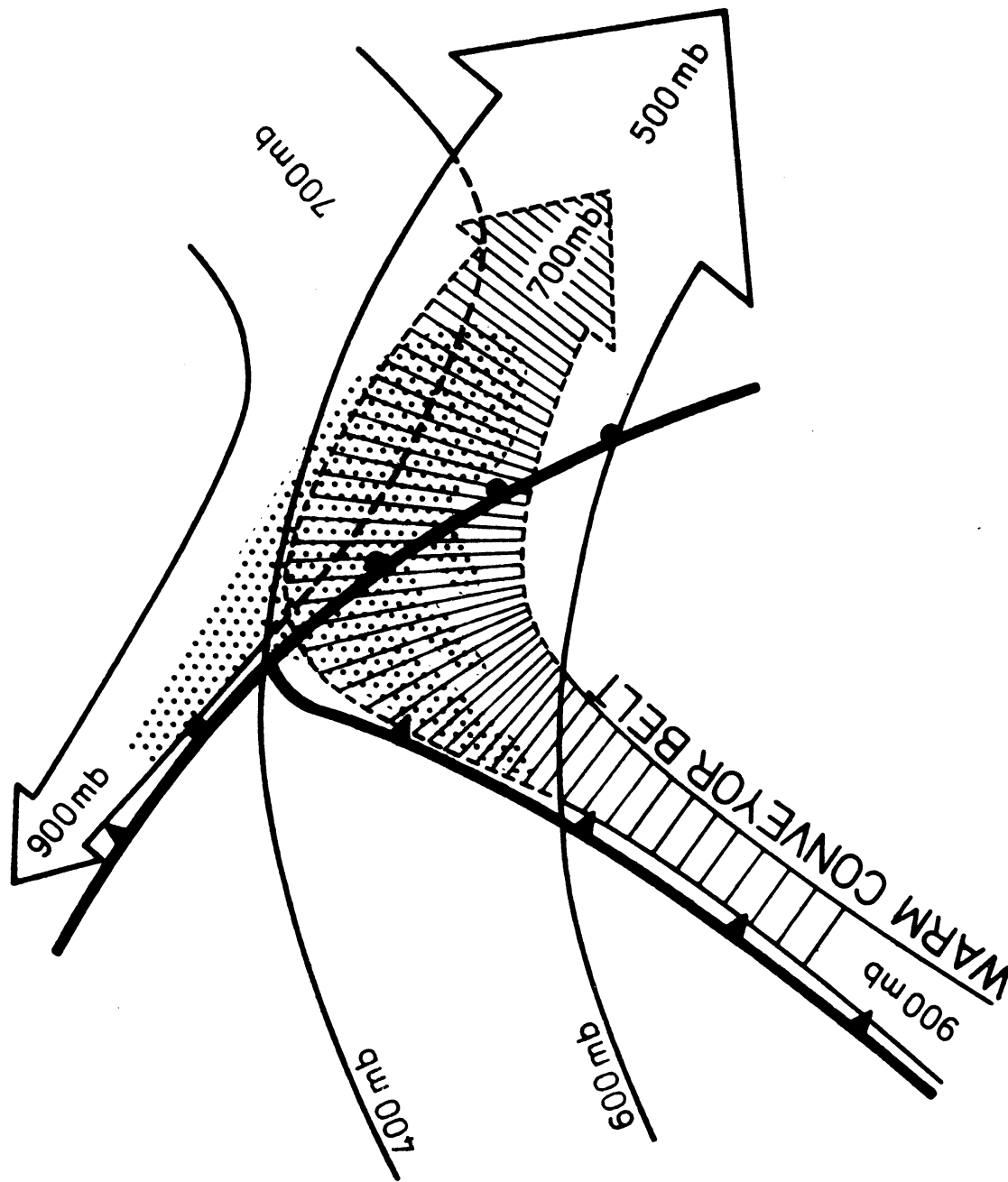


Figuur 7. Wind- en temperatuurgegevens te Cabauw (onderste 200 m) en De Bilt (radiosonde waarneming boven 200 m) op 20 januari 1979 om 12.00 GMT. Vg is de waarde van de geostrofische wind. Cijfers bij windgrafiek geven windrichting.

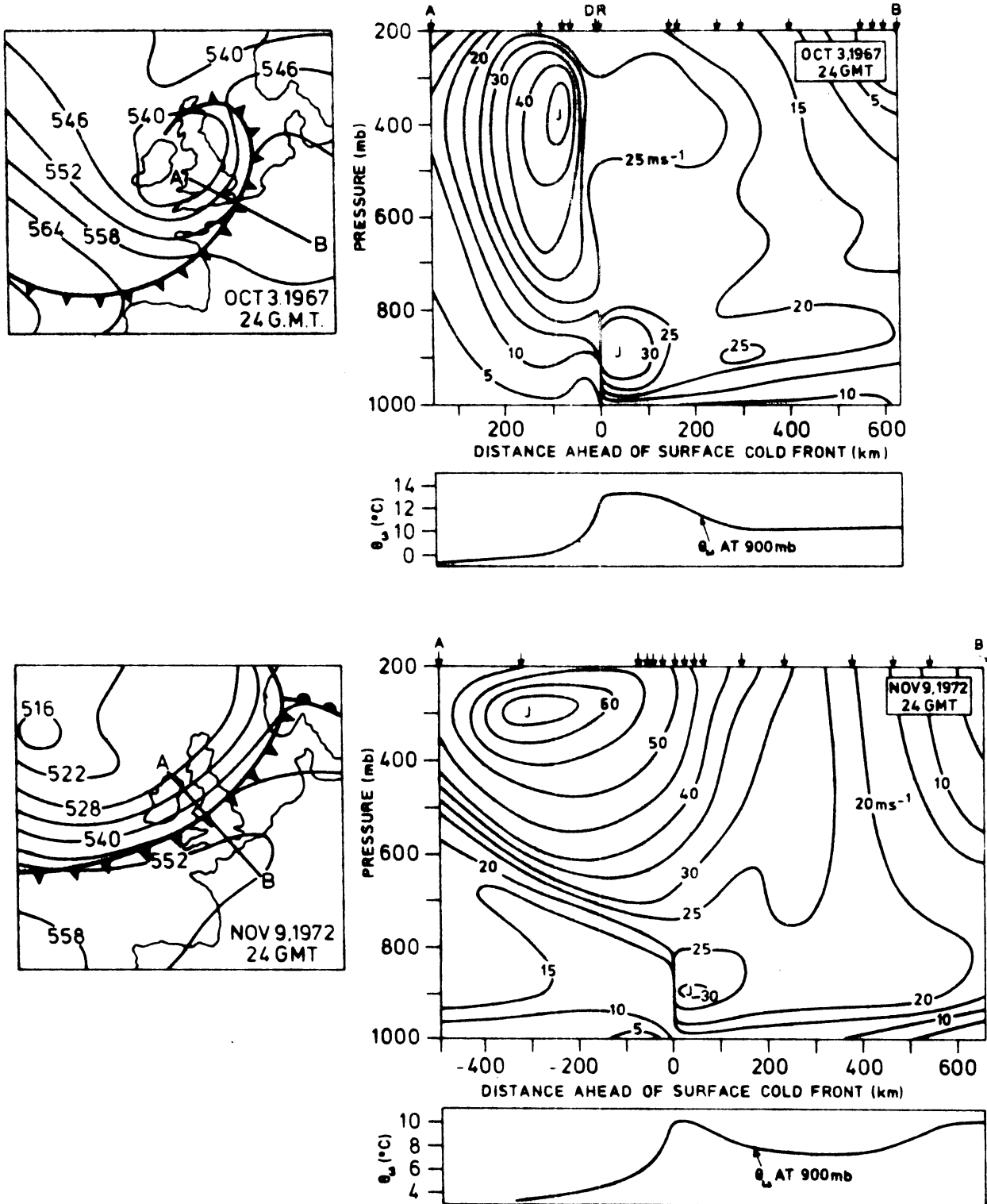
Weersituatie 20-01-1979 12.00 GMT



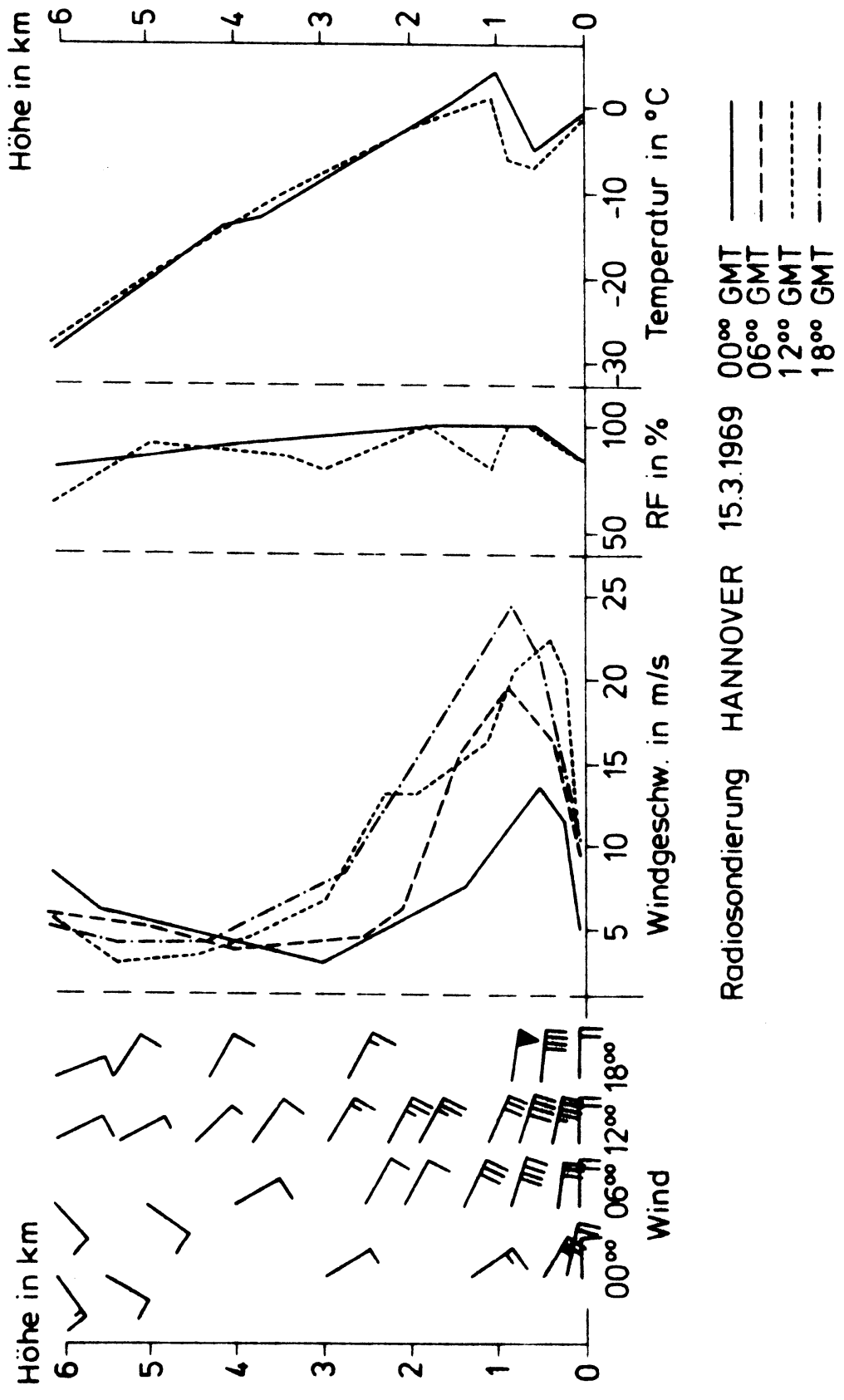
Figuur 7a. Weersituatie (grondkaart) en gemiddelde temperatuur van de laag tussen 850 en 500 mbar (onder) op 20 januari 1979 om 12.00 GMT.



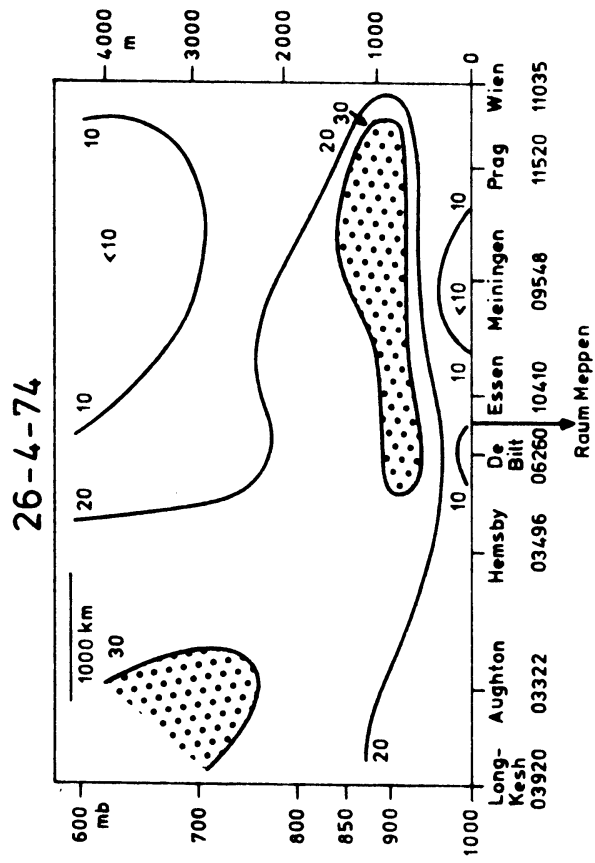
Figuur 8. Schets van stromingen in boven elkaar gelegen druk-niveaus bij een frontensysteem met zgn. conveyor belt (naar Harrold 1971).



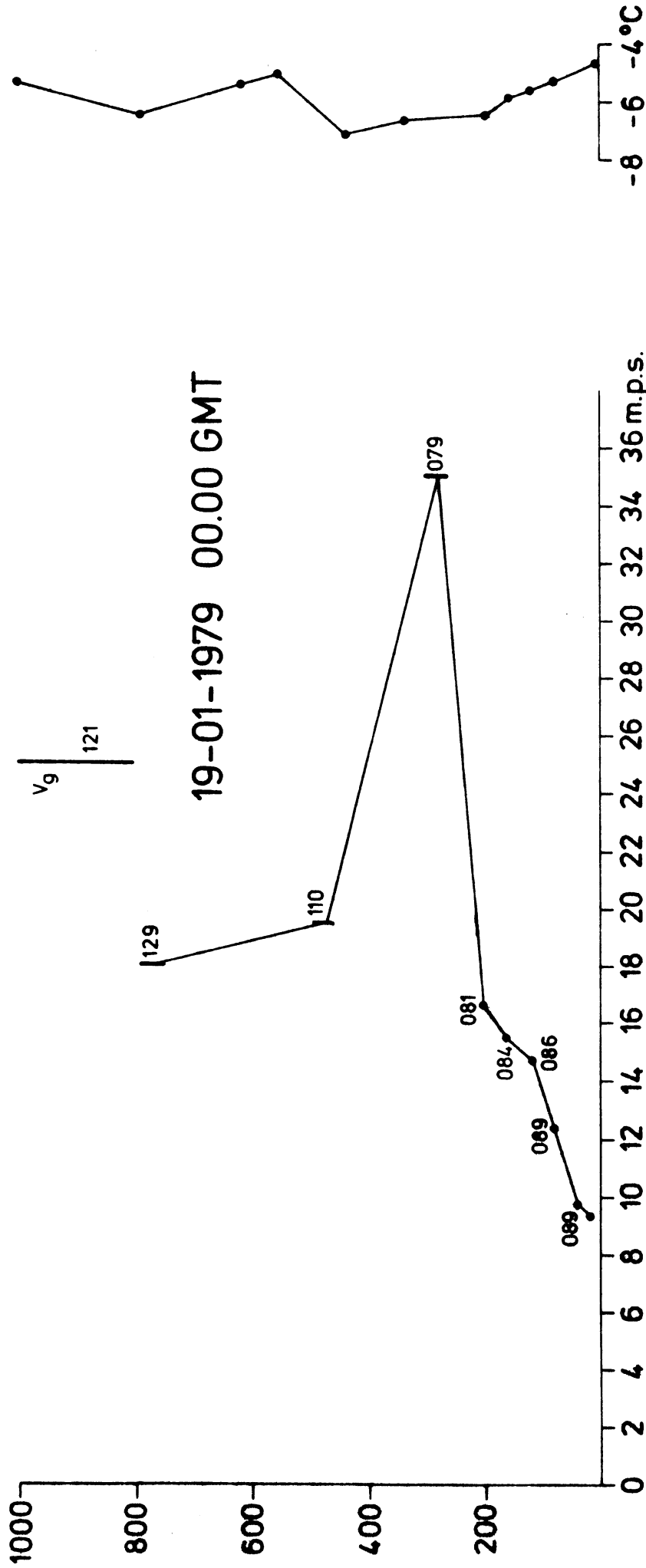
Figuur 9. Twee situaties met LMW's bij koufronten: 3 oktober 1967, 24.00 GMT en 9 november 1972, 24.00 GMT. Links grondfronten met diktepatroon 1000 - 500 mbar in dekameters, rechts windsnelheden uitgezet naar de afstand tot het front. Daaronder: verloop van de θ_w op 900 mbar (Browning en Pardoe 1973).



Figuur 10. Wind, temperatuur en relatieve vochtigheid in de onderste 6 km te Hannover op 15 maart 1969 (Weber 1977).

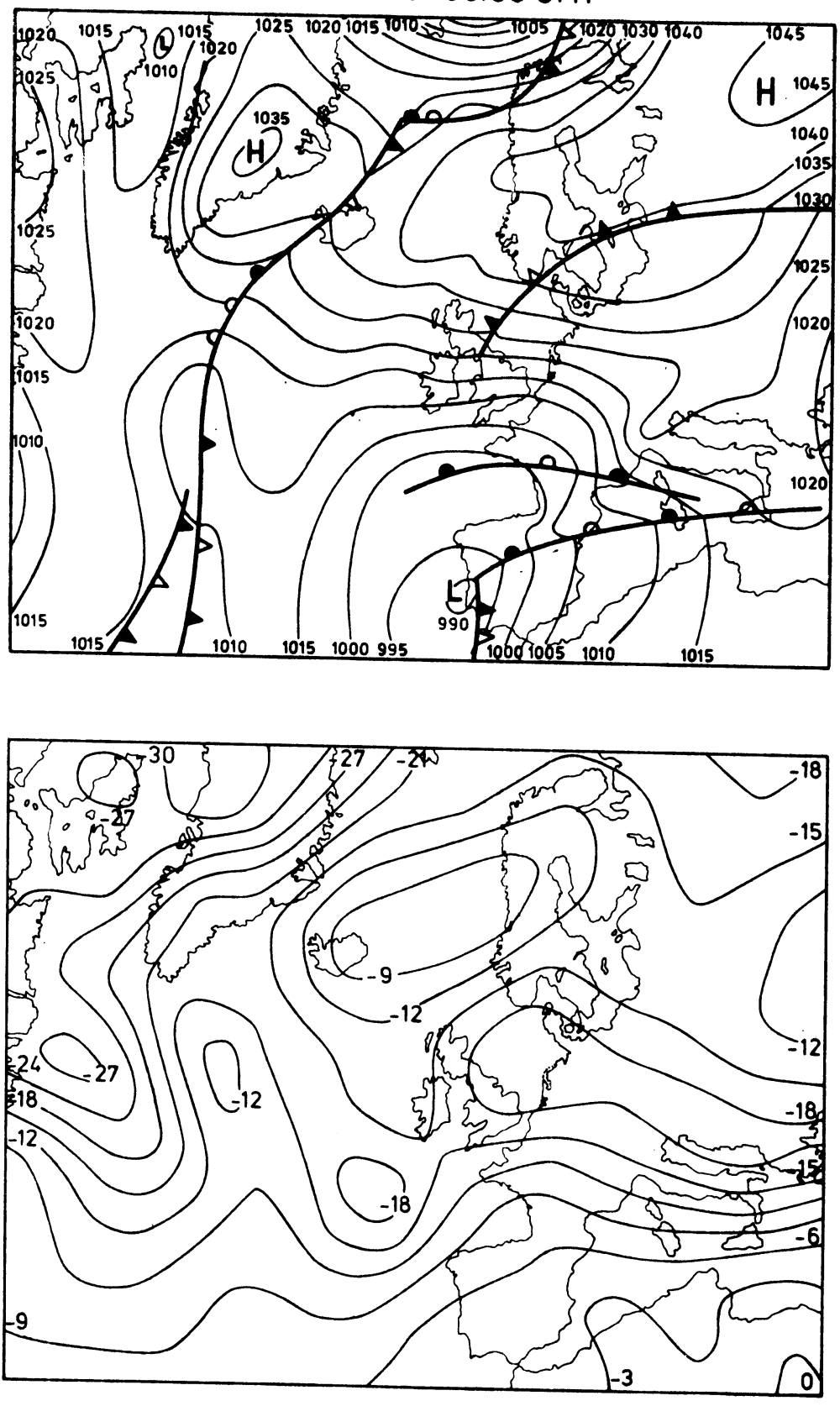


Figuur 11. Windsnelheden (in kts) tot 600 mbar langs de lijn Long-Kesh (Ierland) - Wenen op 26 april 1974 om 00.00 uur GMT (Freytag 1978).

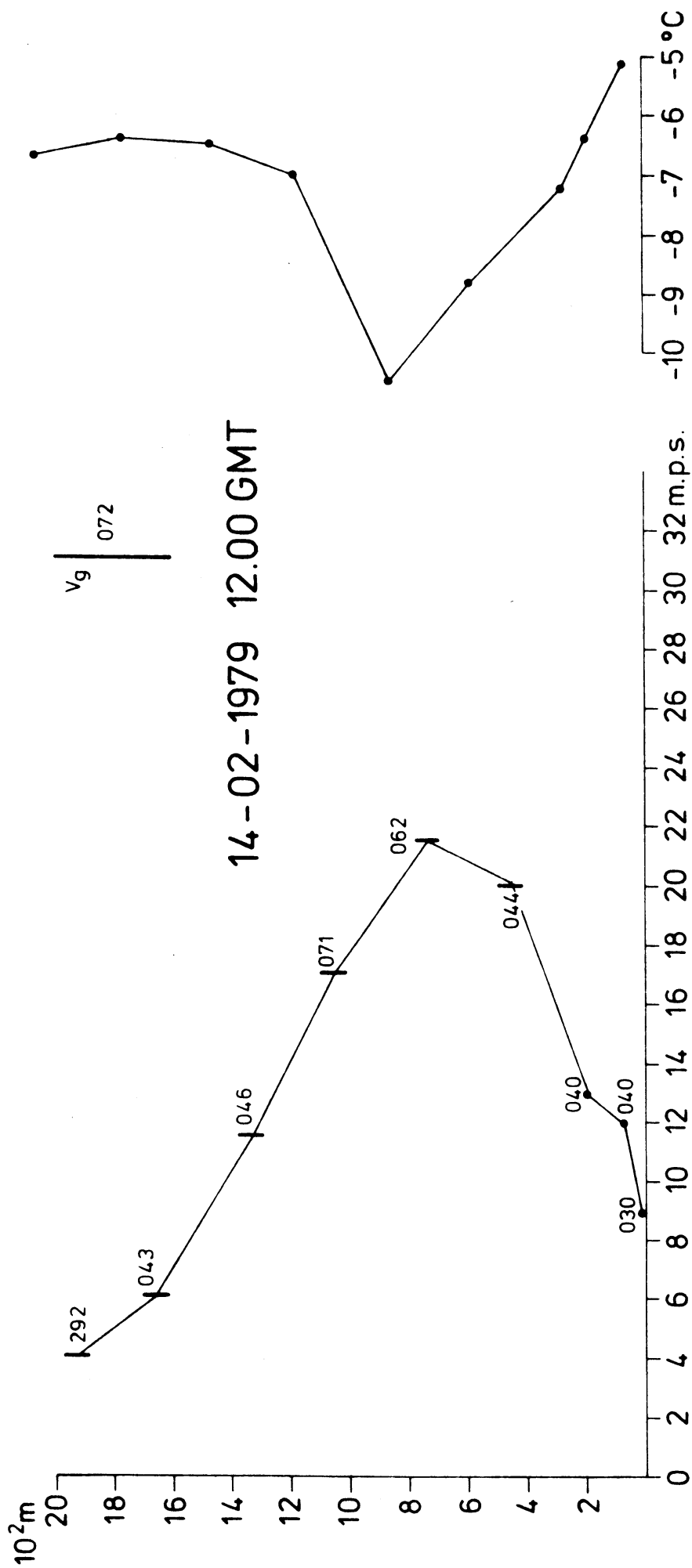


Figuur 12. Wind- en temperatuurprofiel op 19 januari 1979, 00.00 GMT volgens waarnemingen te Cabauw (onderste 200 m) en De Bilt (radiosonde). Vg, waarde van geostrofische wind. Getallen bij windgrafieken geven windrichting in graden.

Weersituatie 19-01-1979 00.00 GMT

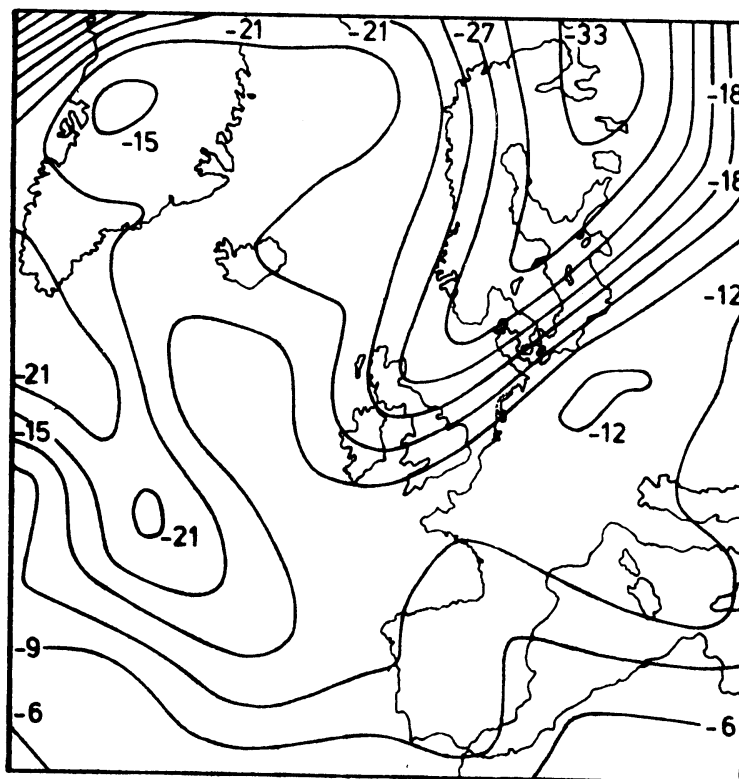
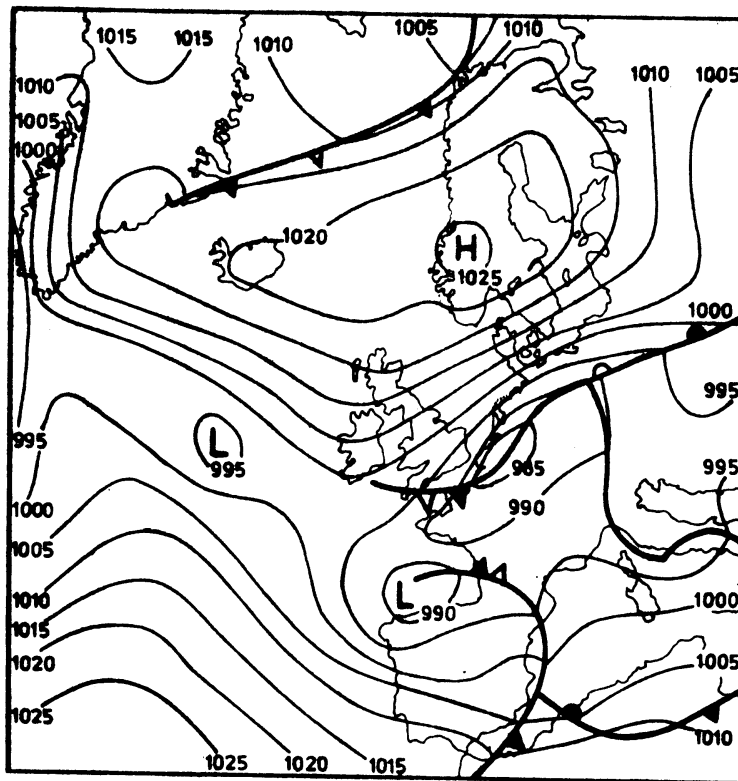


Figuur 12a. Weersituatie op 19 januari 1979 om 00.00 GMT. Grondkaart (boven) en kaart van de gemiddelde temperatuur van de laag tussen 850 en 500 mbar (onder).

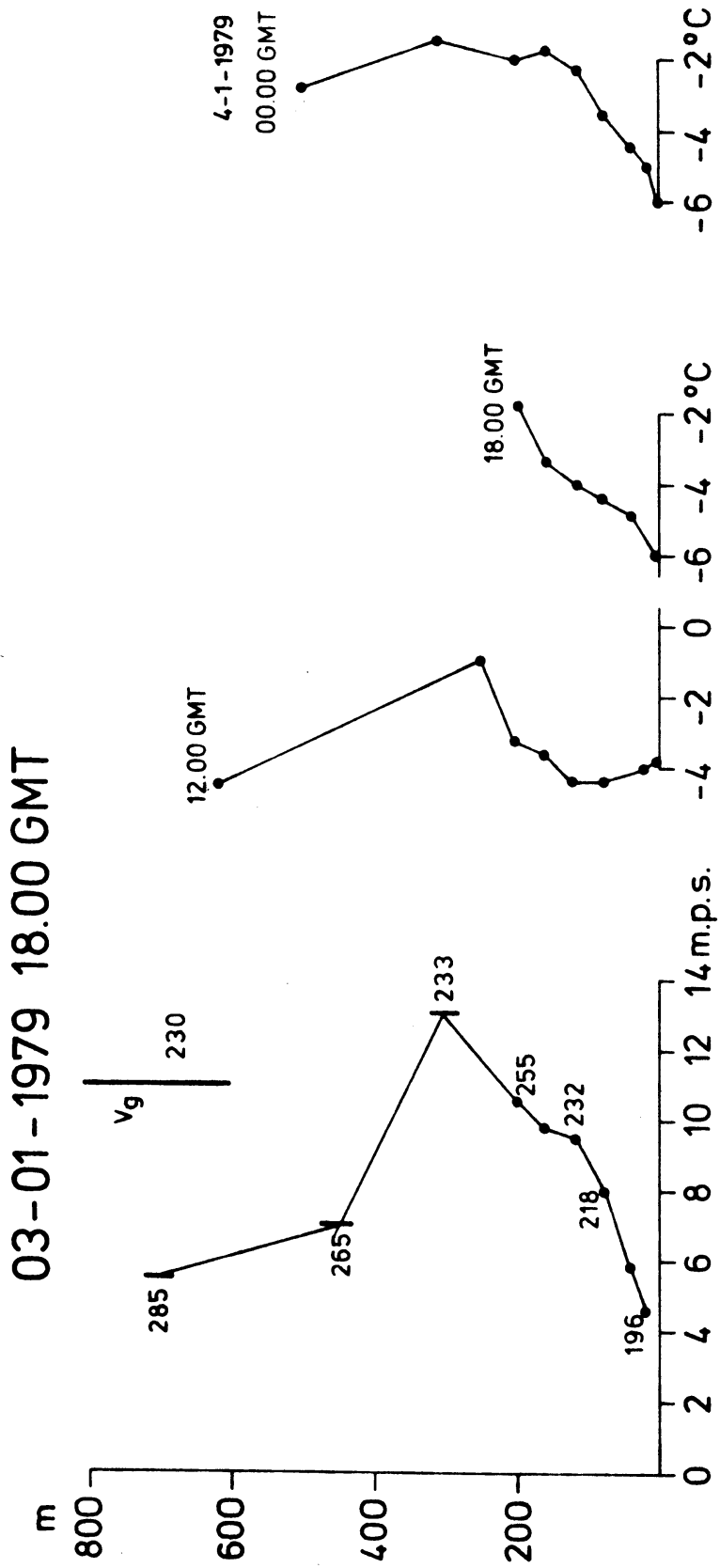


Figuur 13. Wind- en temperatuurprofiel op 14 februari 1979 om 12.00 GMT volgens waarnemingen te Cabauw (onderste 200 m) en De Bilt (radiosonde). Verder als Figuur 12.

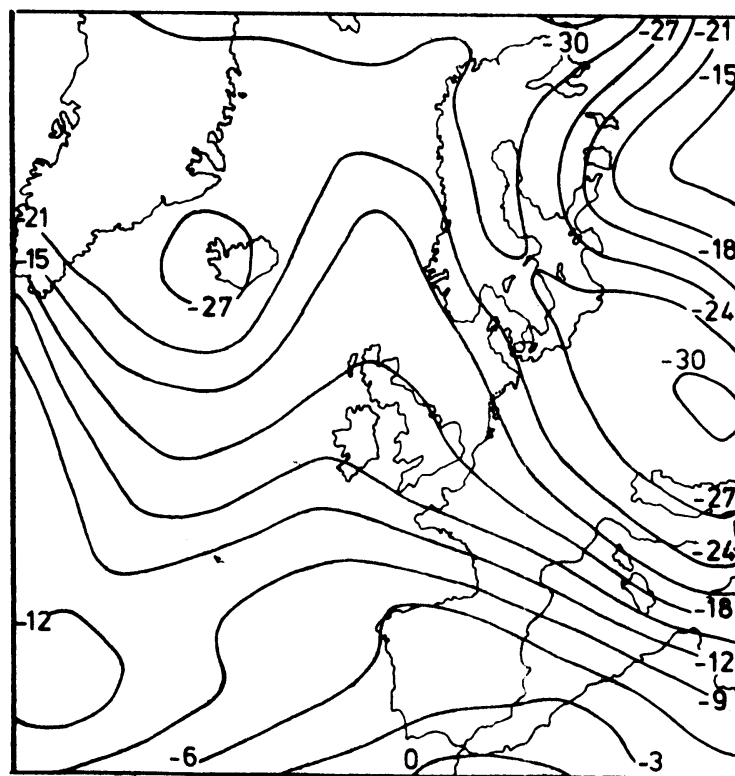
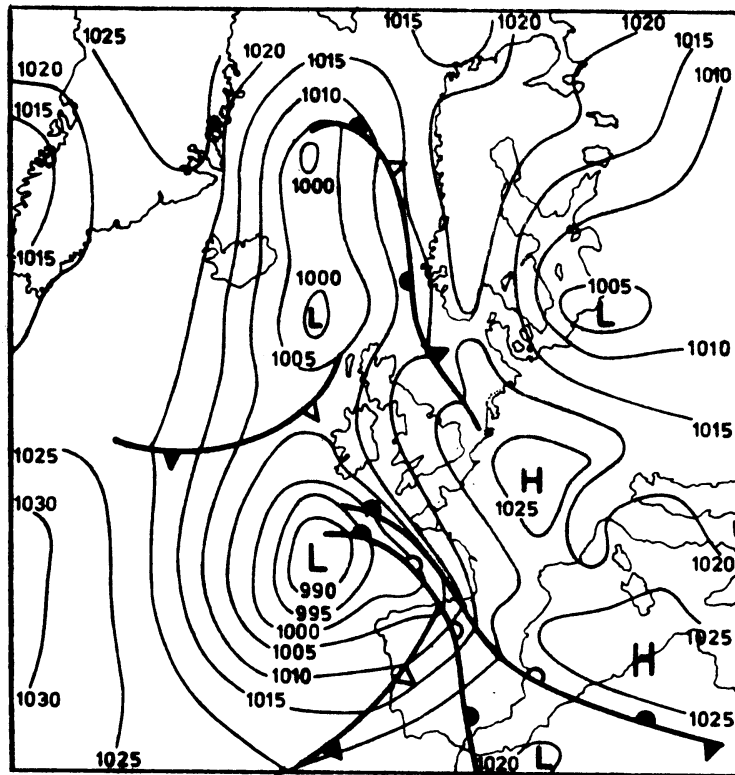
Weersituatie 14-02-1979 12.00 GMT



Figuur 13a. Weersituatie op 14 februari 1979 om 12.00 GMT. Als Figuur 12a.

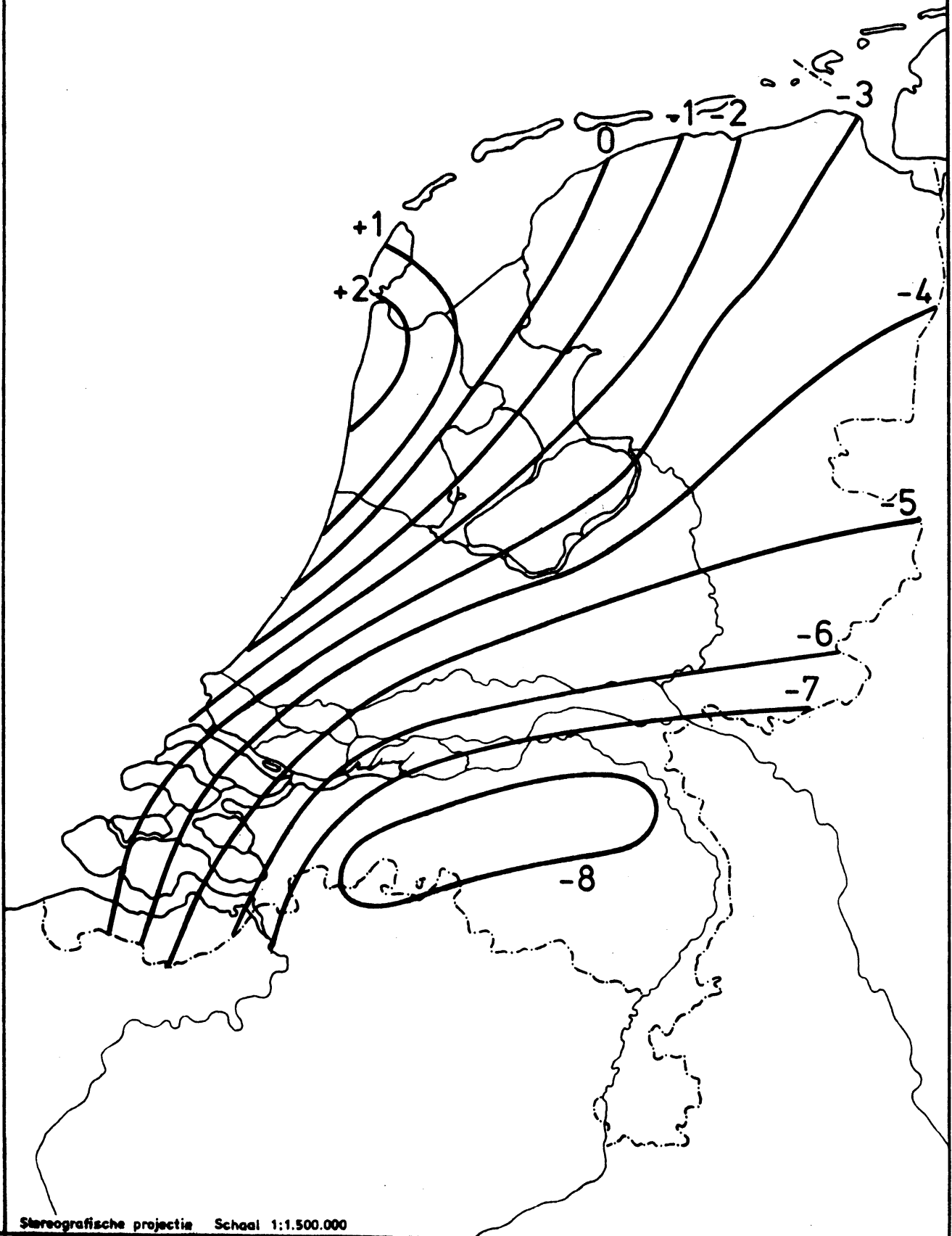


Figuur 14. Windprofiel op 3 januari 1979 om 18.00 GMT en temperatuurprofielen van 12.00, 18.00 en 00.00 GMT. Als Figuur 12.

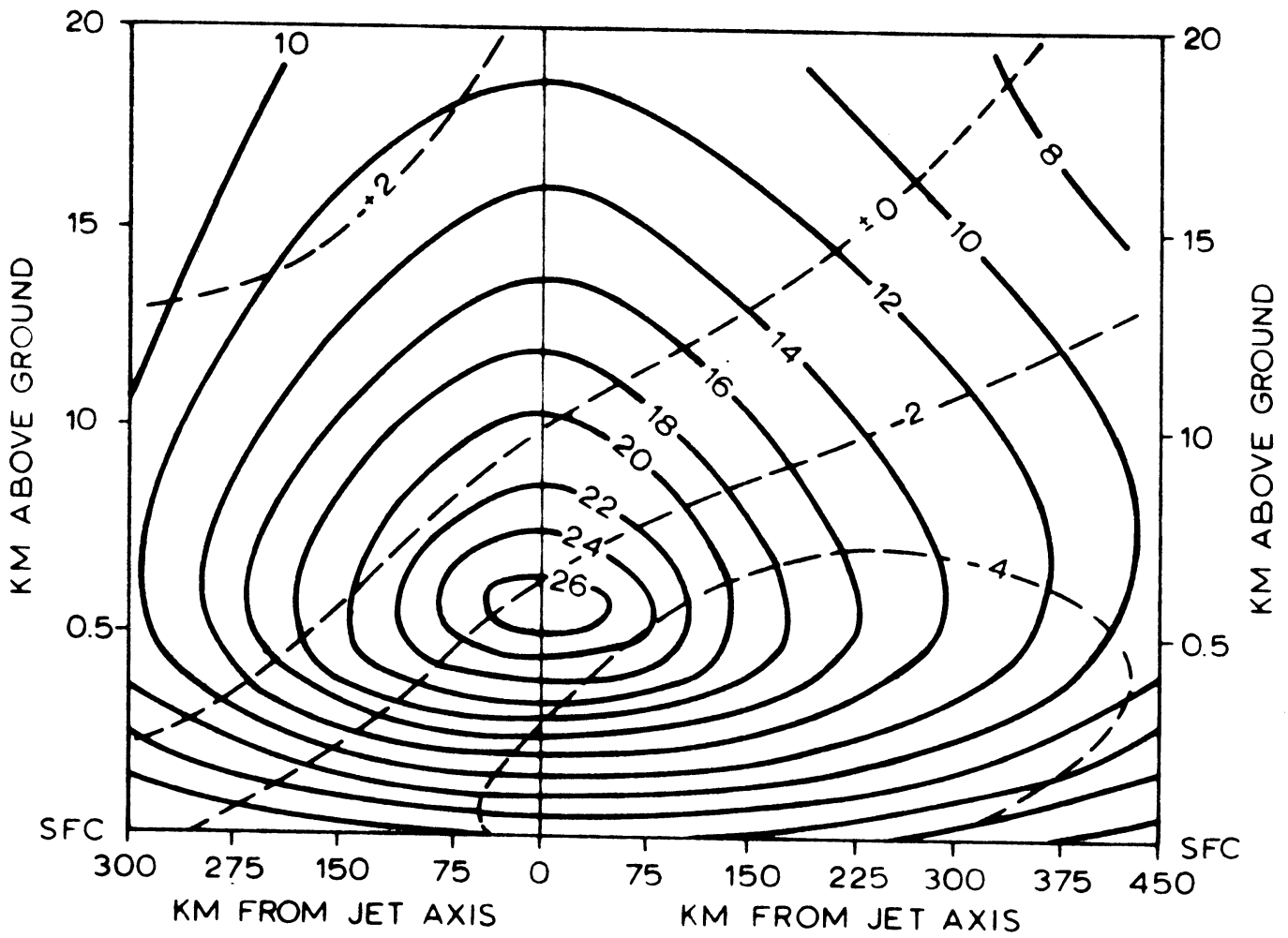


Figuur 14a. Weersituatie op 3 januari 1979 om 12.00 GMT. Als Figuur 12a.

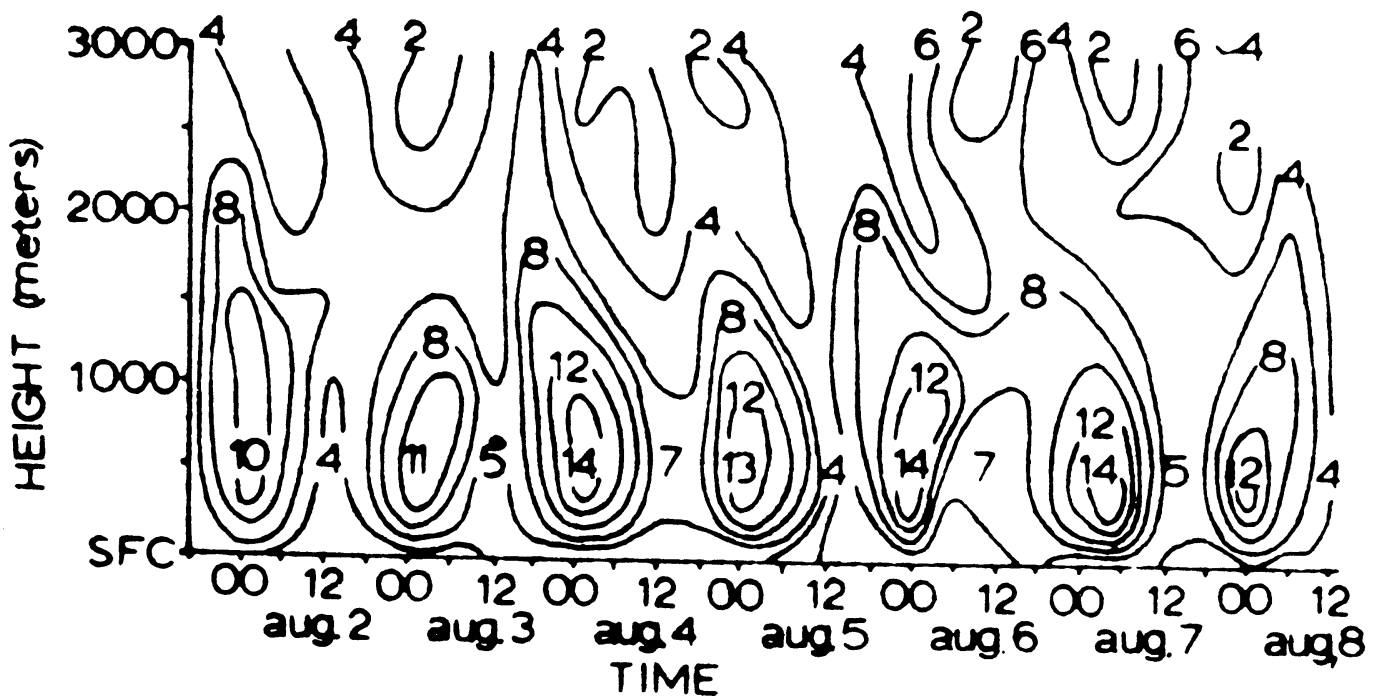
Isothermen (°C) 03-01-1979 18.00 GMT



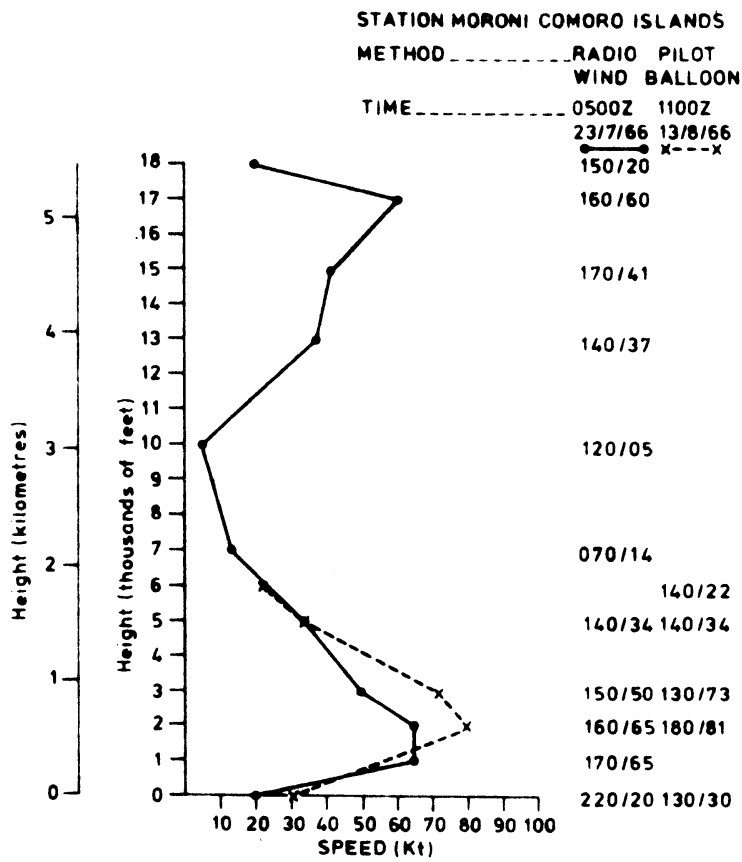
Figuur 15. Isothermen van de luchttemperatuur (1,50 m hoogte) op 3 januari 1979 om 18.00 GMT.



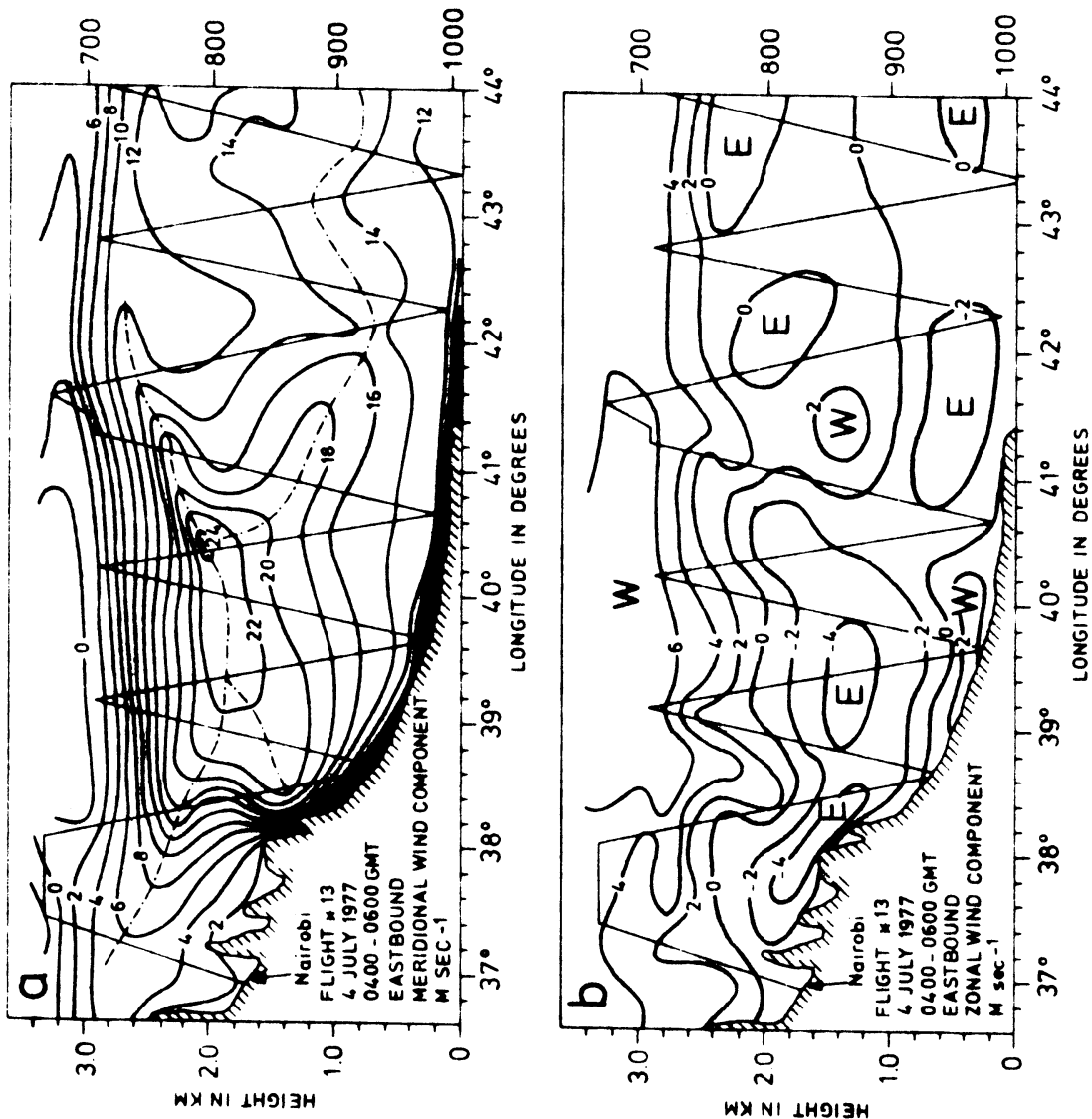
Figuur 16. Gemiddelde windsnelheid in m.p.s. in de onderste 2 km voor een tiental Low Level Jets in het midden westen van de Verenigde Staten. Langs-component getrokken, dwarscomponent gestreept. Langs horizontale as is de afstand tot de as van de LLJ uitgezet (Bonner e.a. 1968).



Figuur 17. Hoogte-tijd diagram van de windsnelheden in m.p.s. in de onderste 3 km boven Fort Worth (Texas) in de week van 2-8 augustus 1960 (Peagle and Rasch, 1973).



Figuur 18. Twee windprofielen boven Moroni (Comoren) bij situaties met Somali LLJ resp. op 23 juli 1966 en op 13 augustus 1966 (Findlater 1969).



Figuur 19. Vertikale dwarsdoorsnede ten oosten van Nairobi tijdens Somali LLJ op 4 juli 1977.
 Boven: zuidcomponent;
 Onder: westcomponent (0-component negatief). (Hart, 1978).