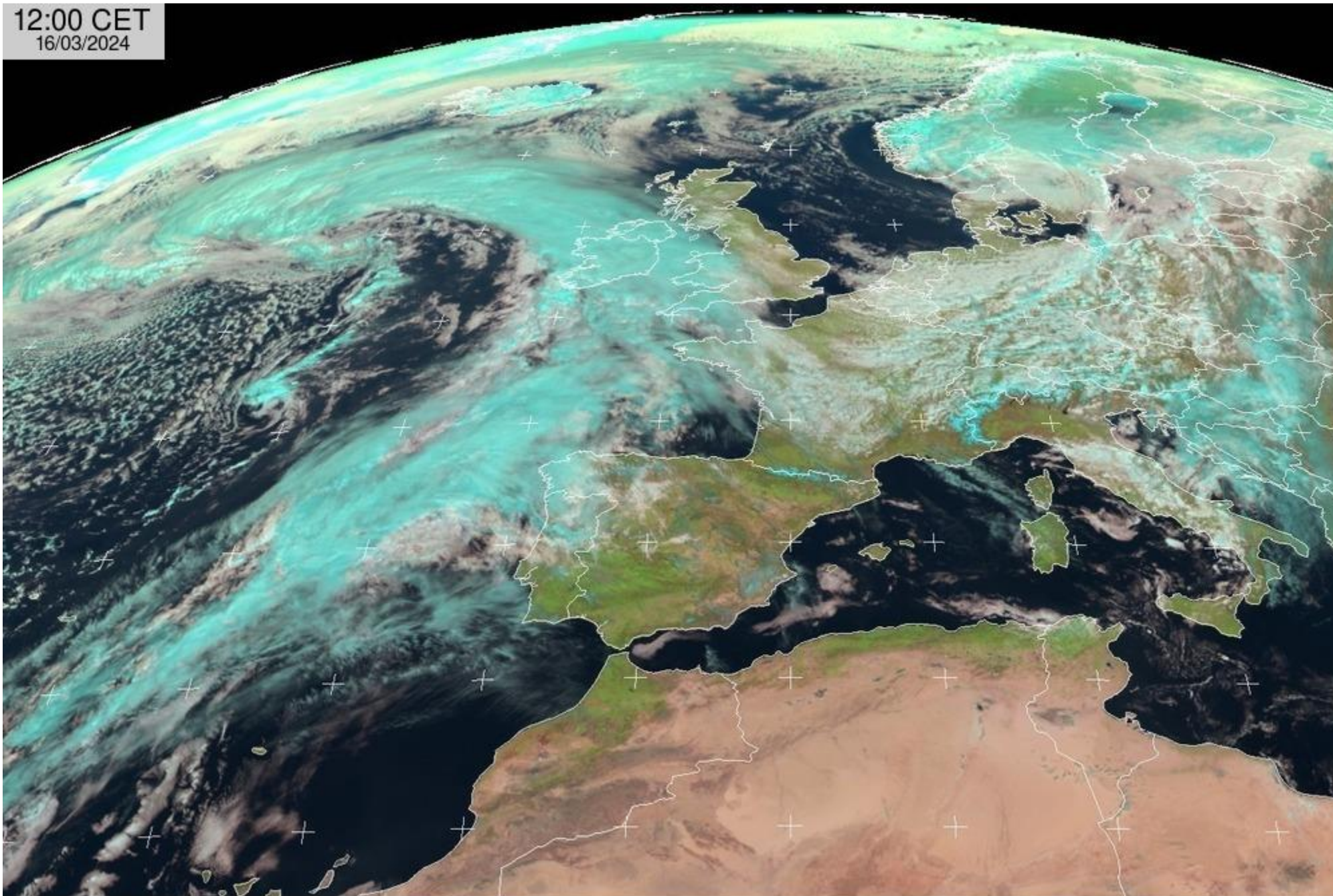


METEOROLOGIE

Module 4
2024/03 JJ Quéré



Nuages convectifs et vent





**Evolution de la
cellule
convective**



du

**Cumulus
humilis**

Au

**Cumulonimbus
capillatus**



Déplacement des grains et rafales de vent



Généralités sur les nuages cumuliformes

Les cumulus humilis se développent très souvent sous une inversion de température. Ils se déplacent alors dans le flux des basses couches (dorsales surtout en été, front de brise, dans l'alizé).

Lorsque l'instabilité se développe plus fortement, c'est que l'inversion de température est détruite et qu'on se trouve dans une masse d'air instable plus ou que le réchauffement au sol permet de la franchir (Cb orageux en été).

Une fois atteint le stade de cumulus **médiocris** ou plus généralement **congestus**, les grains se forment.

Les grains se déplacent avec la masse d'air dans laquelle ils se trouvent mais dans une direction située environ à 20° du lit du vent météo en surface (sur la gauche du vent pour l'observateur face au vent) et sensiblement à la vitesse de ce vent.

En région intertropicale, où le vent en surface (alizé) concerne une couche atmosphérique faible au regard de l'extension verticale du nuage convectif, ce dernier, poussé par les vents d'W au-dessus de l'inversion de température, peut se déplacer en sens inverse du vent au sol.



Les cumulus congestus et les cumulonimbus sont le siège d'ascendances à l'avant du nuage et en dehors de celui-ci lorsque de l'air froid est expulsé du nuage

Courant descendant et rafales descendantes

La précipitation du nuage donne lieu à un courant descendant d'air qui peut devenir particulièrement puissant sous la base du nuage. Dans certains cas, un cumulus congestus peut ainsi être à l'origine du même phénomène que les cumulonimbus, bien que généralement moins intenses

Les Cu con évoluant en Cb sont souvent accompagnés d'**Alto cumulus castellanus**
Cu Con averses fortes (eau et eau état de surfusion et cristaux de glace dans partie supérieure) mais pas de grêle (Cb)

Alto cumulus castellanus

Petites tours cumuliformes qui s'élèvent à la verticale à partir d'éléments nuageux et reposent sur une base horizontale commune. Ces petites tours apparaissent disposées en lignes et donnent au nuage un aspect crénelé.

La présence d'alto cumulus castellanus est un indice d'instabilité à ce niveau. Une évolution en Cb est possible.

Il est souvent l'indice d'une situation pré-orageuse. Evolution des conditions météo à surveiller.



Cumulonimbus flammagenitus (*pyrocumulonimbus* - pyroCb) : cumulonimbus qui se forme au-dessus d'une source intense de chaleur comme les feux de forêt (faibles précipitations).

Déplacement des grains et rafales de vent



Sans précipitation et vent synoptique faible :

cellule convective avec cheminée ascendante au centre du nuage, convergence des flux vers le centre du nuages (+4/6 nds sur un rayon de 1 mille autour du nuage).

Sans précipitations et vent synoptique 10 nds ou plus :

l'axe de la **cheminée ascendante** est **décalée vers l'arrière du nuage** (forces de frottement) :

- vent mollissant à l'avant du nuage ;
- se renforçant légèrement sur les cotés et plus nettement sur l'arrière du nuage (+40/60% du vent moyen) ;
- calme au centre de la cheminée sous le nuage.

Sans précipitation mais avec une extension verticale modérée et une base souvent très sombre, il s'agit souvent de cumulus médiocris qui ne donne généralement pas d'averses.

Déplacement des grains et rafales de vent



Les averses se produisent au stade Cu Con puis Cb (turbulence interne, coalescence, mélange eau/glace, surfusion...). Lorsque les gouttes d'eau ou les grêlons ne peuvent être sustentés, ils chutent et forment des averses qui parfois s'évaporent totalement avant de toucher le sol (**virga**).

Dans Cu Con : averses fortes mais pas de grêle, courants ascendants 5m/s.

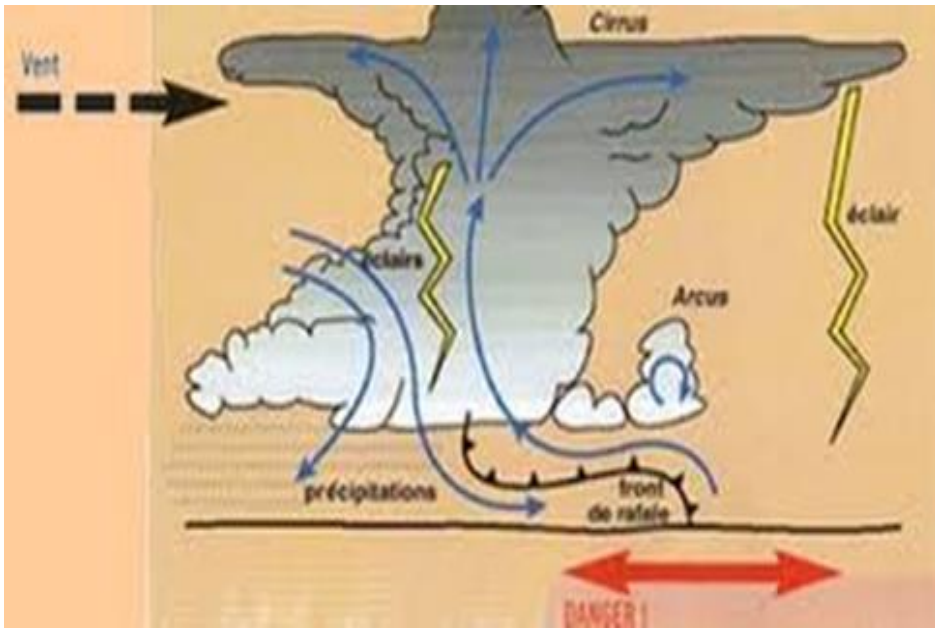
Dans les Cb, courants ascendants jusque 40m/s dans les supers cellules convectives.

L'extension verticale dépend de l'écoulement horizontal du flux, cisaillement du vent dans le plan vertical restreint la convection et limite l'extension verticale des nuages convectifs.

Grains pluvieux et vent nul ou faible (< 10 nds) :

Les averses se produisent : Cu congestus, si grêle, Cb. lorsque le stade d'évolution permettant le grains est atteint, l'averse entraîne une expulsion d'air froid qui se traduit par des rafales qui peuvent être violentes (+15/25 nds sur un rayon de 3 milles environ autour du nuage).





Déplacement des grains et rafales de vent

Grains pluvieux et vent supérieur à 15 nds environ :

Sur l'avant du nuage ; le front de rafales crée de puissantes rafales dans l'axe de son déplacement ($V_{synopt} + 15/20$ nds suivant extension verticale du nuage et altitude de sa base) et favorise les courants ascendant

Sur les côtés du nuage rafales supérieures de **5 à 10 nds** par rapport au vent moyen.

Sur l'arrière du nuage, zone de calme.

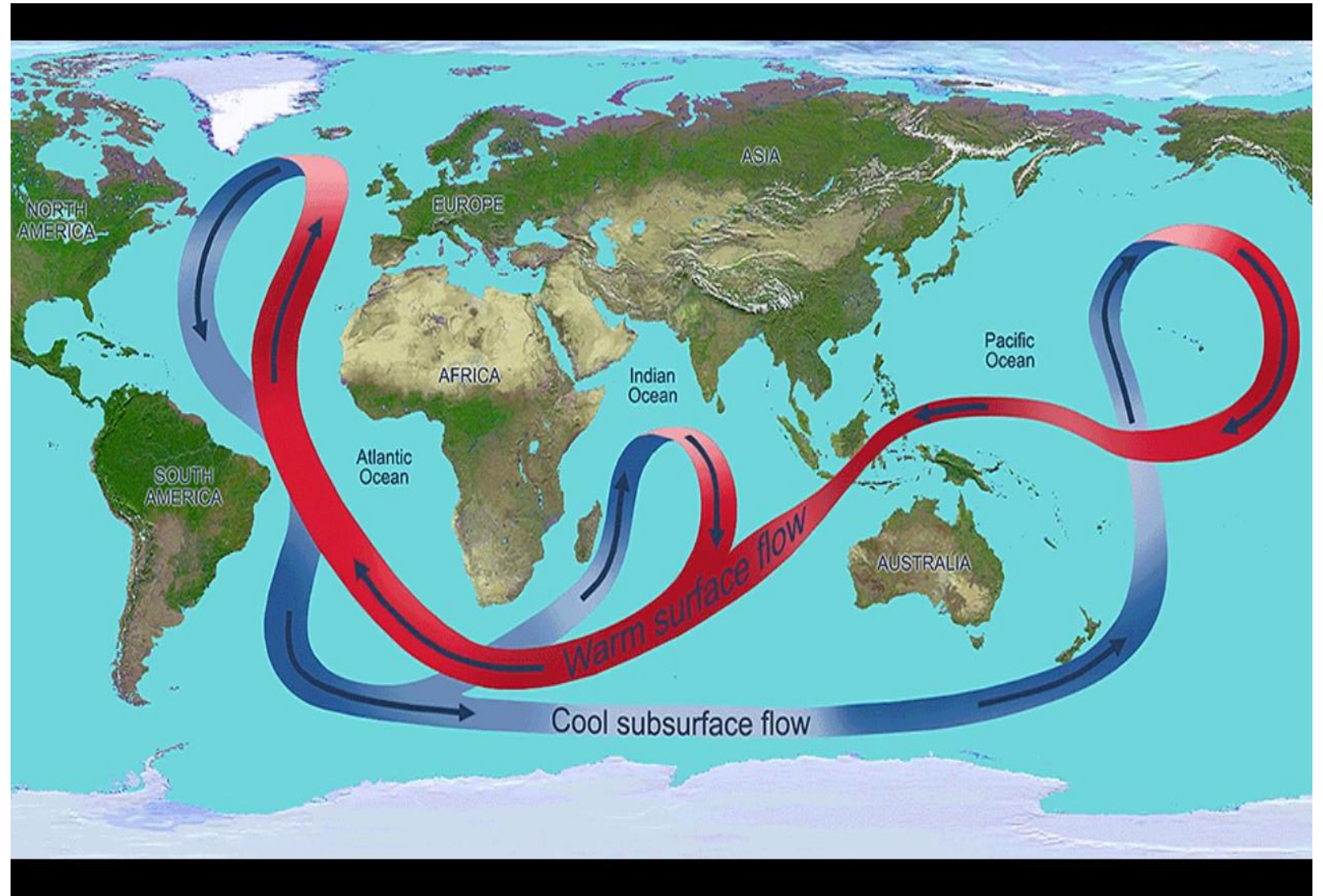
Sous le nuage, zone de calme.

Le champ de vent synoptique est perturbé sur 3 milles au moins autour du nuage avec des vents sortants Le front de rafales peut se situer à plusieurs nautiques devant le cumulonimbus (nuage arcus).

La colonne ascendante du CB peut atteindre 2 à 10 km de diamètre et atteint son maximum de vitesse verticale vers 6 km d'altitude.



Circulation océanique, courants marins, upwelling.



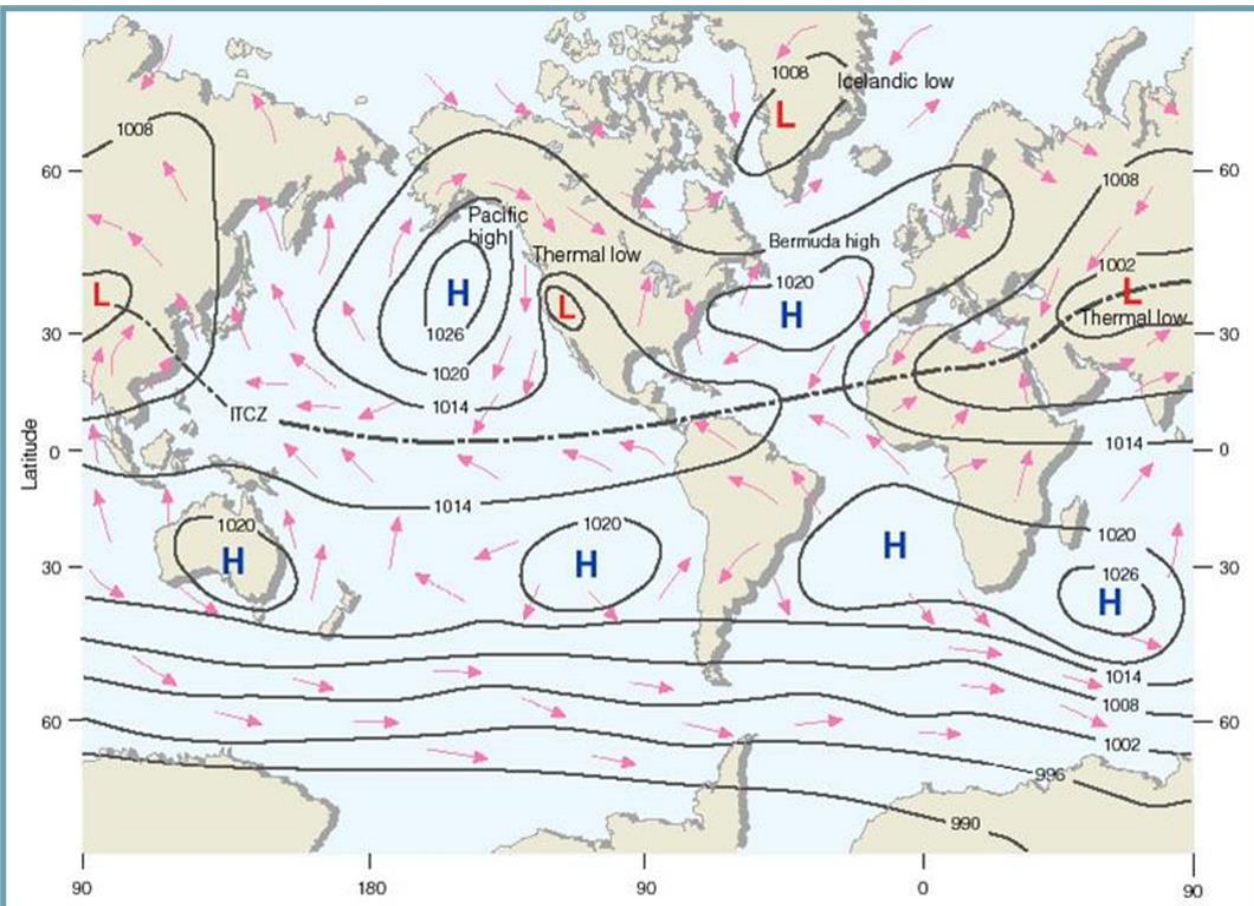
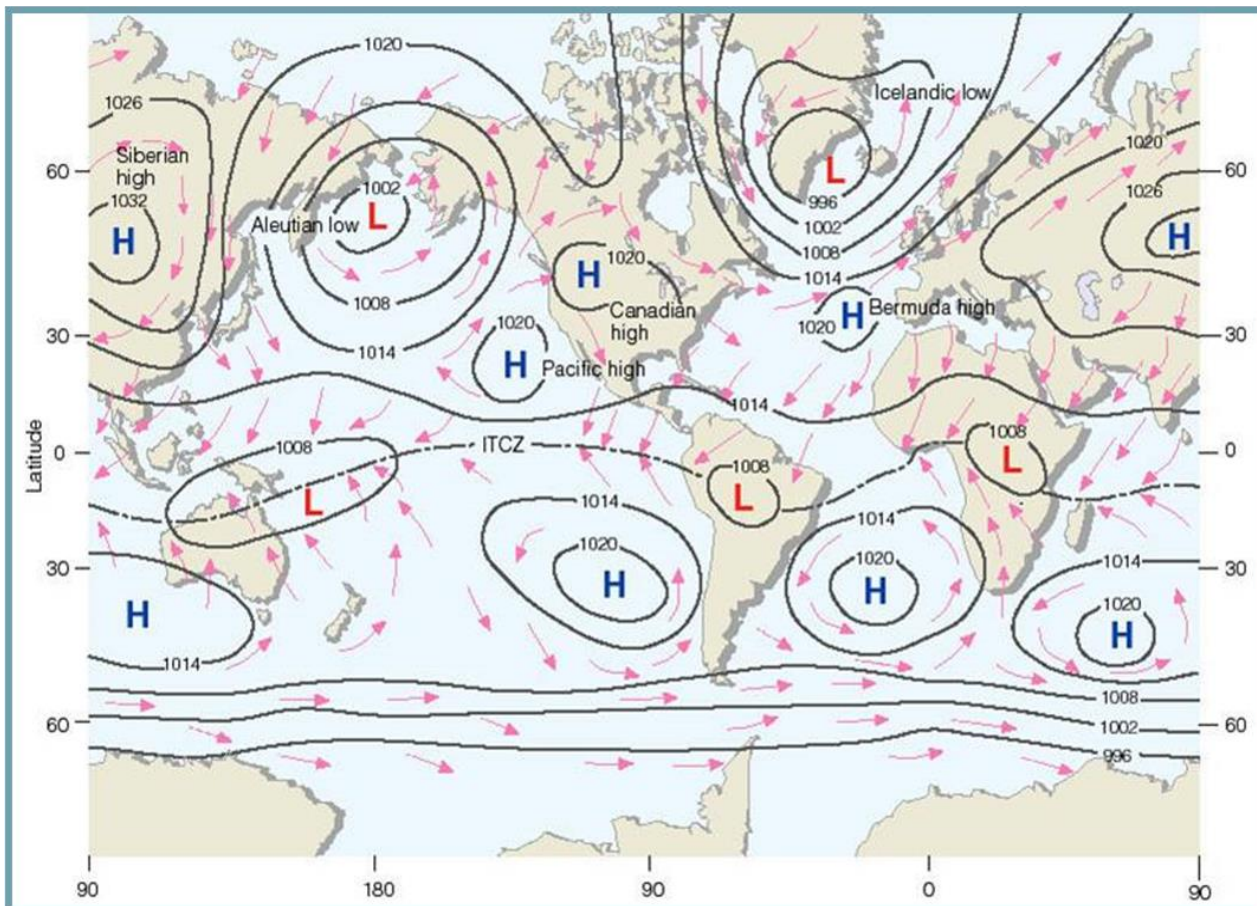
CIRCULATION METEOROLOGIQUE GENERALE MOYENNE EN HIVER ET ETE (HN)

HIVER

Tendance dépressionnaire sur les océans et anticyclonique sur les continents

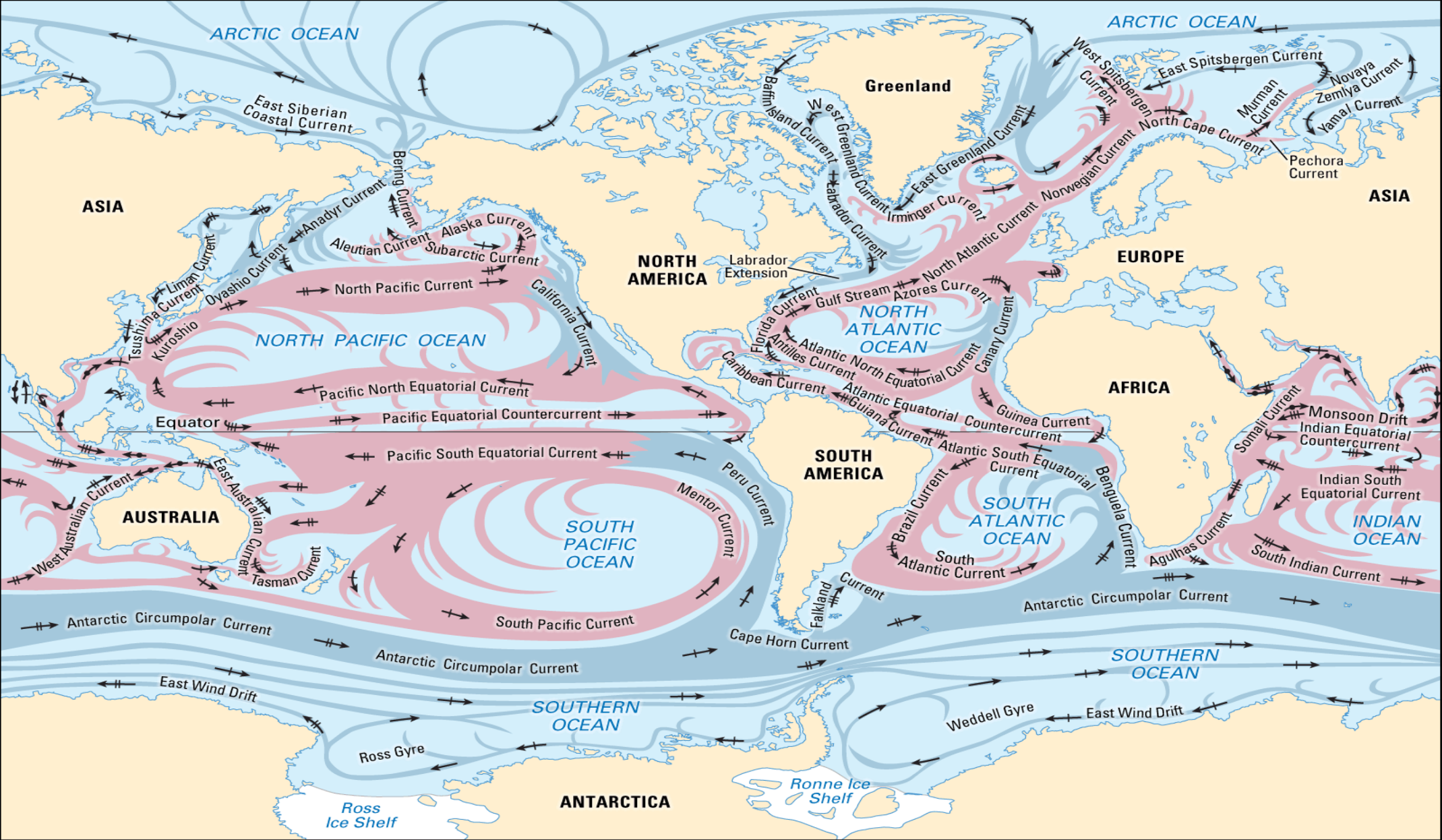
ÉTÉ

Tendance anticyclonique sur les océans et dépressionnaire sur les continents



Au rythme des saisons, évolution de la ZITC et de la mousson sur le sous-continent indien.

La rotation de la Terre et la puissance des vents réguliers sur une vaste zone maritime sont à l'origine des grands courants de dérive parmi lesquels le Gulf Stream puis le Kuroshio sont les plus importants.

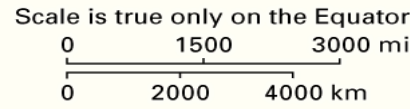


CURRENTS DURING NORTHERN HEMISPHERE WINTER

- Cold currents
- Warm currents
- Indicates a current that reverses direction during Northern Hemisphere summer

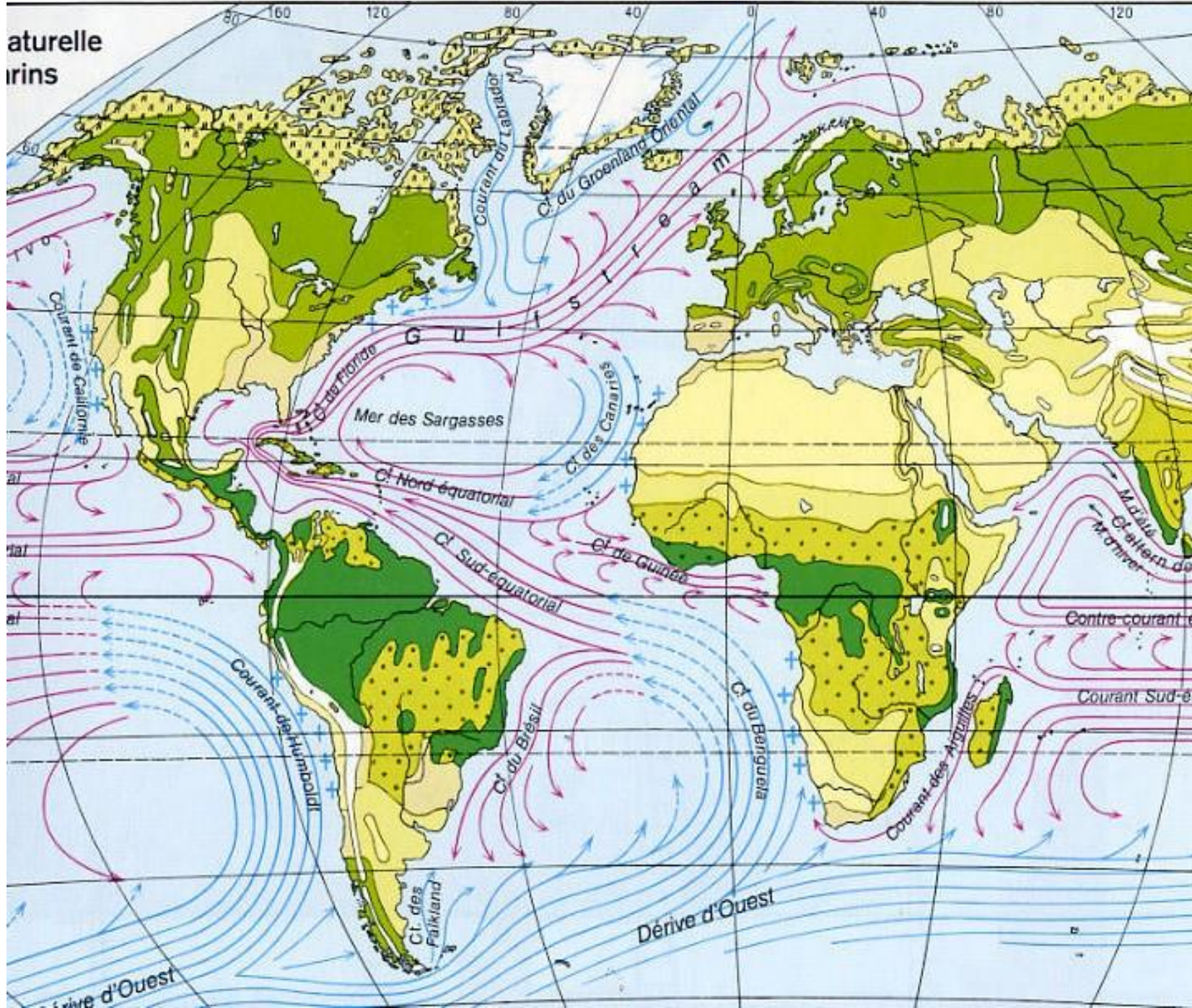
SPEED OF CURRENTS (1 knot = 1 nautical mile [6.076 feet] per hour)

- Less than 0.5 knots
- 0.5–0.8 knots
- Greater than 0.8 knots



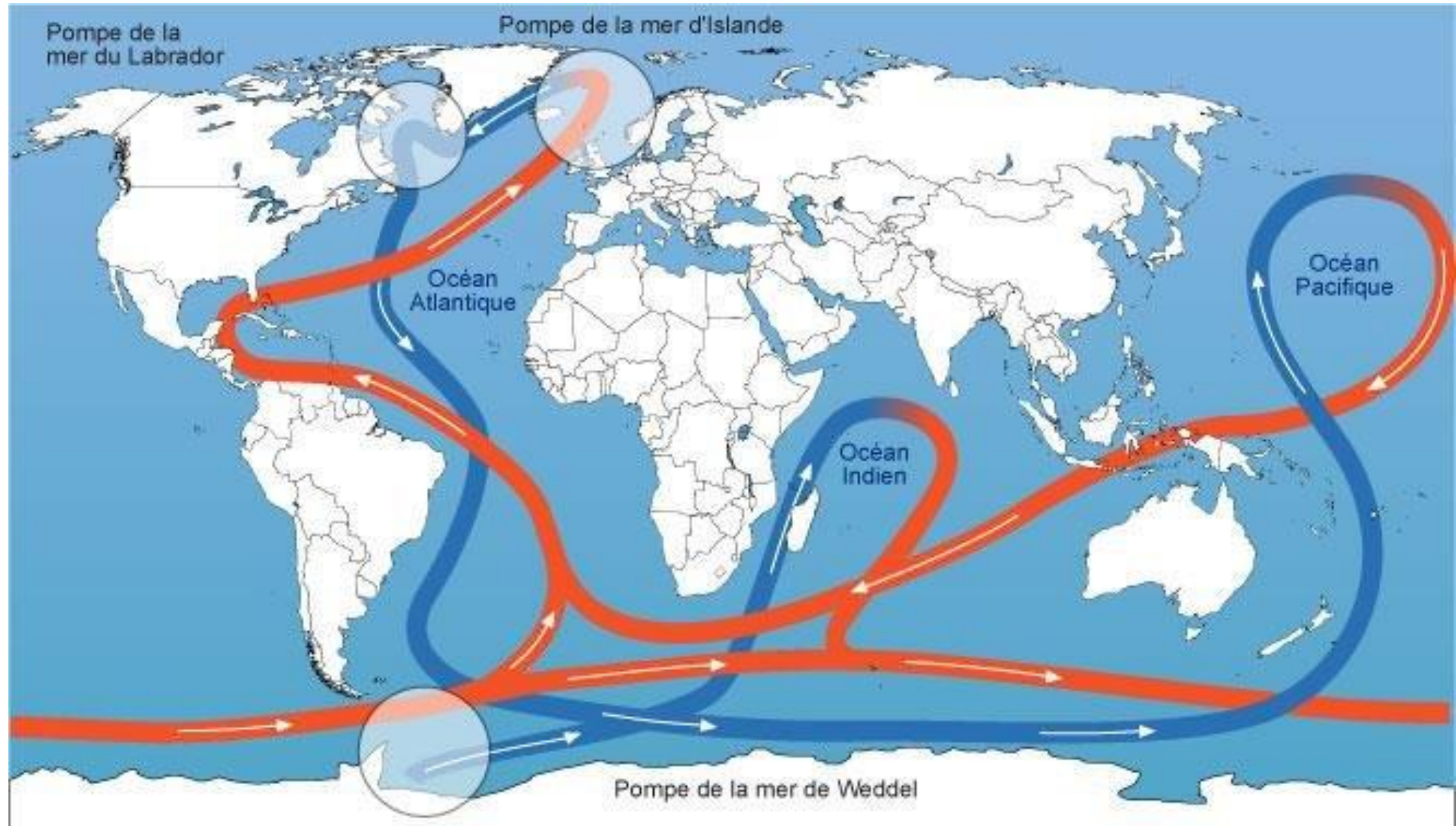
Courants de dérive dans l'Atlantique Nord

- Dérive nord équatorial
- Dérive sud équatorial – courant de Guyane et courant du Brésil
- Contre-courant équatorial
- Courant divisé arc antillais
- Golfe du Mexique / détroit de Floride
- Courant de Floride (déniv 20/40cm) + branche courant des Antilles
- Gulf Stream (cap Hattéras) 800m prof
- Dérive nord Atlantique fort gradient thermique secteur Terre-Neuve Labrador sur plateau continental – méandres –delta du gulf stream
- Courant d'Irmingier
- Courant de Norvège
- Courant du cap Nord évaporation densité
- Courant du Spitzberg jusque sous la banquise circulation fermée autre branche Nouvelle Zembles se perd dans océan
- Arctique mer de Barents
- Courant du Groenland
- Au sud du 45°N sur l'W de l'océan :
- Courant du Portugal
- Courant des Canaries
- Courant de Guinée
- Dérive nord équatorial



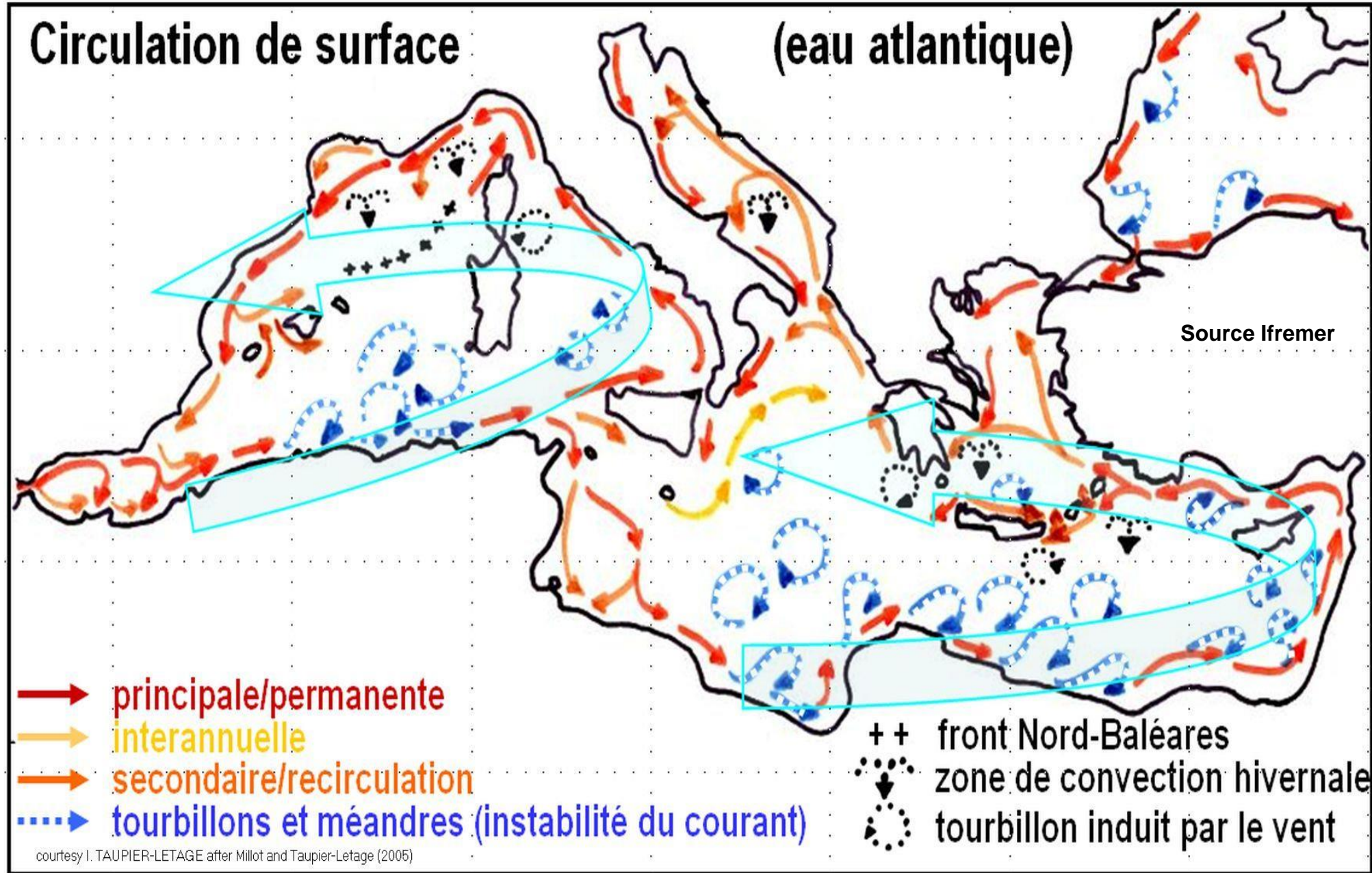
Circulation thermohaline

L'eau de surface, devenue froide et salée (évaporation) au nord de l'Atlantique est le principal moteur de la circulation thermohaline dans les océans (durée total estimée 1600 ans).

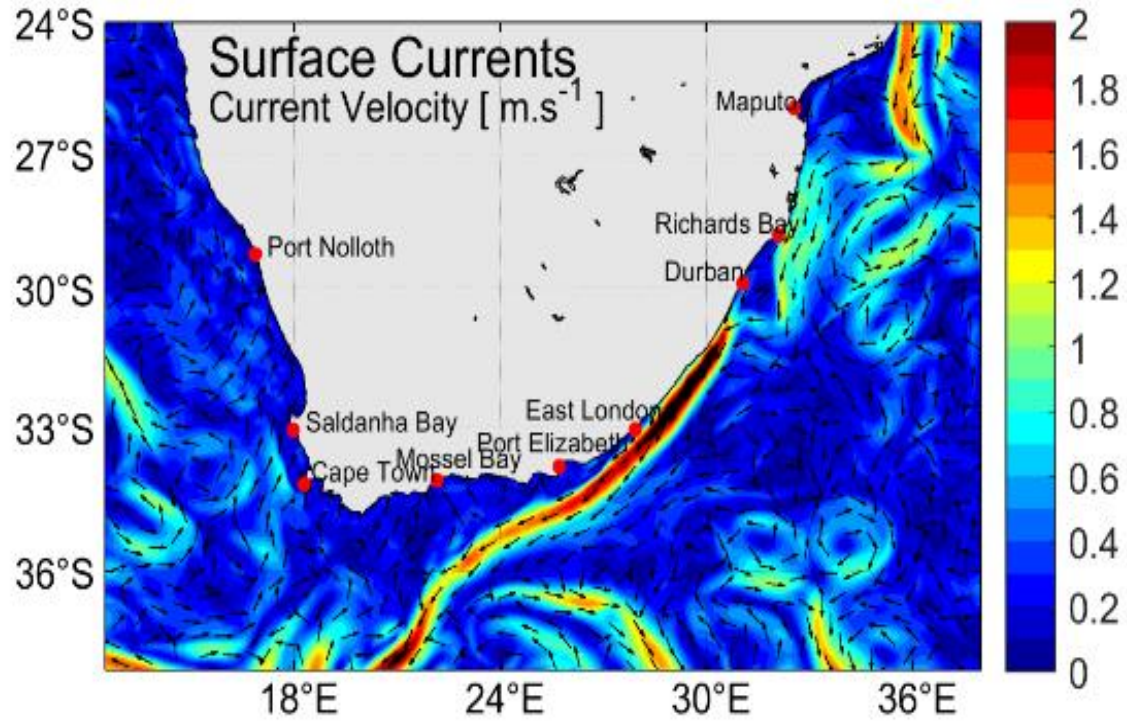


Méditerranée

Mer à bilan négatif
Circulation océanique par bassin. Deux circulations anticycloniques mer d'Alboran migrent vers l'Est.
Brassage convectif hiver (densité -Mistral /Bora)
Formation eaux intermédiaires et eaux profondes.
Déroit de Gibraltar
Médi
Fronts thermiques



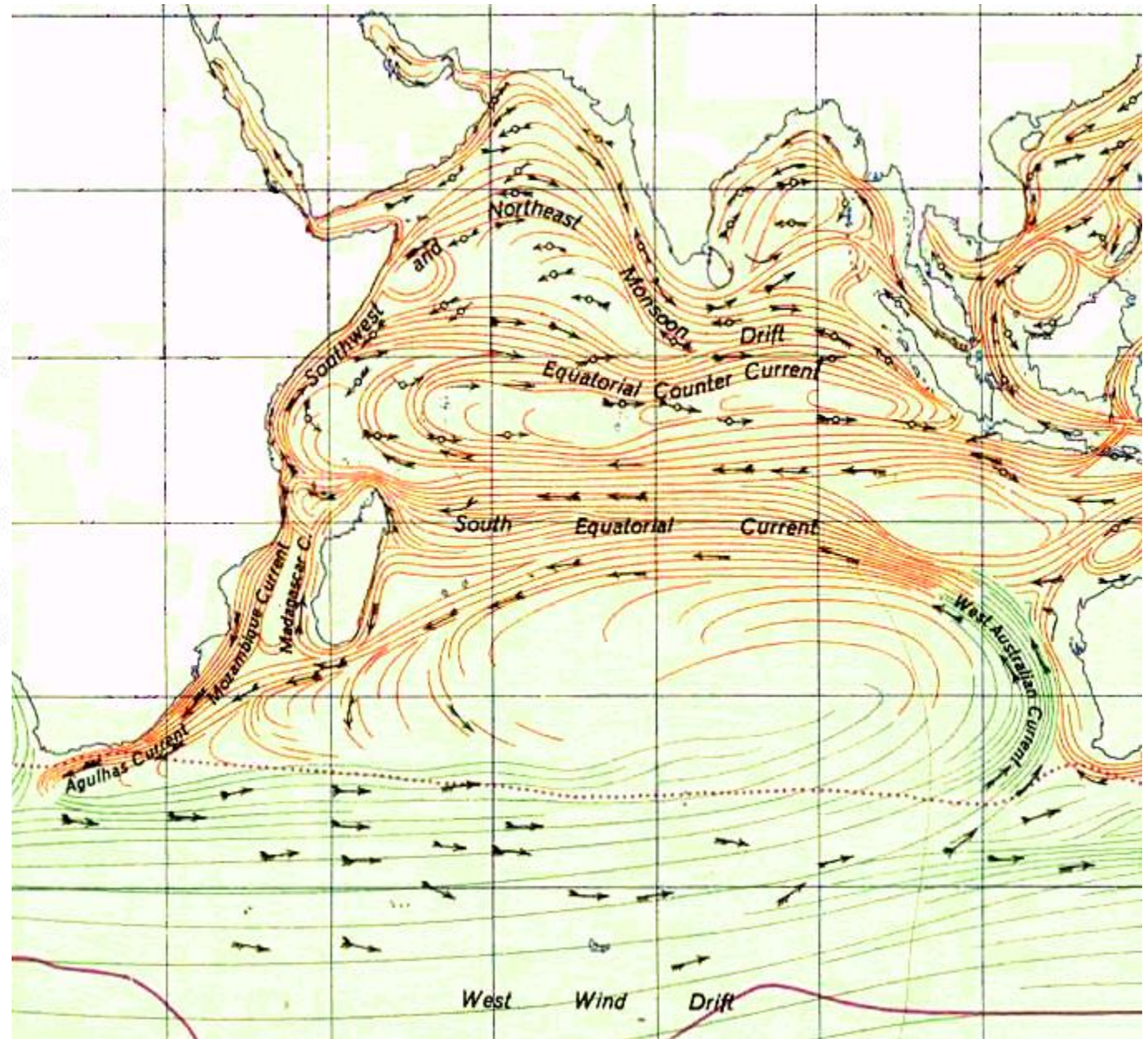
https://marine.weathersa.co.za/Forecasts_WaveCurrentInteractions.html



Init. 01-Mar-2024 12:00:00 UTC

Au sud, océan Antarctique et les autres : cold wall

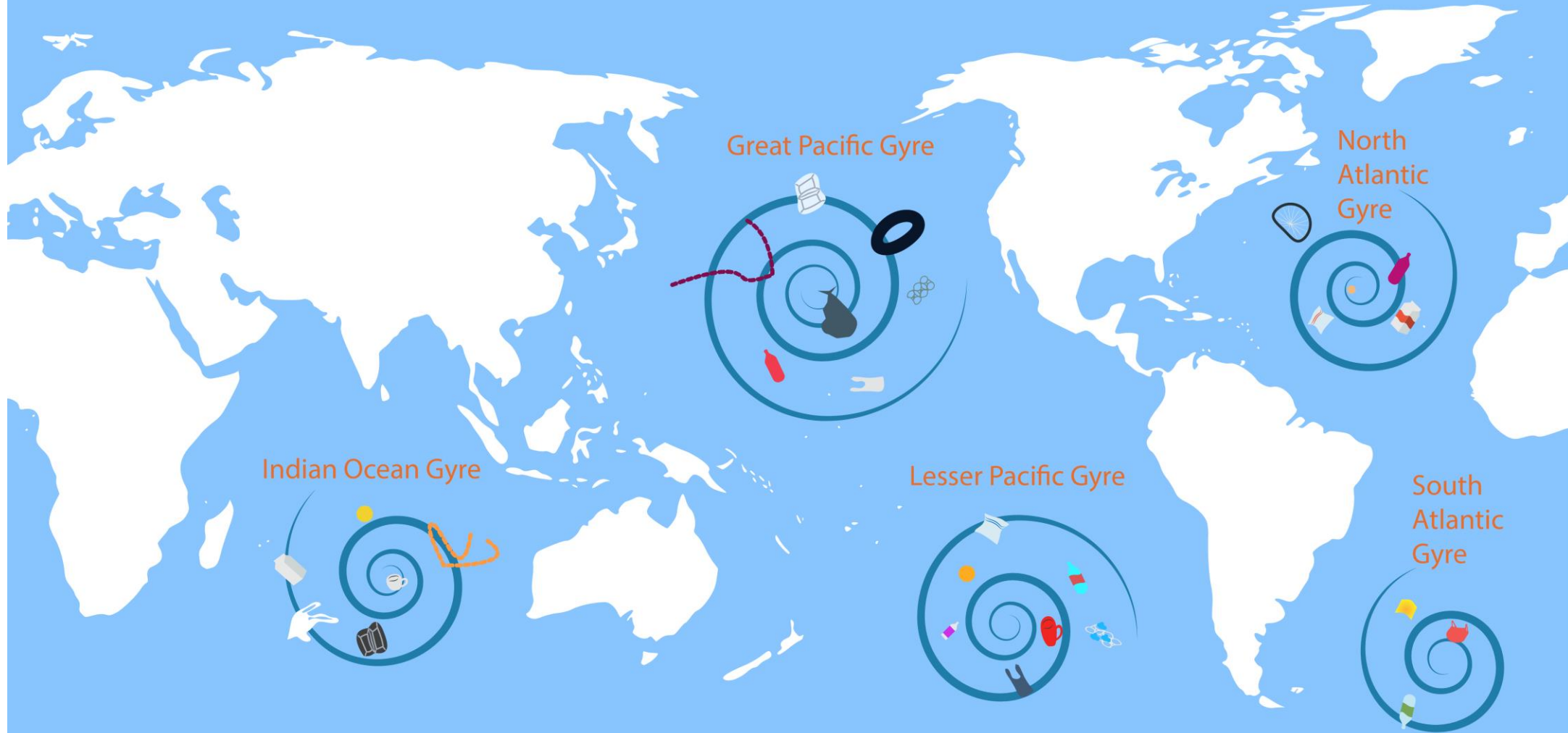
Océan Indien : alternance des moussons au nord, courant de somalie, courant du Mozambique et courant des Aiguilles au sud.



Ocean Gyres of the World

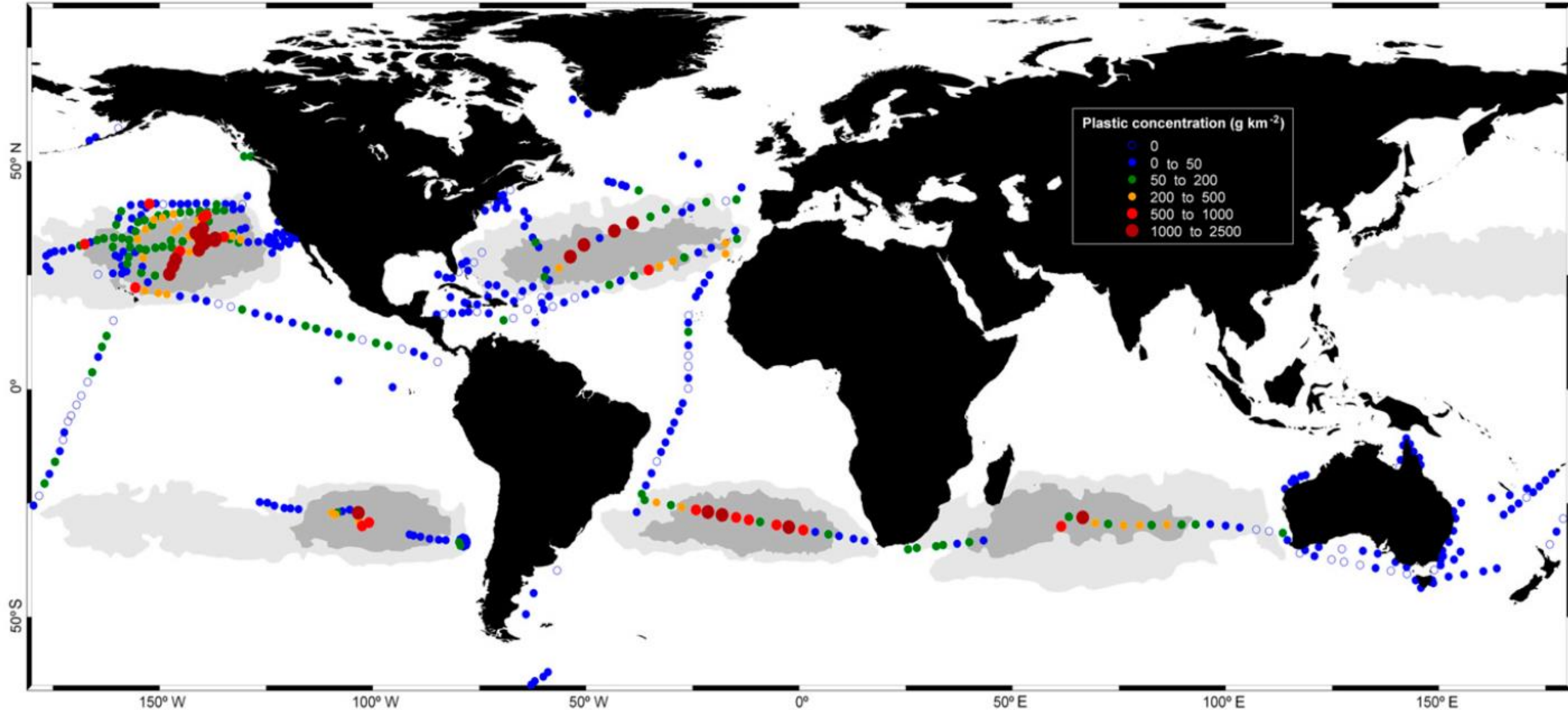
Gyres :
Vortex

essentiellement
formés en raison
de l'action de la
force de Coriolis
qui génère des
tourbillons
ralentisseurs en
bordure du
courant principal
dont certains
conduisent à la
concentration
des particules de
plastique au
centre des
océans

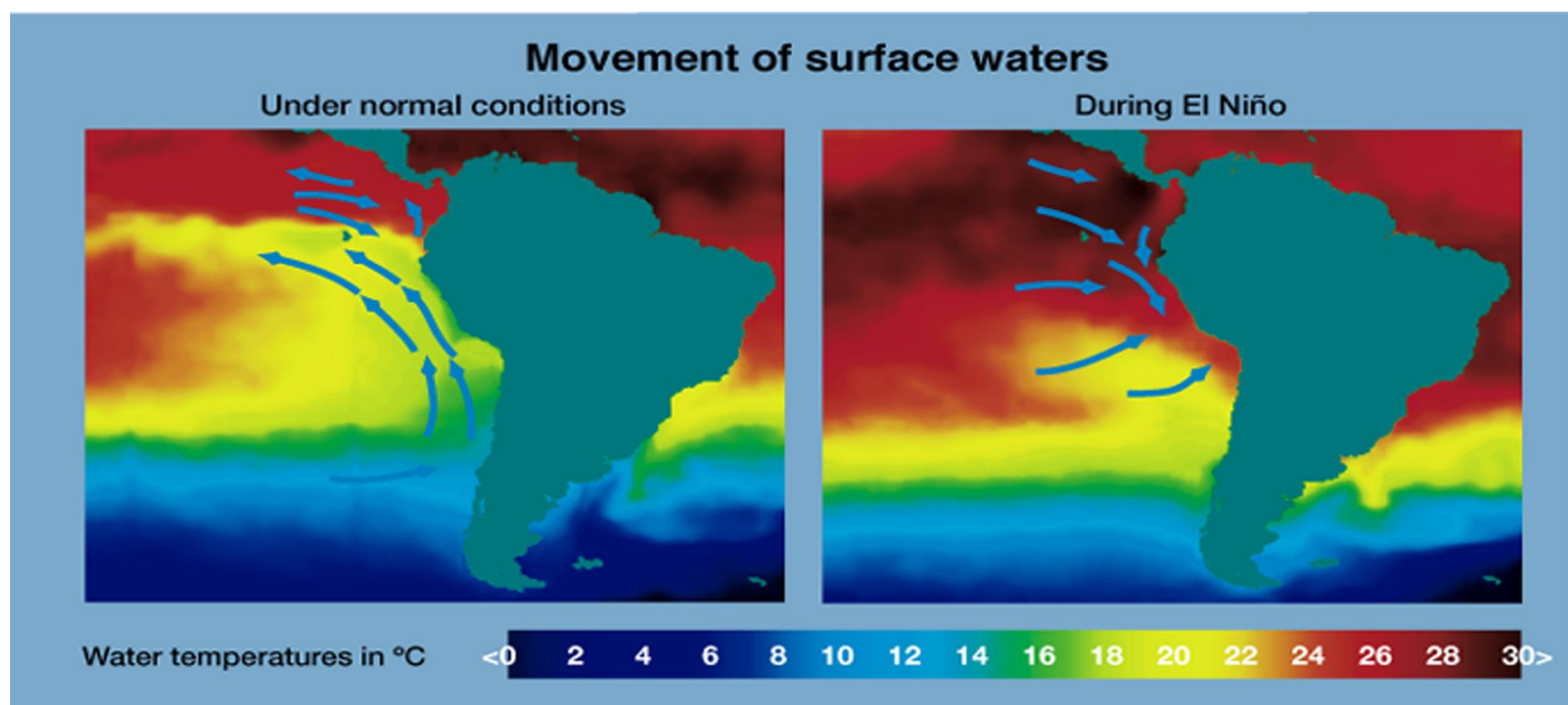


<https://www-iumm.univ-brest.fr/plastiques-a-la-derivee-itineraire-dune-particule/>

(extraite de Cozar et al., 2014) : Concentrations des débris plastiques à la surface des océans, mesurées au cours de différentes expéditions scientifiques. Les zones grises délimitent les zones d'accumulation prédites par simulation (Maximenko et al., 2012).



**Interaction
océan
atmosphère
dans l'océan
Pacifique**



Le Pacifique Sud est parcouru par une oscillation thermique encore mal expliquée connue sous le nom d'El Niño (tous les deux à cinq ans, contrecarré par La Niña), qui exerce une influence importante sur le climat. **El Niño et son pendant atmosphérique, l'oscillation australe donnent le phénomène appelé ENSO** (El Niño Southern Oscillation).

Oscillation australe : en novembre, la pression est plus élevée à l'est de Tahiti (subsidence) qu'à l'ouest (ascendance). Cette différence de pression le long de l'équateur crée une circulation des masses d'air vers l'ouest (alizé). À d'autres époques, le phénomène inverse se produit : pression plus élevée à l'ouest de Tahiti, affaiblissement des alizés et déplacement des masses d'air vers l'est. Cette phase d'indice bas est généralement accompagnée d'un El Niño.

La force de l'oscillation australe est donc mesurée par un *indice* qui est une mesure de la variation mensuelle de la différence de pression de surface moyennée entre Tahiti et Darwin.

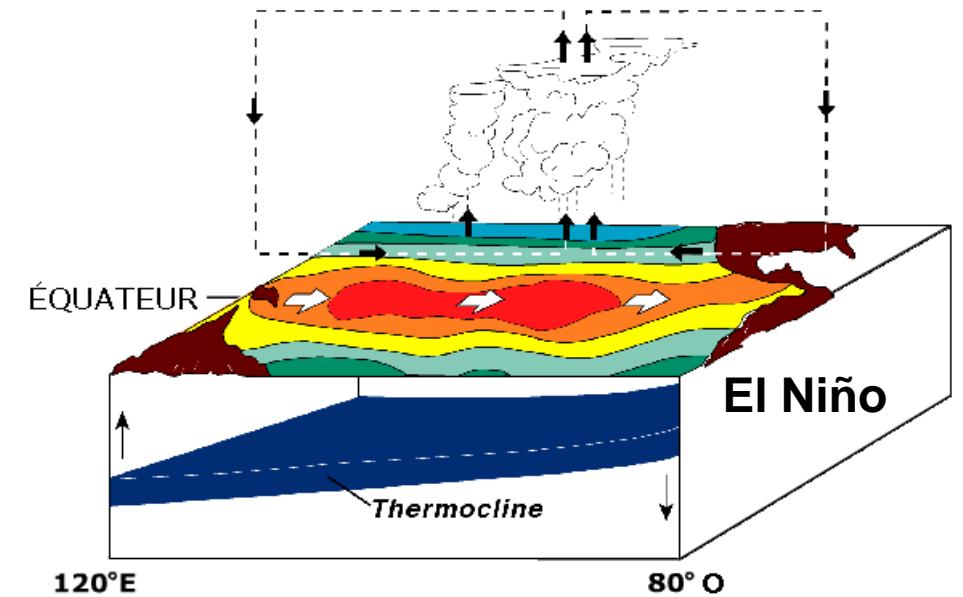
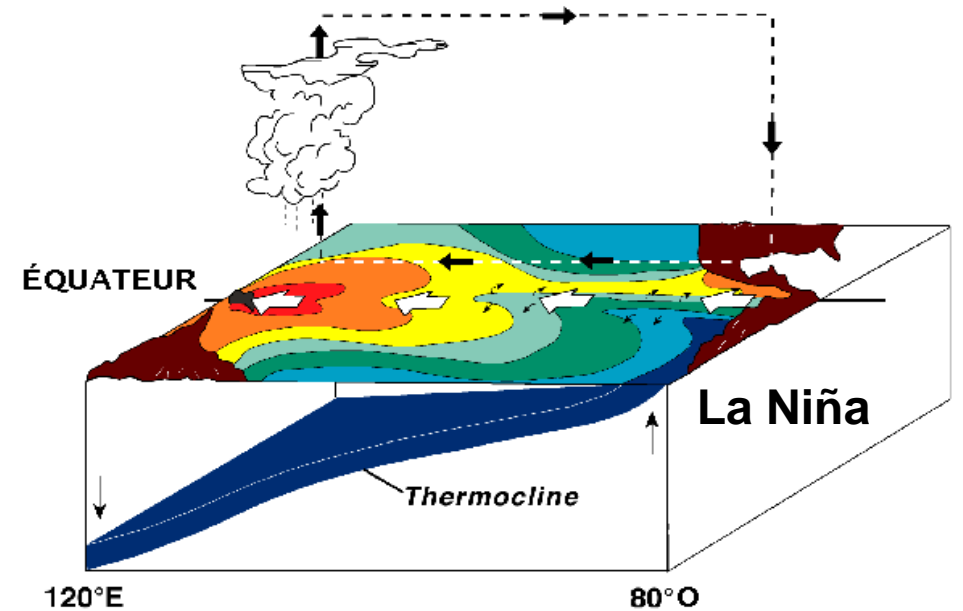
Interaction océan atmosphère dans le Pacifique Sud

Dans l'océan Pacifique, entre des périodes neutres (alizé «normal»), deux phénomènes météo-océanographiques importants de durées variables (plusieurs saisons) dont les facteurs déclenchants sont encore incomplètement définis :

La Niña, alizé plus fort et plus régulier (upwelling plus fort et pente océanique plus marquée), température de la mer plus chaude sur l'W du bassin, plus fraîche au centre, augmentation des pluies et du risque cyclonique à l'W qui ne concerne pas la Polynésie.

El Niño, alizé plus faible voire inversé sur l'W du bassin (upwelling plus faible sur l'Est), température de la mer plus chaude que la normale sur le centre et l'Est de l'océan avec migration des eaux plus chaudes habituellement à l'W – pente océanique plus faible, augmentation du risque cyclonique en Polynésie française (peu de changement en zone NC). Création de deux cellules convective de part et d'autre du centre Pacifique avec branches ascendantes au-dessus de la zone d'eau la plus chaude et de branches descendantes à l'E et à l'W.

El Niño : de mars à juin avec un maximum vers Noël avec une **périodicité de 2 à 7 ans**.

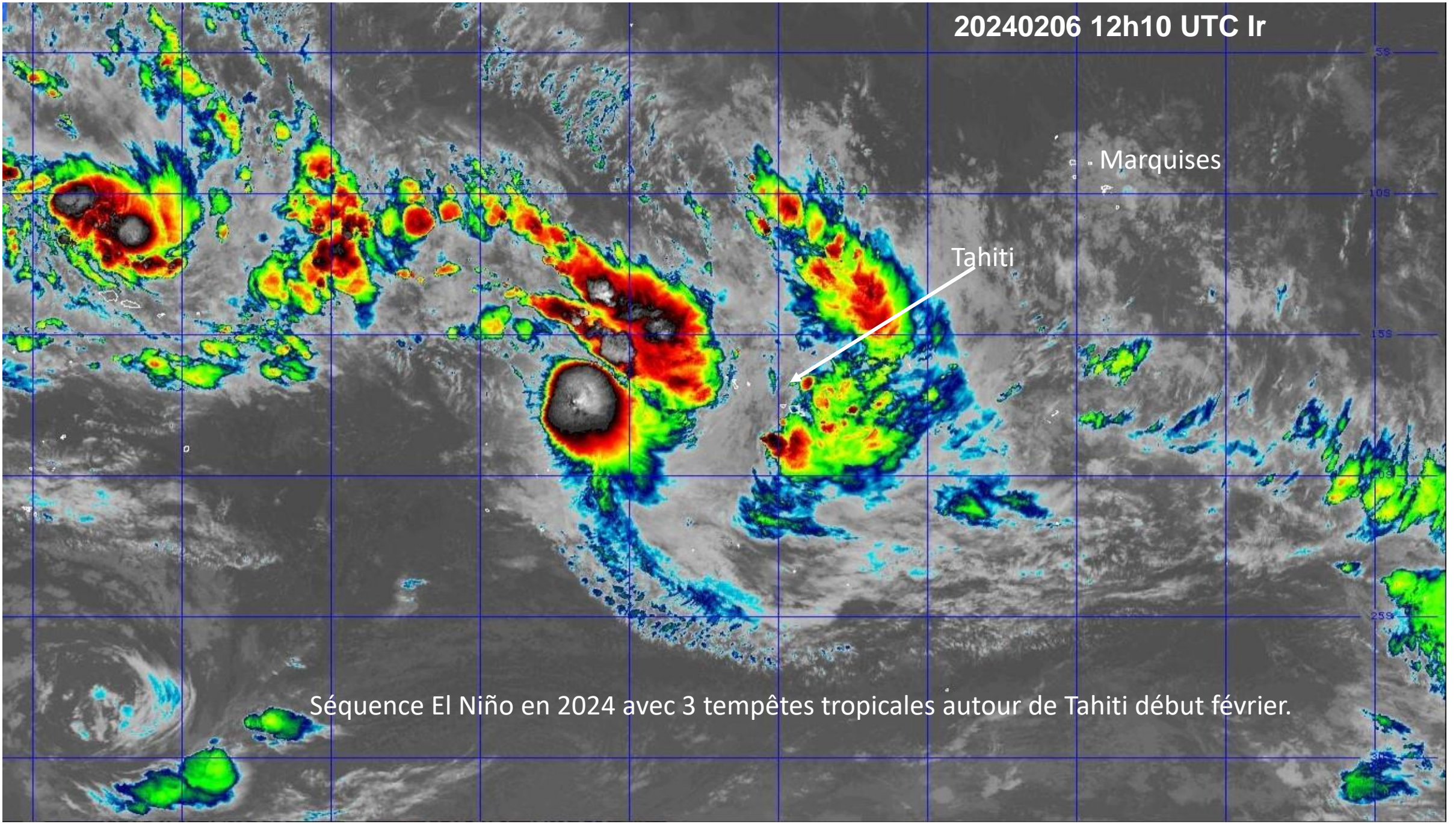


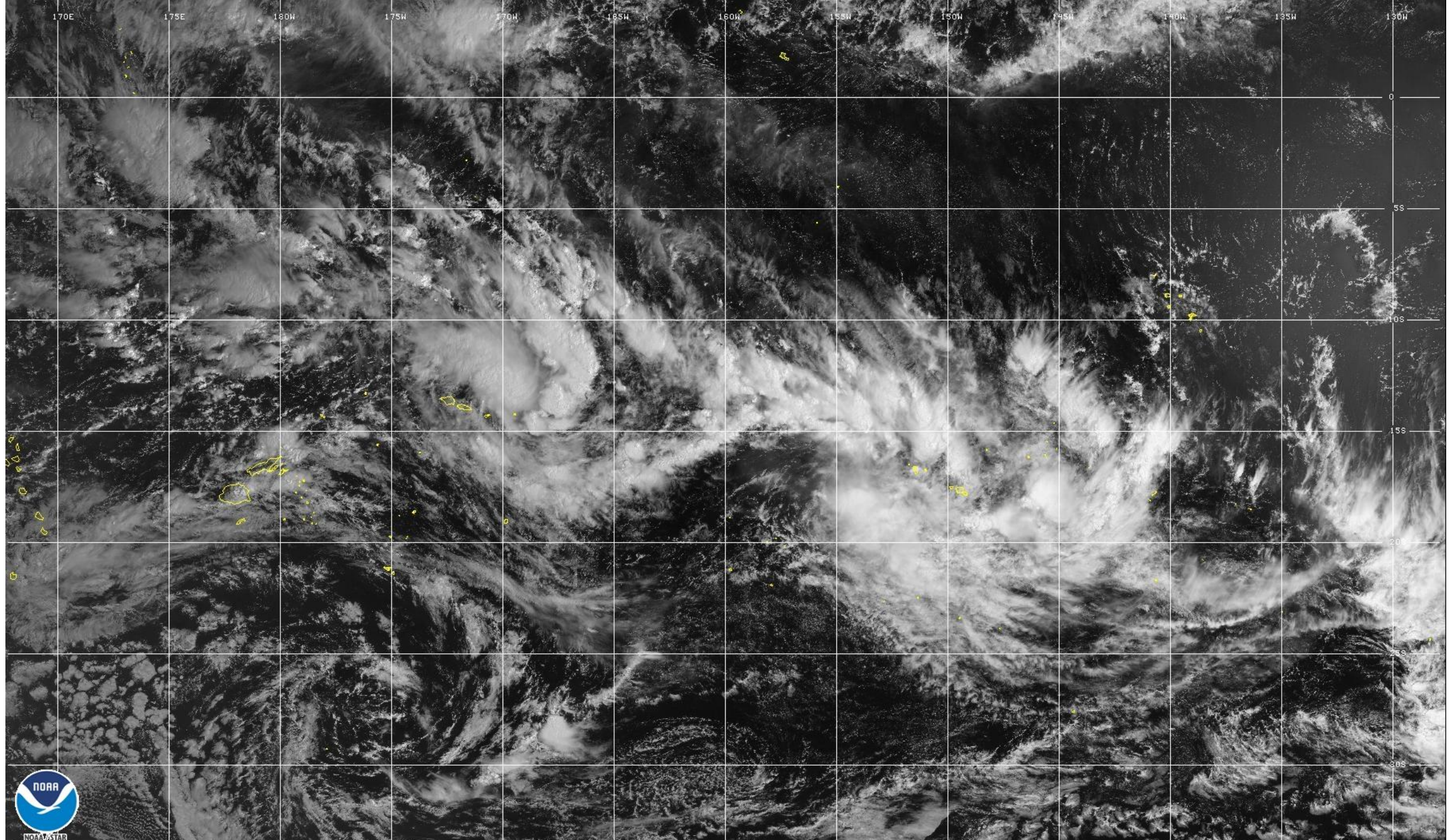
20240206 12h10 UTC Ir

Marquises

Tahiti

Séquence El Niño en 2024 avec 3 tempêtes tropicales autour de Tahiti début février.

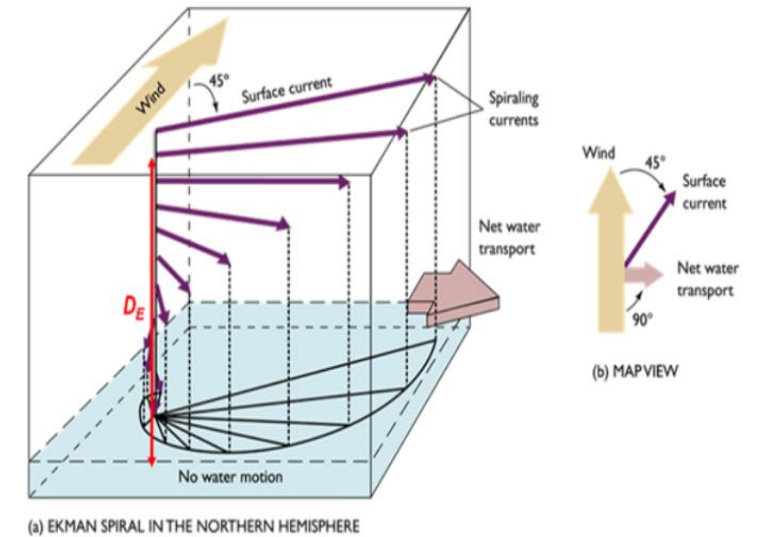




06 Feb 2024 20:10Z - NOAA/NESDIS/STAR - GOES-West - Band 02 - TSP

Actions du vent sur la mer (petite, moyenne et grande échelle):

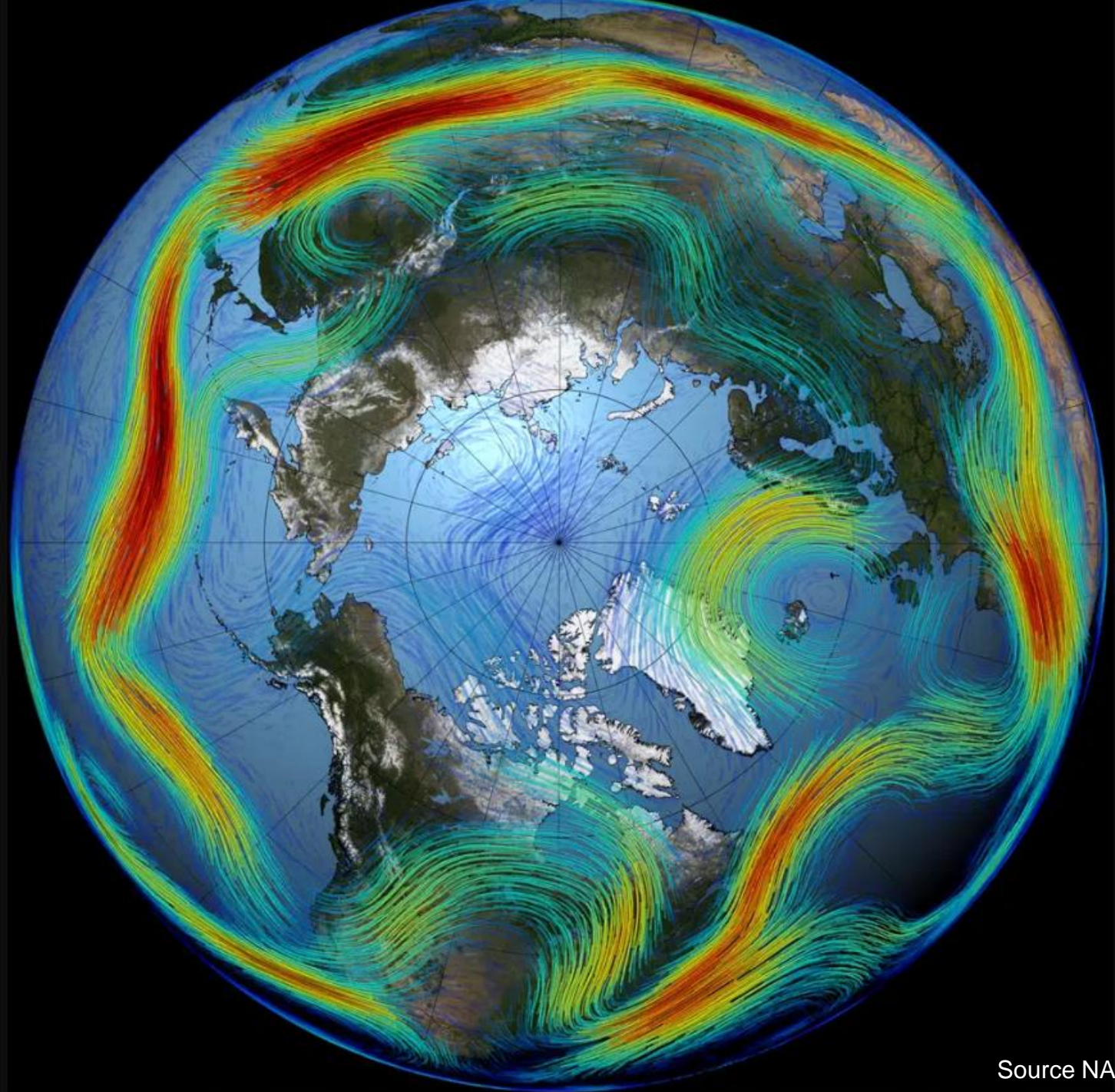
- **Upwelling côtier**, (visibilité réduite, stabilité basses couches atmosphérique, danger pour la navigation concentration bateaux de pêche,...),
- upwelling équatorial (T mer plus basse et contre-courant).
- Sous la surface, spirale d'Ekman (sensible jusque 50/60 m mais parfois jusque 150m ff,) contribue à « évacuer » une certaine quantité d'eau et à réduire l'intensité d'une marée de tempête par fonds sup 50/60 m.



Courants de pentes.

La topographie des fonds et surtout les grands centres d'action météorologiques génèrent des creux et des bosses sur la surface océanique qui devient bosselée : La différence d'altitude entre les régions les plus hautes, au sud-est du Groenland, et les régions les plus basses, au sud de l'Inde, atteint 160 m. Dans le cas particulier de la Méditerranée, cette différence atteint 80 m, avec une altitude maximale près des Baléares et minimale au sud-est de la Crète.

COURANTS JETS



Source NASA

Les courants jets (jet-streams) sont des puissants et étroits courants de haute altitude (environ 8/15 km - 300 hPa / 250 hPa). Associés à la rotation de la terre, ils se forment :

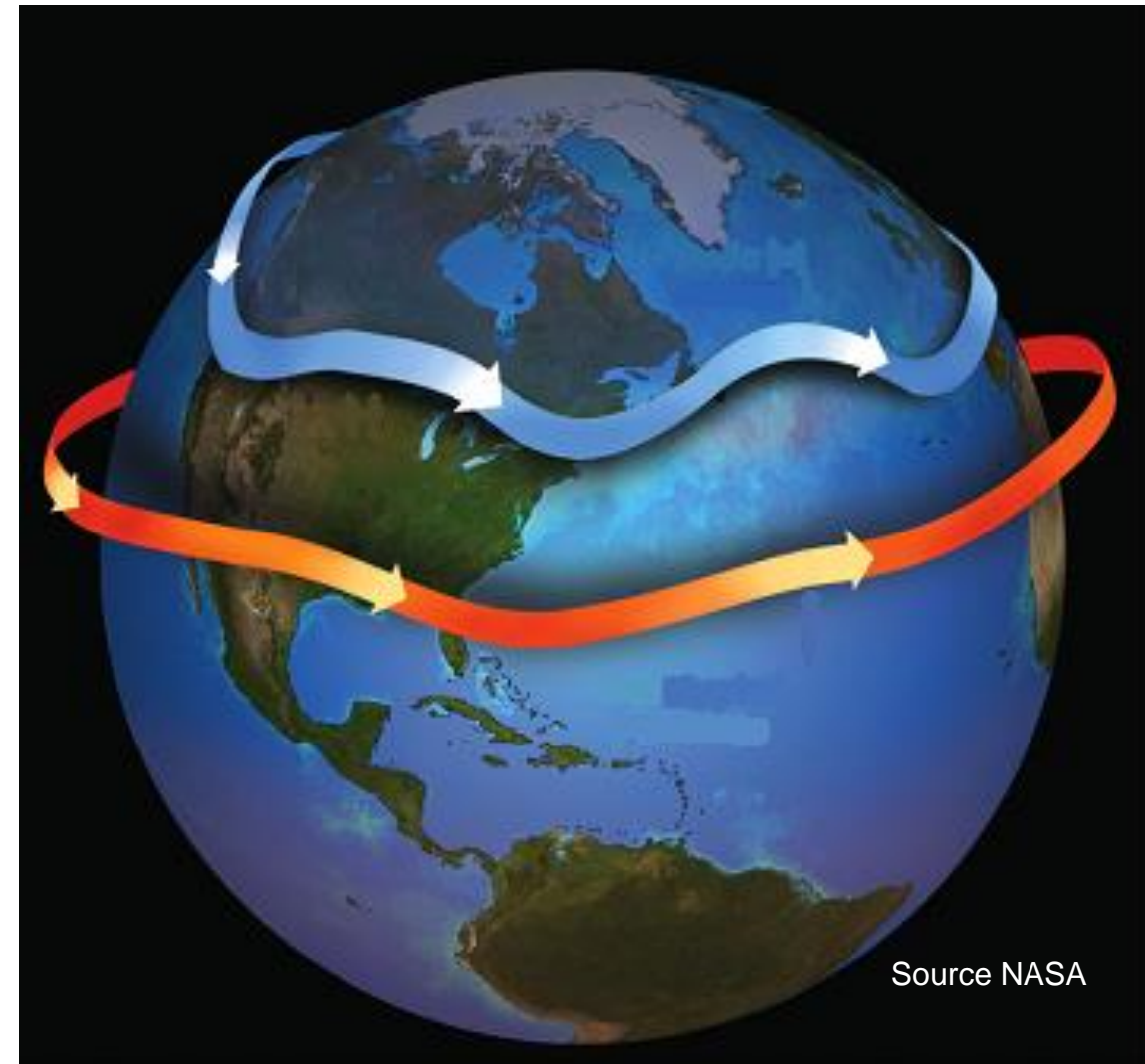
- dans les zones de rencontre entre les masses d'air froid et les masses d'air chaud (jet polaire)
- lors d'un contraste entre l'air très dense du nord et l'air plus léger des tropiques (jet subtropical).

Le réchauffement climatique tend à accentuer ce contraste.

Lorsqu'une masse d'air chaud se situe à proximité d'une masse d'air froid ou plus dense, la pente des surfaces isobares (cartes d'altitude) augmente avec l'altitude et le vent souffle de plus en plus fort à mesure que l'on s'élève. Cela se répercute jusque sous la tropopause où les vents sont les plus forts (le champ de température s'inverse au-dessus de la tropopause).

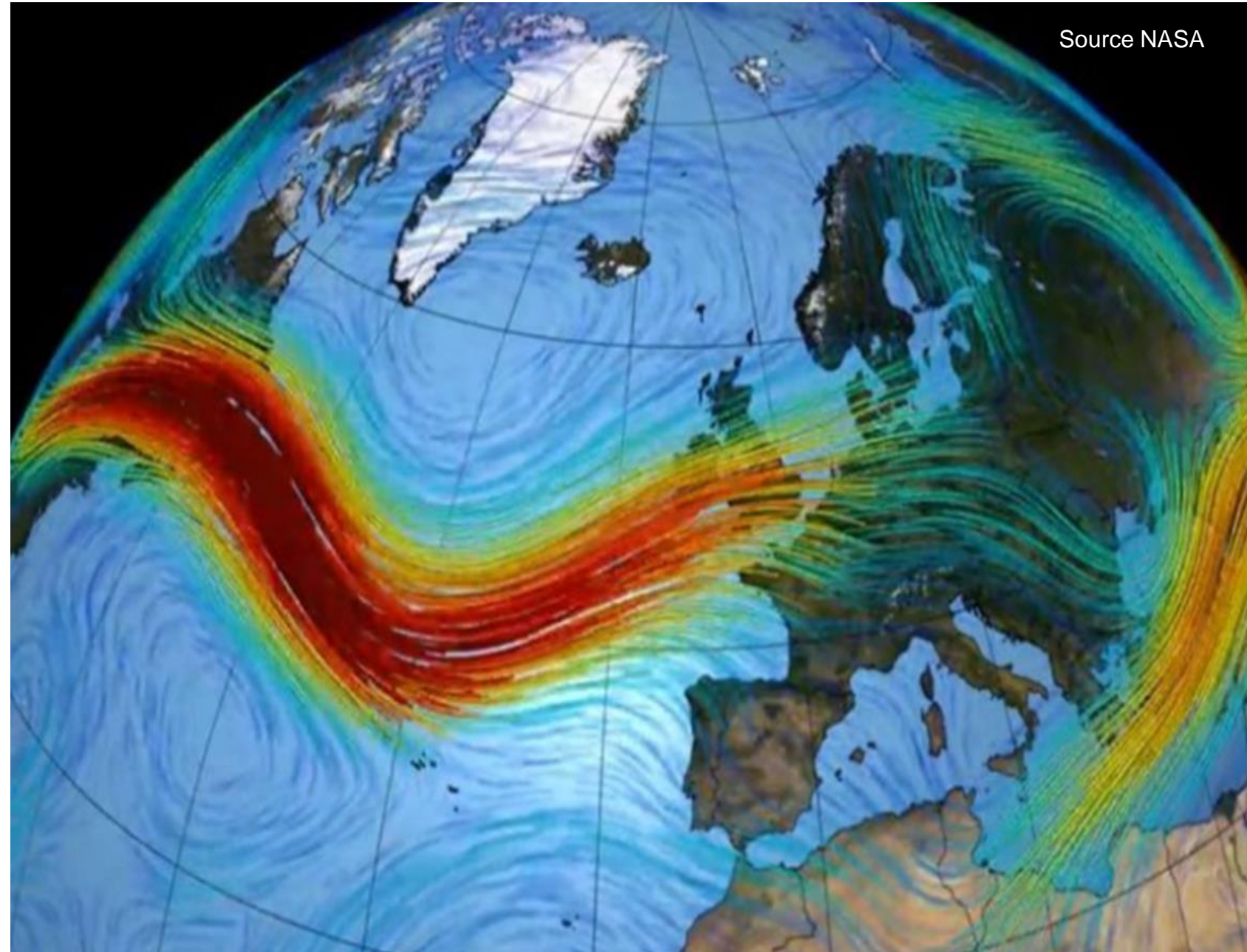
Dans les zones où un conflit de masses d'air existe, le courant-jet se forme au-dessus d'un ruban serré de différences de température (gradient thermique - front) qui sépare les masses d'air froides et chaudes.

Ce phénomène des jet-streams se produit dans les deux hémisphères, mais est plus marqué dans l'hémisphère sud (Antarctique). Le contraste entre les deux masses d'air est également plus fort en hiver, ce qui donne lieu à des jet-streams plus rapides en hiver qu'en été.



Les jet-streams sont d'une grande variabilité, d'une épaisseur variable, de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres (3/4 km) pour quelques centaines de kilomètres de largeur et plusieurs milliers de kilomètres de long.

Ils évoluent en méandres et l'absence de contraste thermique marqué atténue la force des vents (donc l'existence du jet à cet endroit) qui fluctue en fonction de gradients internes et est toujours plus importante au centre du jet.



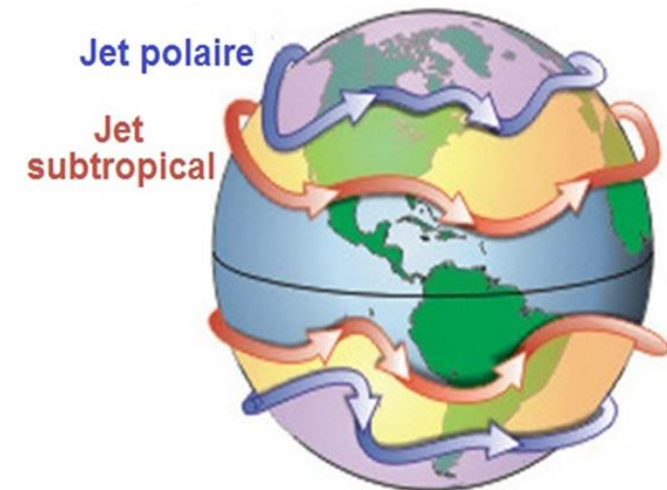
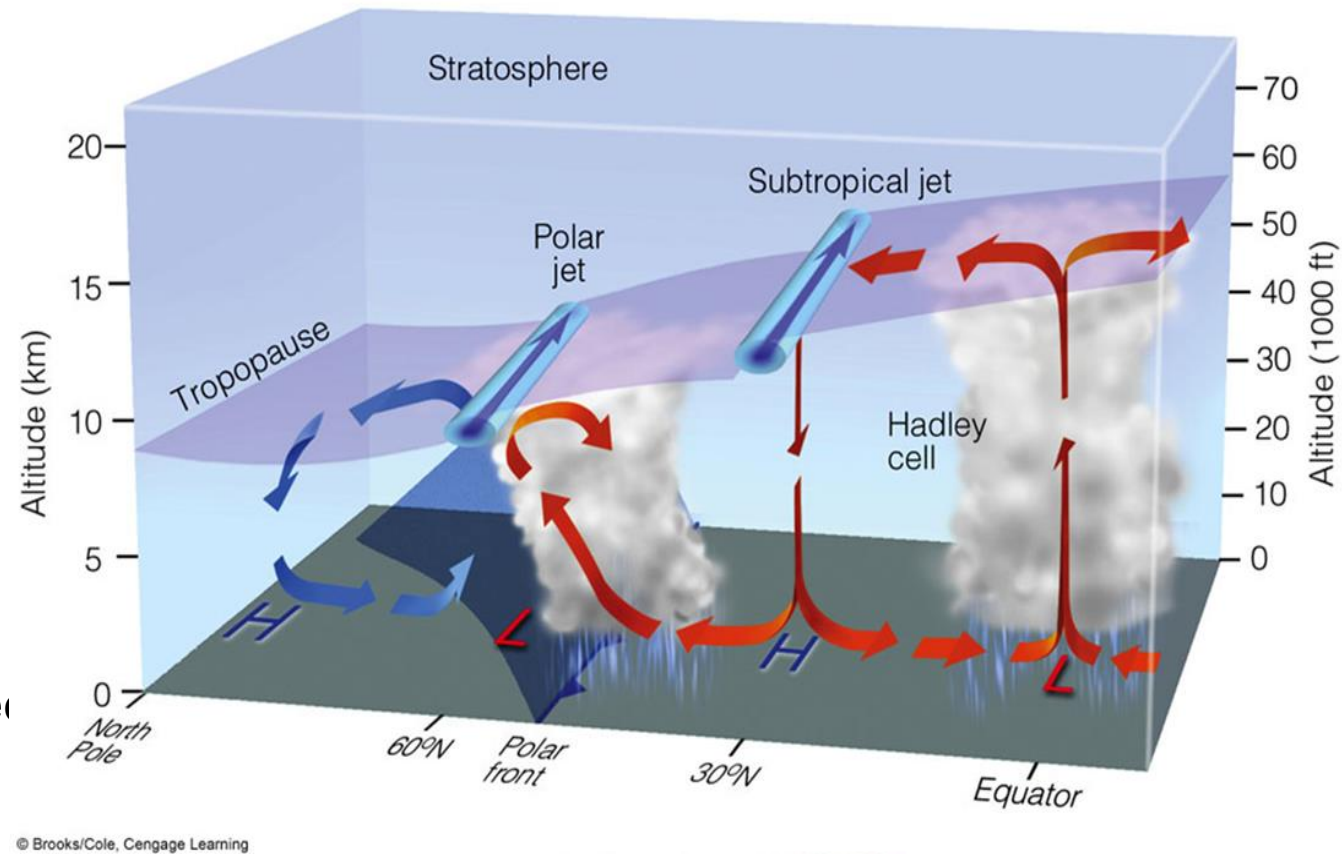
Dans chaque hémisphère, on distingue un **jet-stream tropical (stable)** et un **jet-stream polaire (instable)**. Le jet-stream subtropical est moins puissant que le jet-stream polaire du fait du contraste moins marqué entre les masses d'air à ce niveau.

On trouve ces jet-streams au niveau des branches descendantes des cellules de Hadley et Ferrel ($\approx 30^\circ\text{N/S}$) puis à la rencontre des cellules de Ferrel et polaire ($\approx 60^\circ\text{N/S}$).

Le courant-jet subtropical (!) sépare la zone tempérée de la zone chaude. Il subit une variation saisonnière aussi bien en ce qui concerne sa position qu'en ce qui concerne son intensité.

Pendant l'été, le gradient horizontal de température étant plus bas entre le pôle et l'équateur, ce courant faiblit et passe d'environ 30 à 40 m/s à 15/20 m/s alors que, entre les deux saisons, sa latitude peut varier entre 20° et 40° .

Toutefois, son altitude reste toujours sensiblement sans changement, autour de 12/15 000 m.

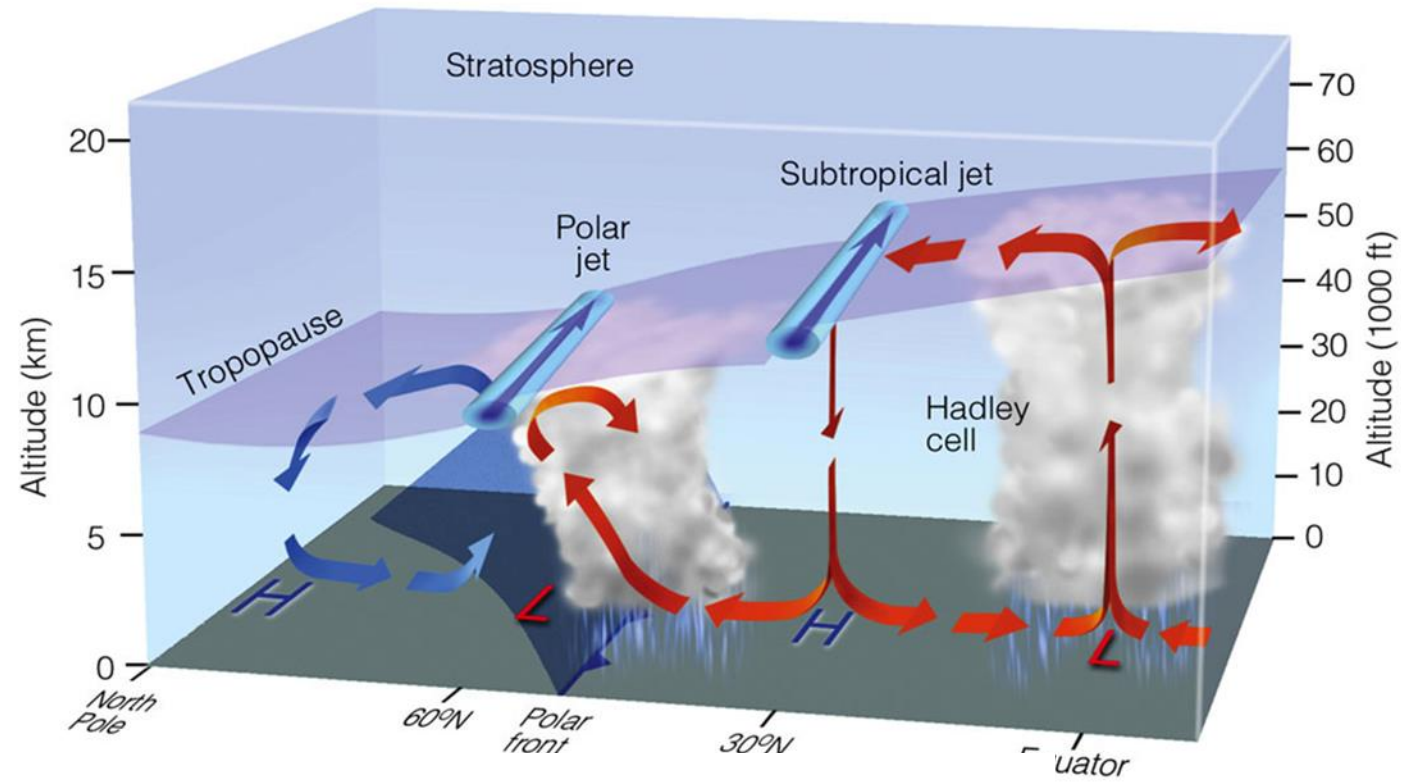


Le courant-jet polaire est associé au front polaire qui sépare la zone tempérée et la zone froide. Il est beaucoup **plus irrégulier que le jet subtropical**. Sa position change mais reste en moyenne à environ 60° de latitude alors que sa direction peut évoluer depuis ouest/est jusqu'à nord/sud).

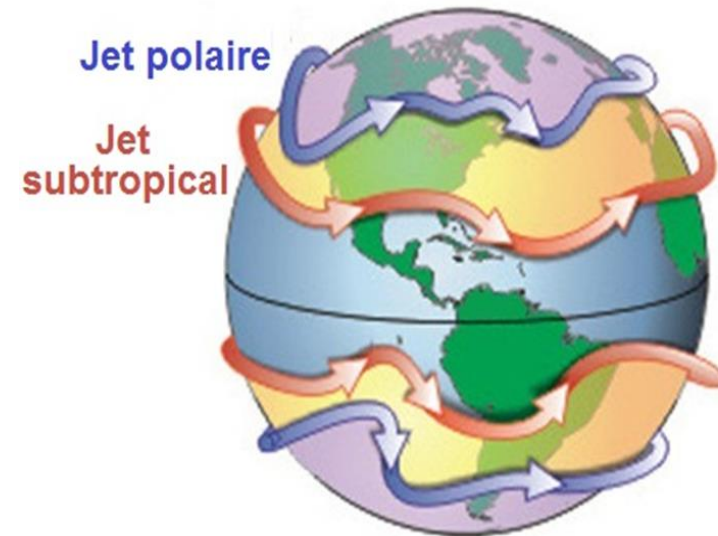
Les perturbations frontales qui affectent les latitudes moyennes y sont associées.

Comme le courant-jet tropical, le courant-jet polaire est plus faible et plus régulier en été qu'en hiver car le contraste thermique entre les régions polaires et les régions équatoriales est plus élevé pendant la saison froide que pendant la saison chaude. Il peut atteindre les 400 km/h en hiver.

Le courant-jet se forme au-dessus d'un ruban serré de différences de température (front) et qui sépare les masses d'air froides et chaudes.



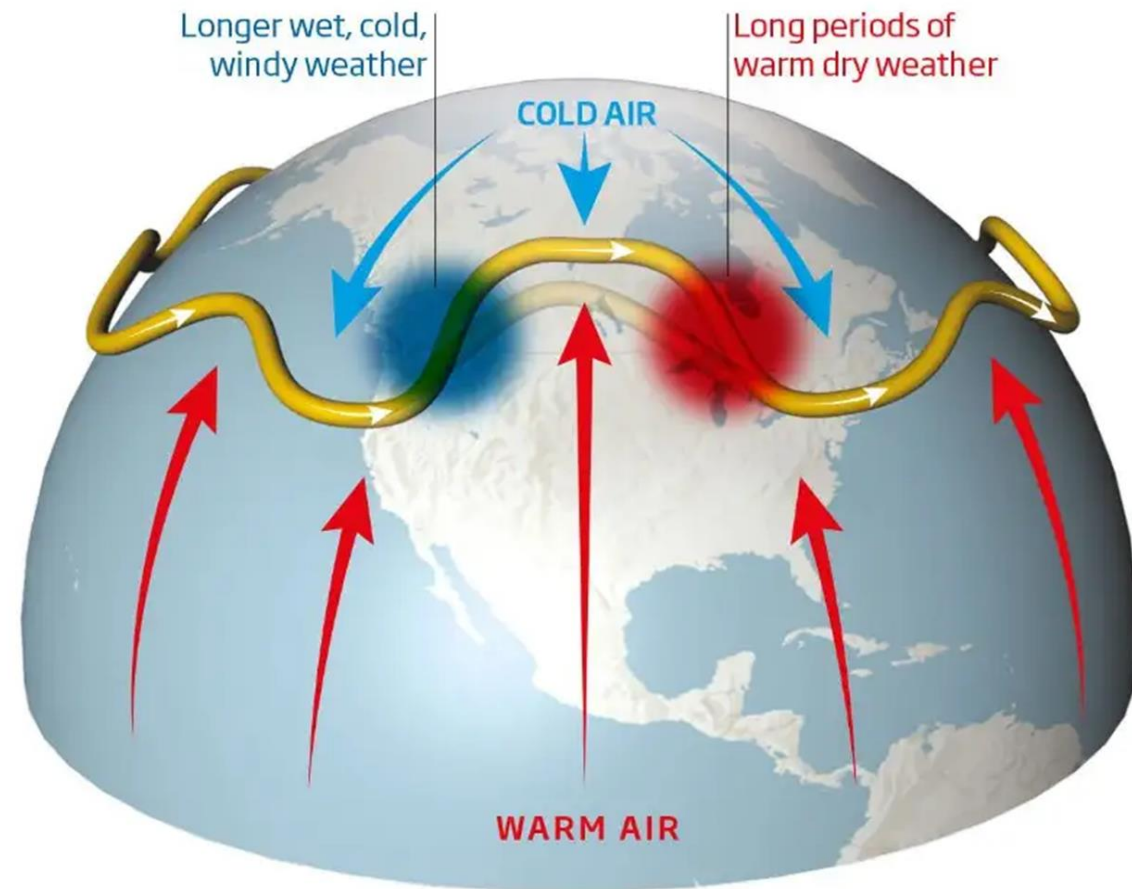
© Brooks/Cole, Cengage Learning



Les courants-jets ont de manière générale deux configurations possibles qui déterminent leur trajet et leur vitesse :

Le flux zonal (le plus fréquent) : les jets circulent rapidement **d'ouest en est** en survolant une latitude pratiquement constante et les discontinuités se font rares. Les ondes qui composent les jets (ondes de Rossby) ne sont pas très développées. En surface, les régions situées sous un jet seront sous l'influence d'un défilé ininterrompu de dépressions accompagnées de fronts qui s'écoulent vers l'est (rails dépressionnaires).

Le flux méridien (plus rare) : les courants-jets circulent lentement voire pas du tout dans un **axe nord-sud** bien établi sur une latitude variable; les **ondes de Rossby** sont très bien développées (souvent à l'origine de blocages de la circulation atmosphérique d'altitude de plus ou moins longue durée - mouvements ondulatoires des jets de grande amplitude: souvent événements climatiques exceptionnels voire extrêmes : canicules, sécheresses, pluies prolongées et inondations, vagues de froid).



La surveillance des courants-jets aide à déterminer les déplacements des systèmes météorologiques, mais l'évolution des courants-jets sont également un peu imprévisibles. Leurs déplacements peuvent changer rapidement entraînant des tempêtes dans des directions inattendues et à une autre échelle de temps impacter significativement le climat.

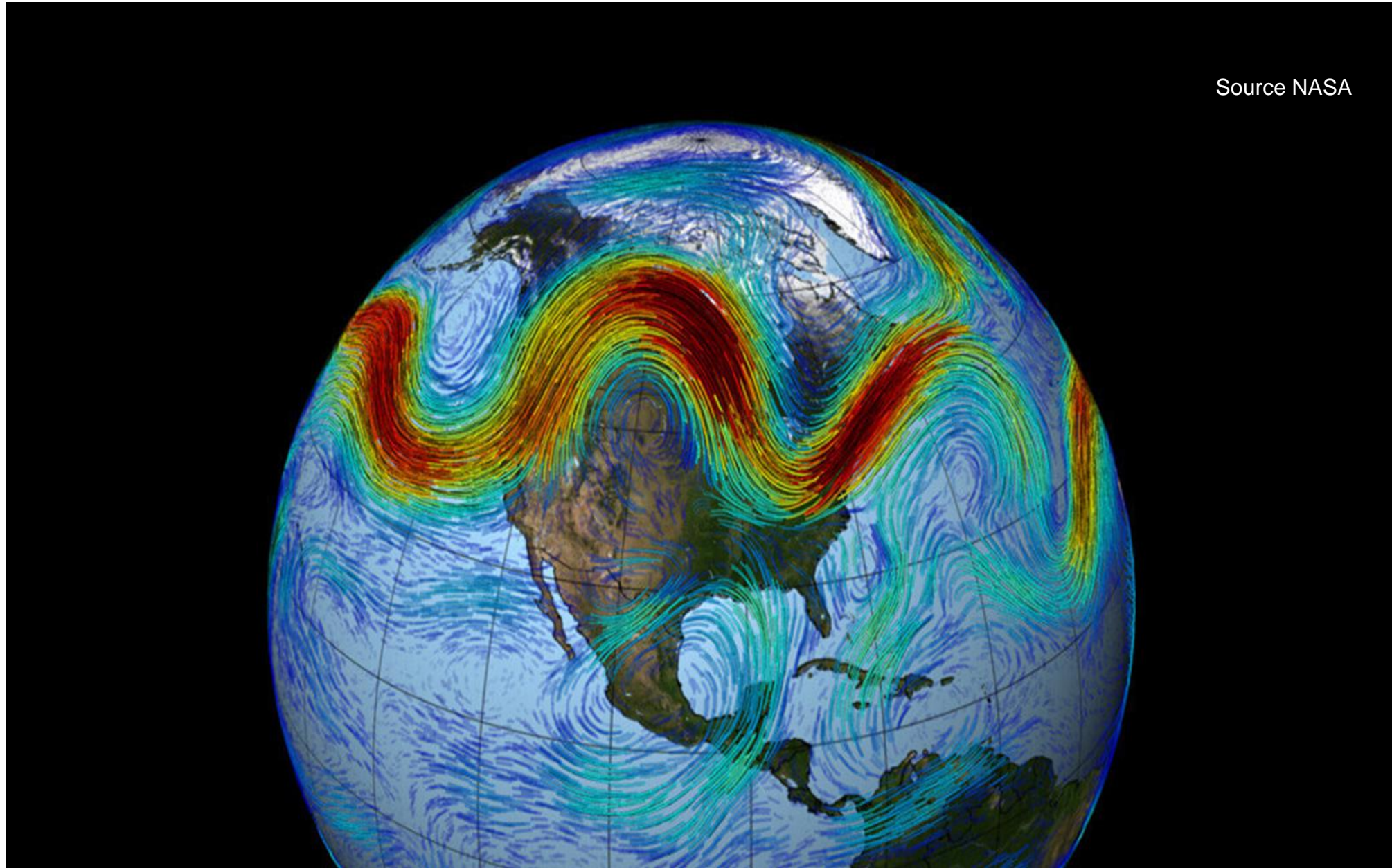
Méandres du jet-stream polaire sur les Etats Unis.

Les méandres du jet-stream polaire peuvent parfois atteindre la latitude du golfe du Mexique.

Les systèmes dépressionnaires éloignés du jet-stream évoluent souvent très lentement, demeurent quasi-stationnaires, entretenant le même type de temps sur la zone considérée.

L'Europe semble moins concernée par ces méandres de grande amplitude.

Source NASA



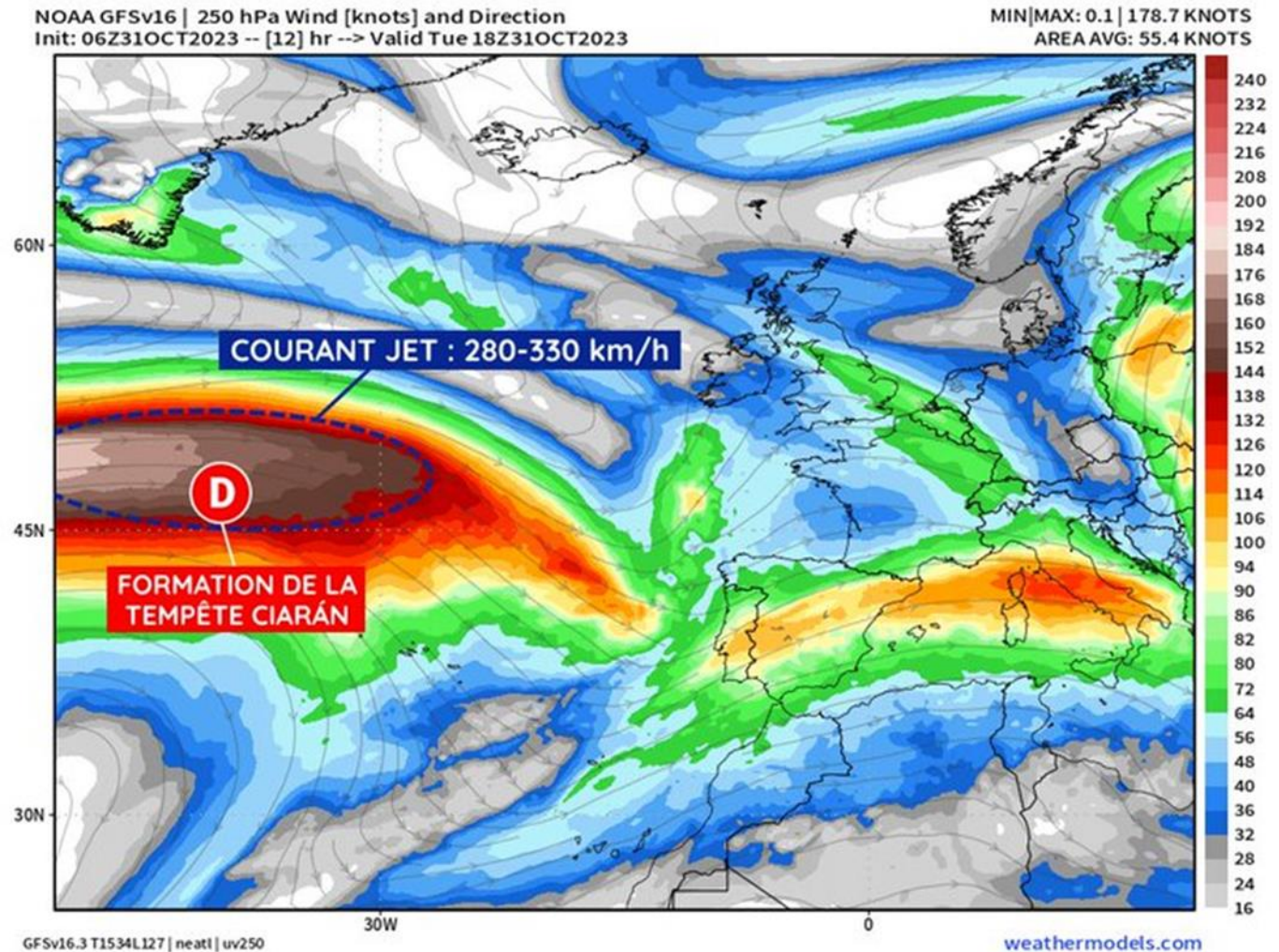
Courant Jet pendant Ciaran 20231010

Des interactions évidentes se créent entre une dépression au sol et un courant jet. Généralement, le centre au sol d'une dépression se situe à une latitude plus basse que celle du courant-jet d'altitude qu'elle a tendance à suivre sur sa face sud dans son déplacement.

Si le contraste thermique entre les masses d'air en conflit est très important (donc les pentes des surfaces isobares très prononcées) et la pression atmosphérique au centre de la dépression faible, une continuité peut se créer entre la dépression au sol et le courant jet qui tend alors à descendre en latitude et en altitude (500 hPa voire plus). Plus le jet-stream occupera une position sud, plus le risque de contraste thermique marqué sera fort.

Si le centre dépressionnaire finit par se trouver au nord d'un courant-jet puissant, il est probable que son creusement s'accroît et qu'elle donne naissance à une tempête.

Pour chaque degré de réchauffement global supplémentaire, les vents les plus rapides du jet-stream s'accroissent de 2 %.



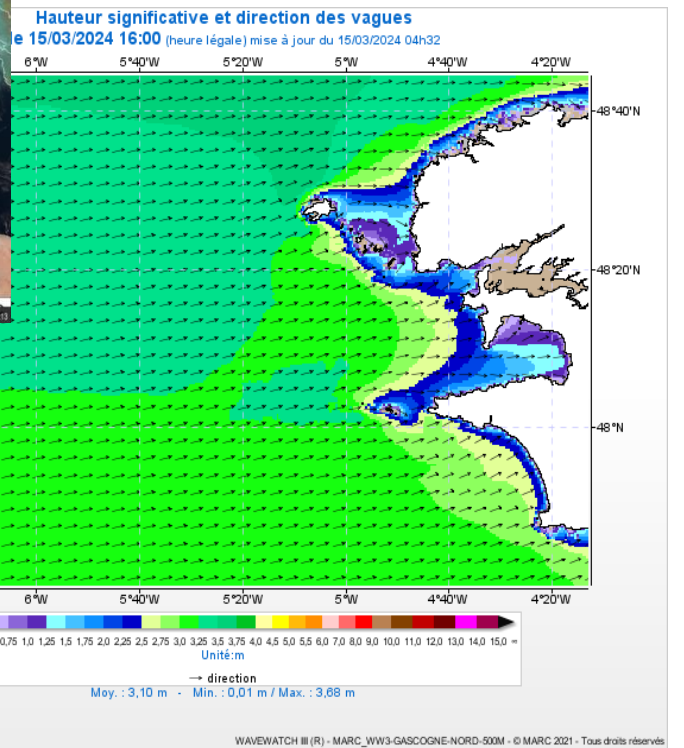
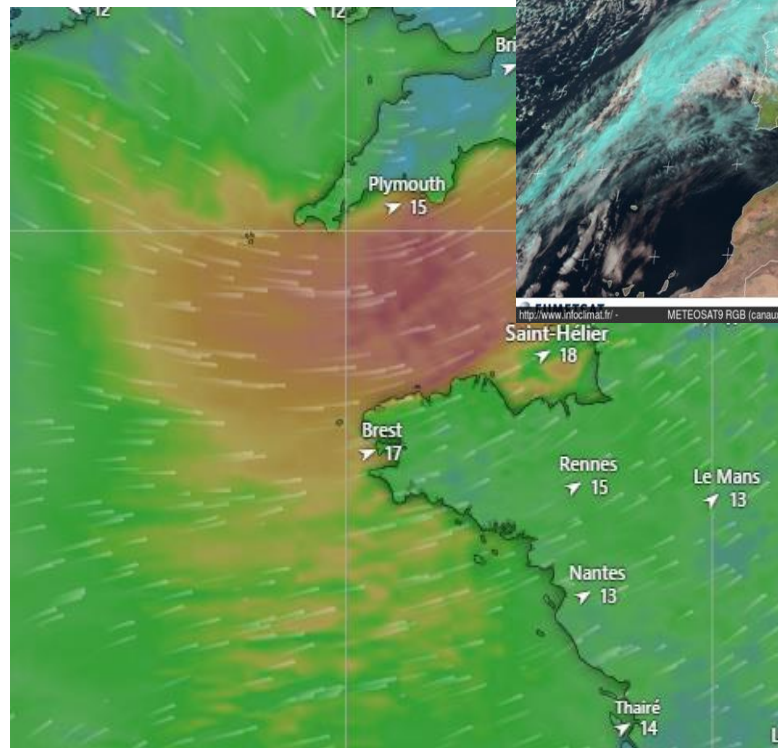
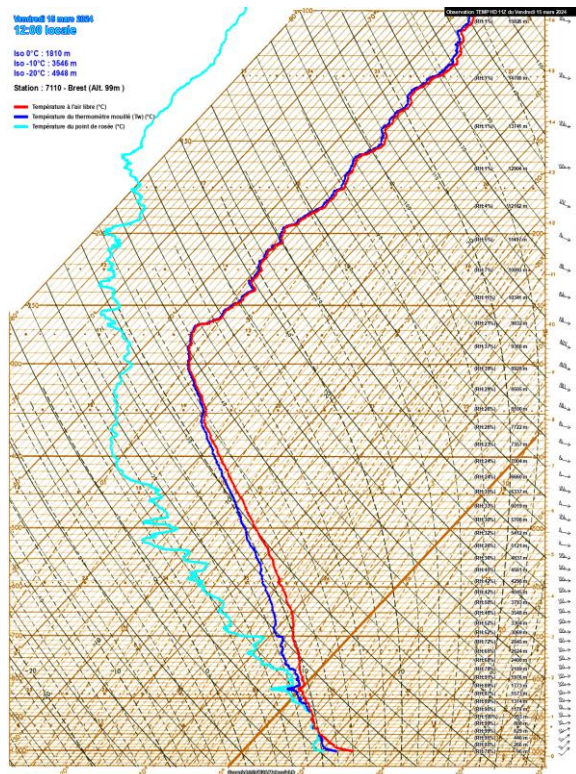
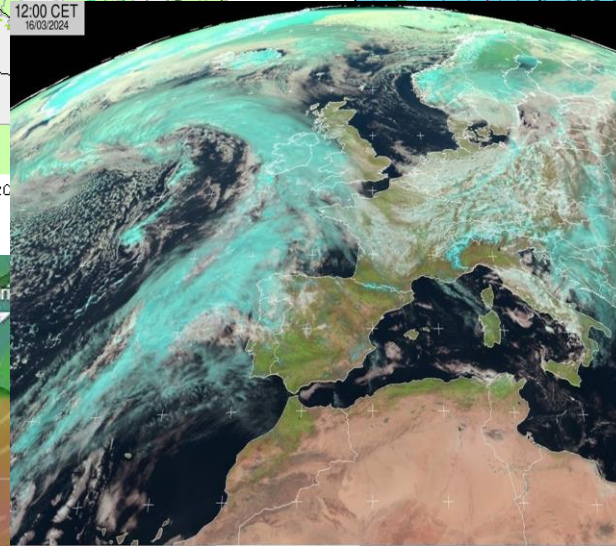
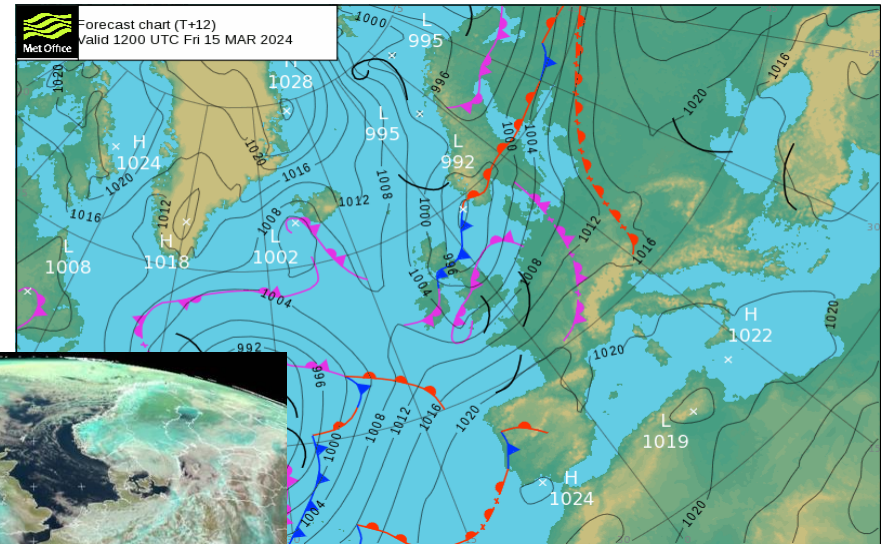
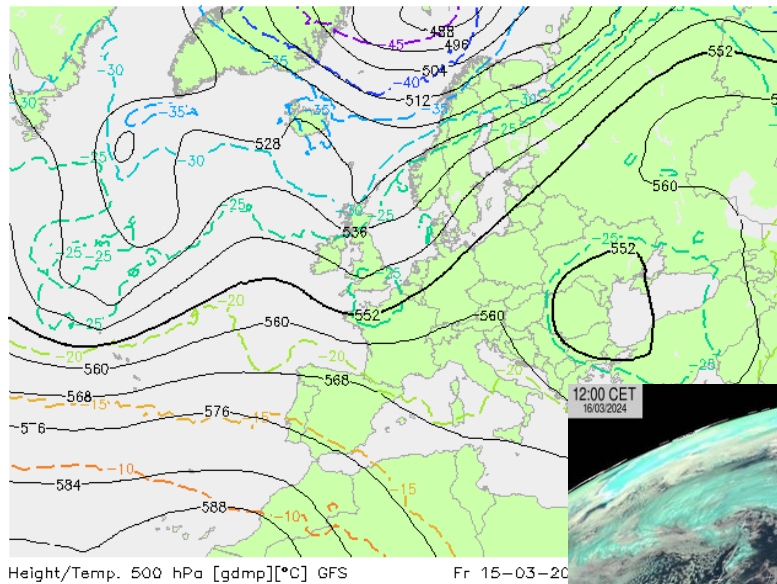
lors de la tempête Ciaran qui a frappé la France et les îles Britanniques, un vol qui reliait New York à Francfort a été enregistré à 1 231 km/h, au lieu des 900 km/h habituels arrivant à destination une heure avant l'heure initialement prévue.

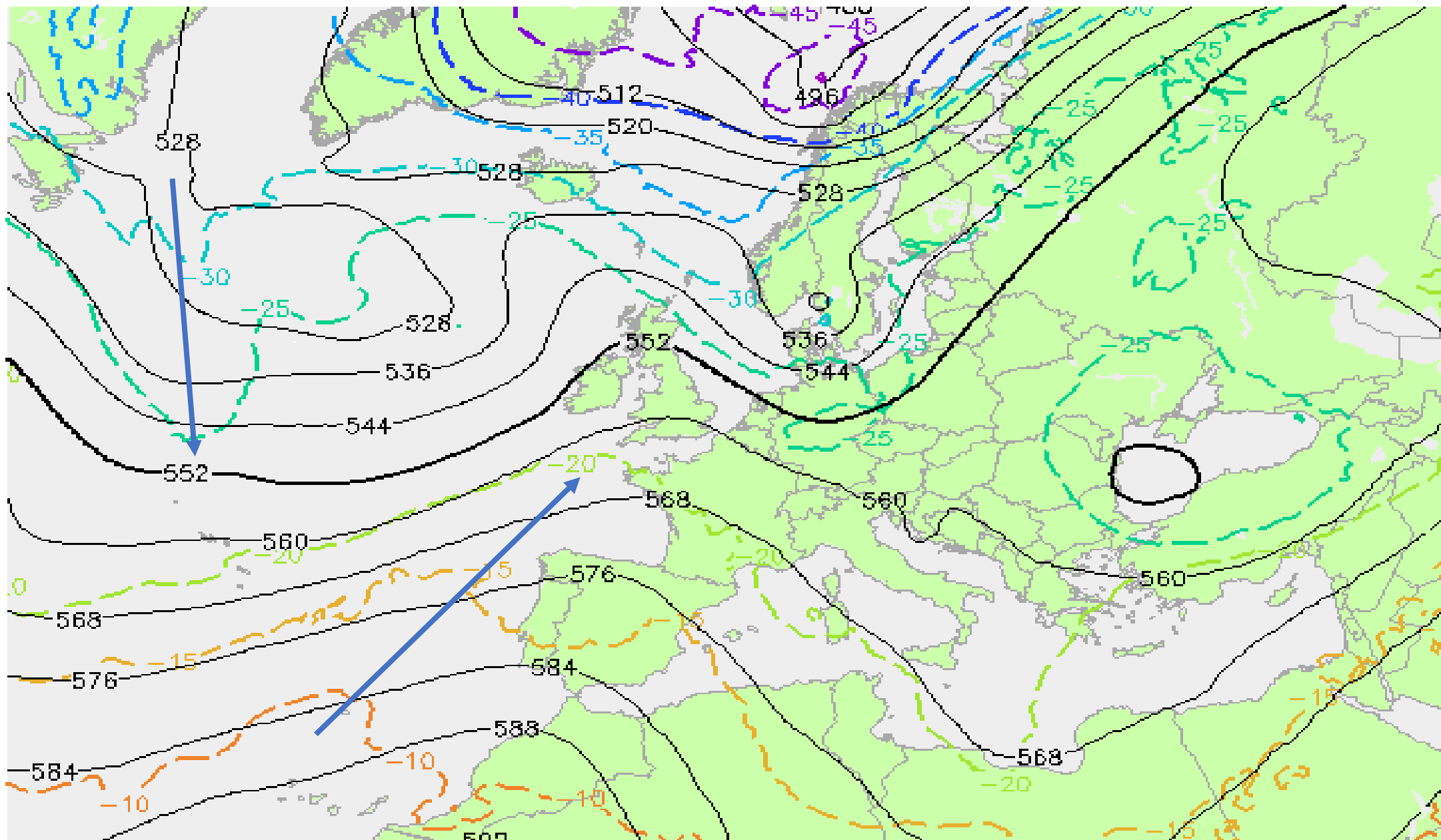


Cirrus de courant-jet Cette photo, prise à une altitude d'environ 320 km, montre une bande de cirrus produits par les vents d'ouest du courant-jet qui s'étend entre la Mer Rouge à l'Arabie saoudite. L'uniformité dans la bande de nuage reflète que le parcours étroit du courant-jet se déplace de la gauche vers la droite sur l'image. Cette photo provenant d'une navette, montre que la bande nuageuse comprend une série de nuages distincts et également espacés. Ils sont formés par un mouvement ondulatoire dans le courant d'air en altitude.

(Gracieuseté de LPI/NASA. Picture #13-32-1099)

Méthode d'analyse d'une situation météo



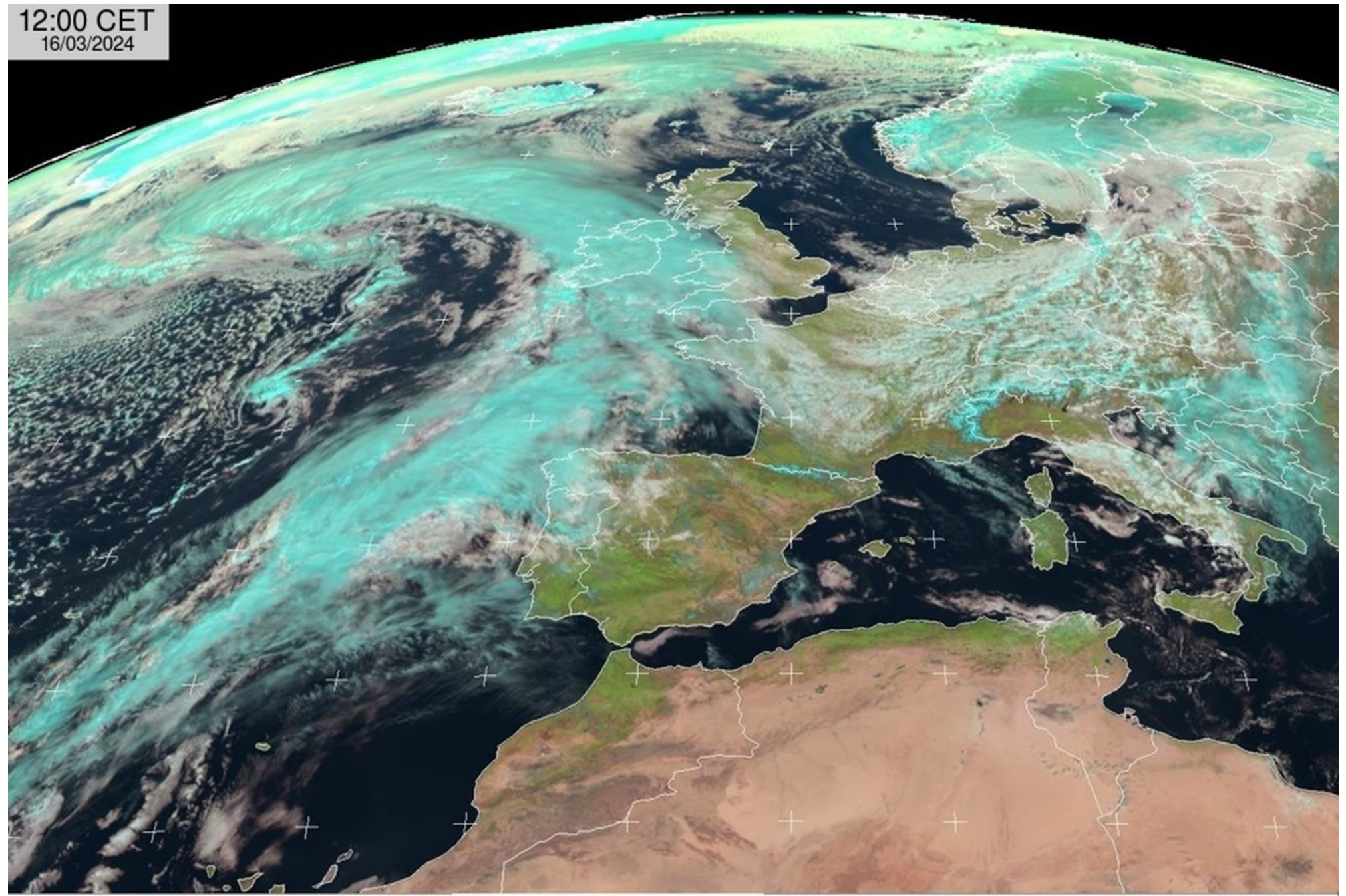


Height/Temp. 500 hPa [gdmp][°C] ECMWF

Sa 16-03-2024 12:00 UTC (00+12)

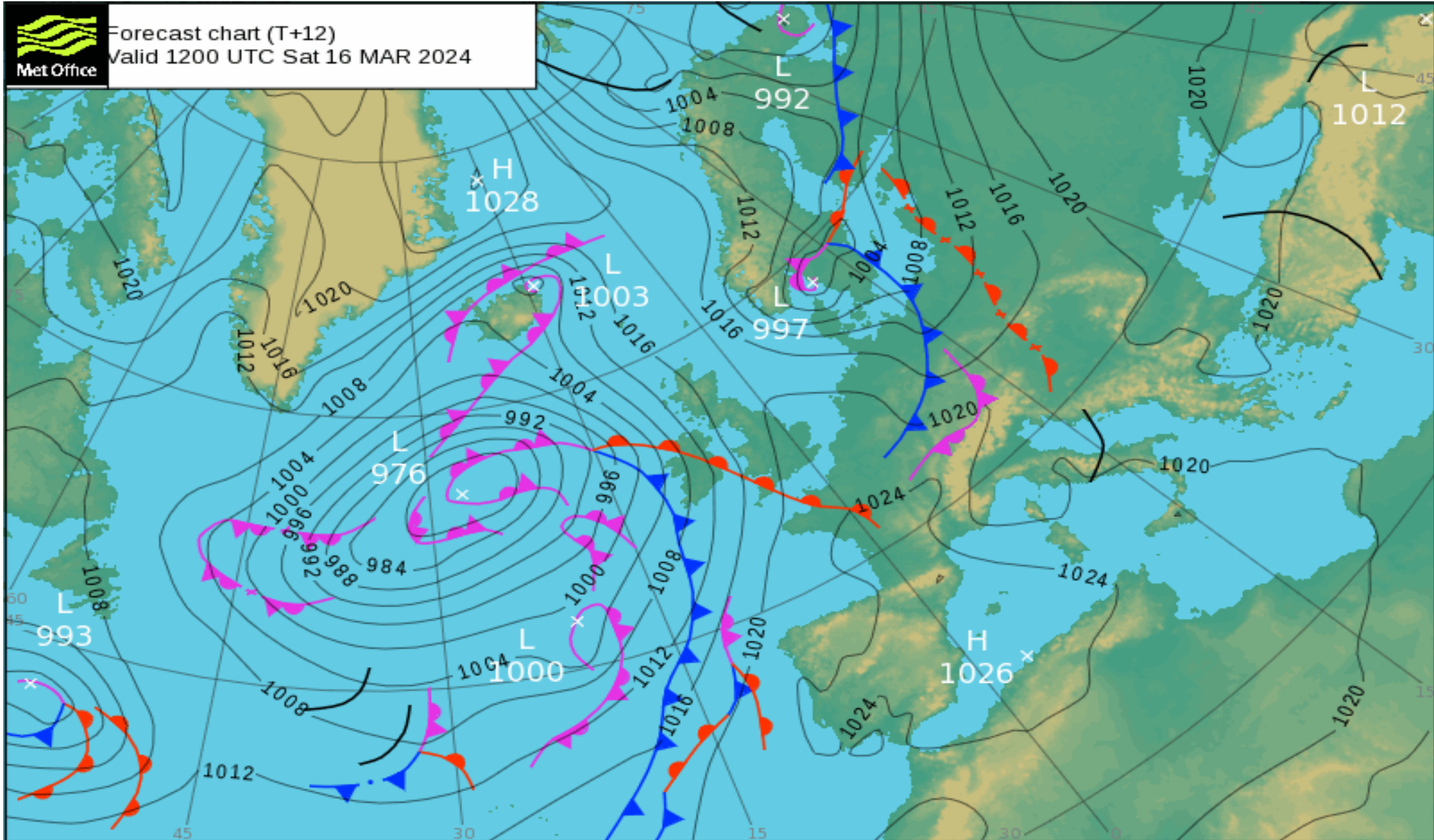
©weatheronline.co.uk

12:00 CET
16/03/2024





Forecast chart (T+12)
Valid 1200 UTC Sat 16 MAR 2024



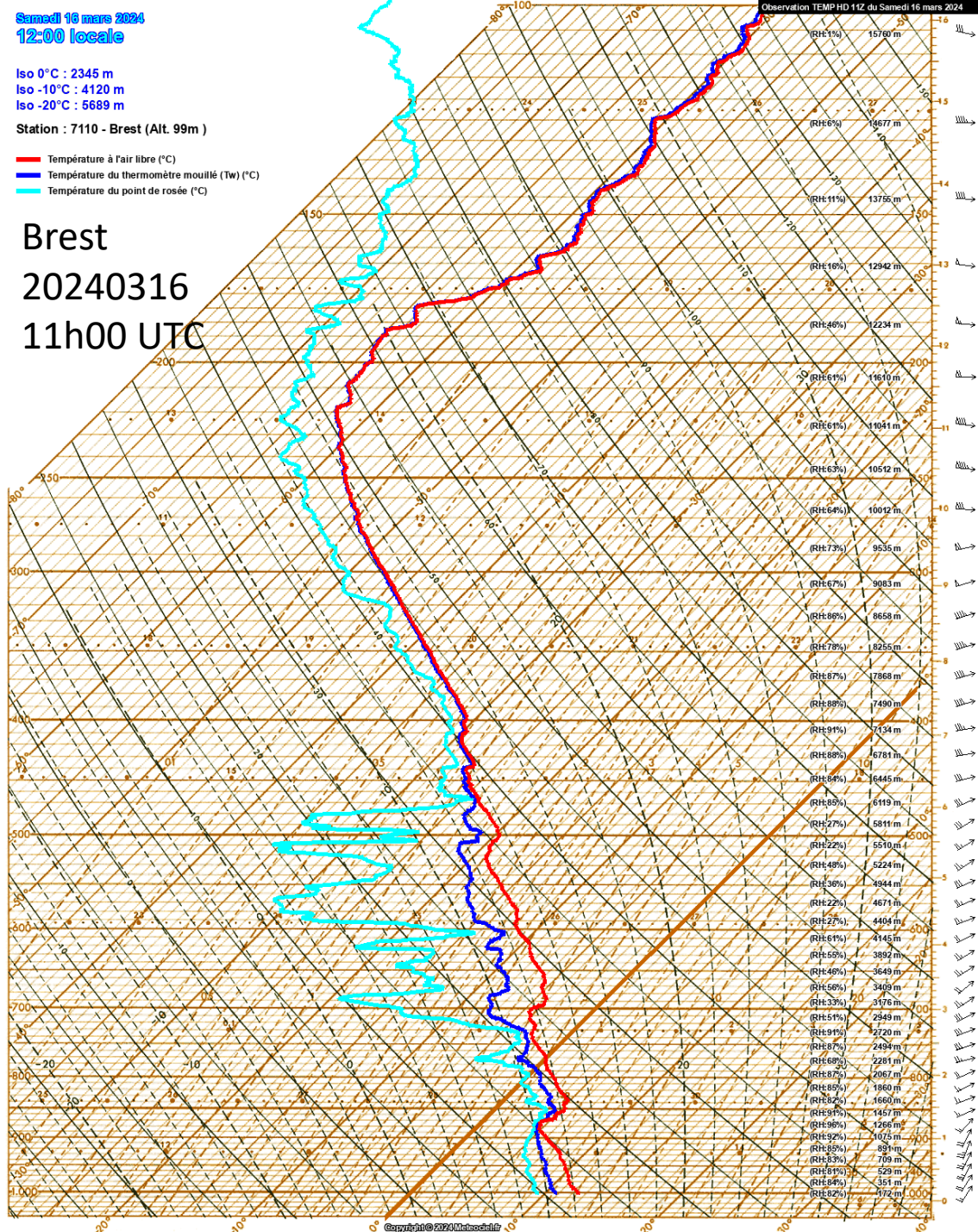
Samedi 16 mars 2024
12:00 locale

Iso 0°C : 2345 m
Iso -10°C : 4120 m
Iso -20°C : 5689 m

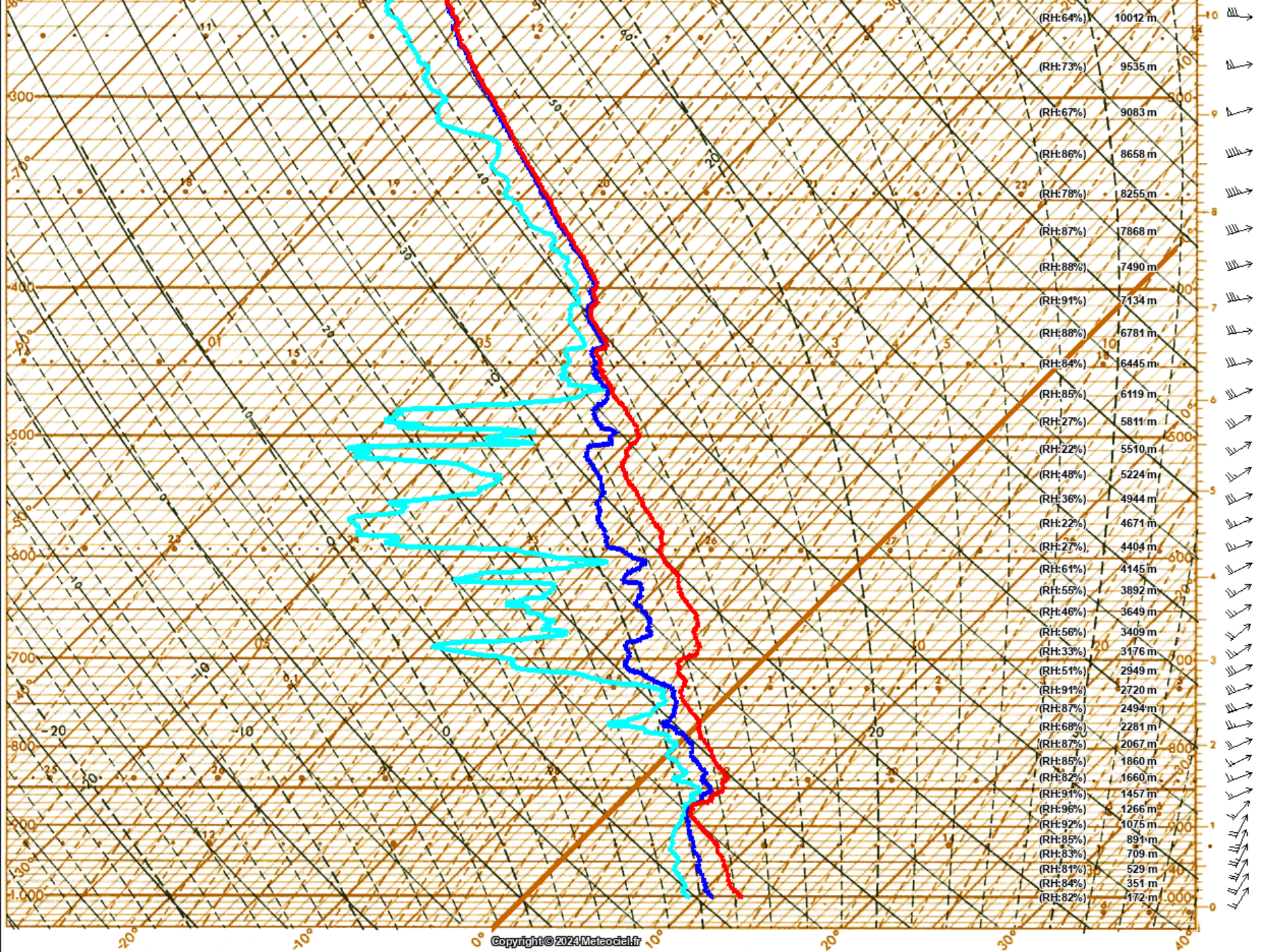
Station : 7110 - Brest (Alt. 99m)

— Température à l'air libre (°C)
— Température du thermomètre mouillé (Tw) (°C)
— Température du point de rosée (°C)

Brest
20240316
11h00 UTC



https://www.meteociel.fr/obs/sondage/images/7110_0_2403161103.png



Samedi 16 mars 2024
12:00 locale

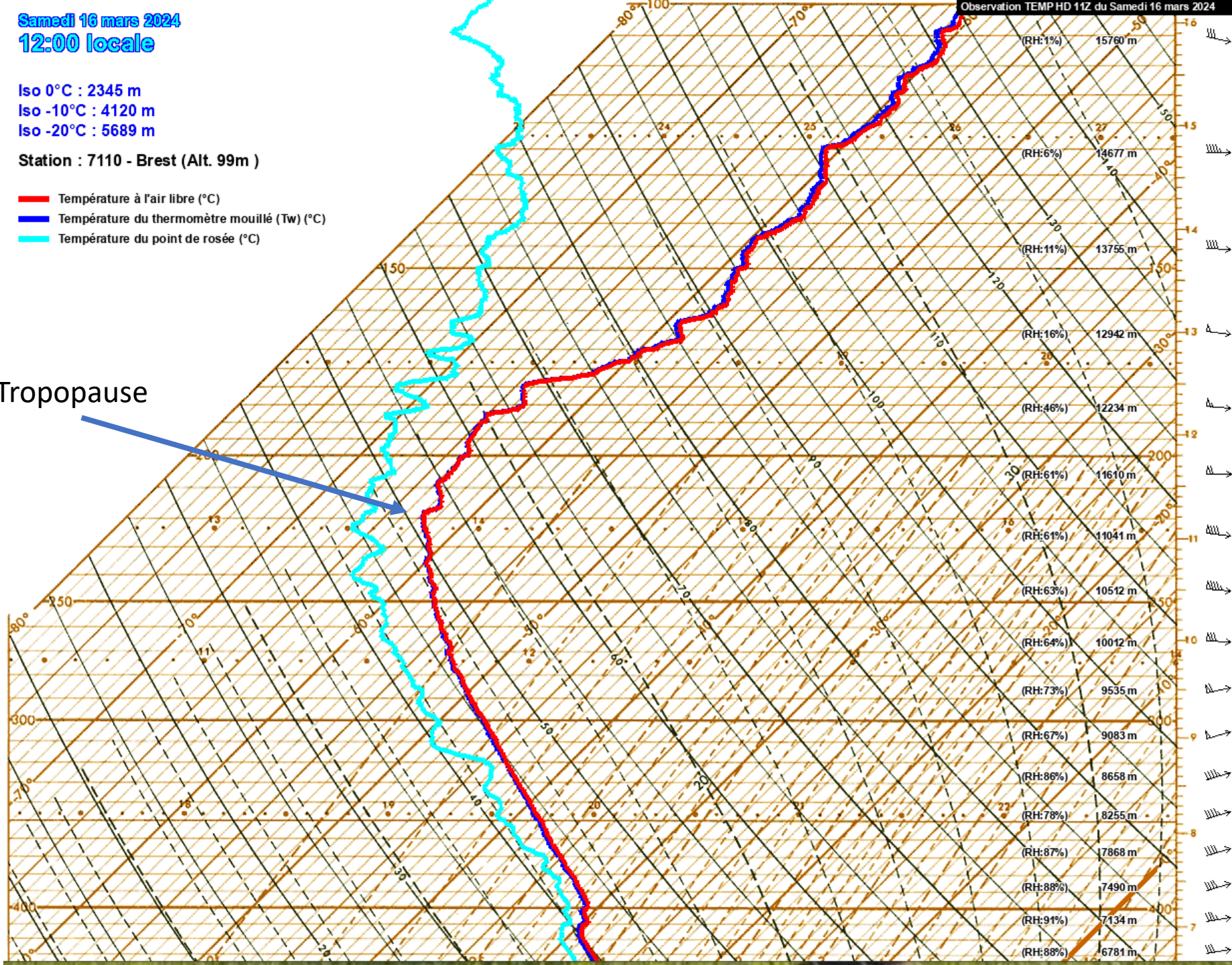
Iso 0°C : 2345 m
Iso -10°C : 4120 m
Iso -20°C : 5689 m

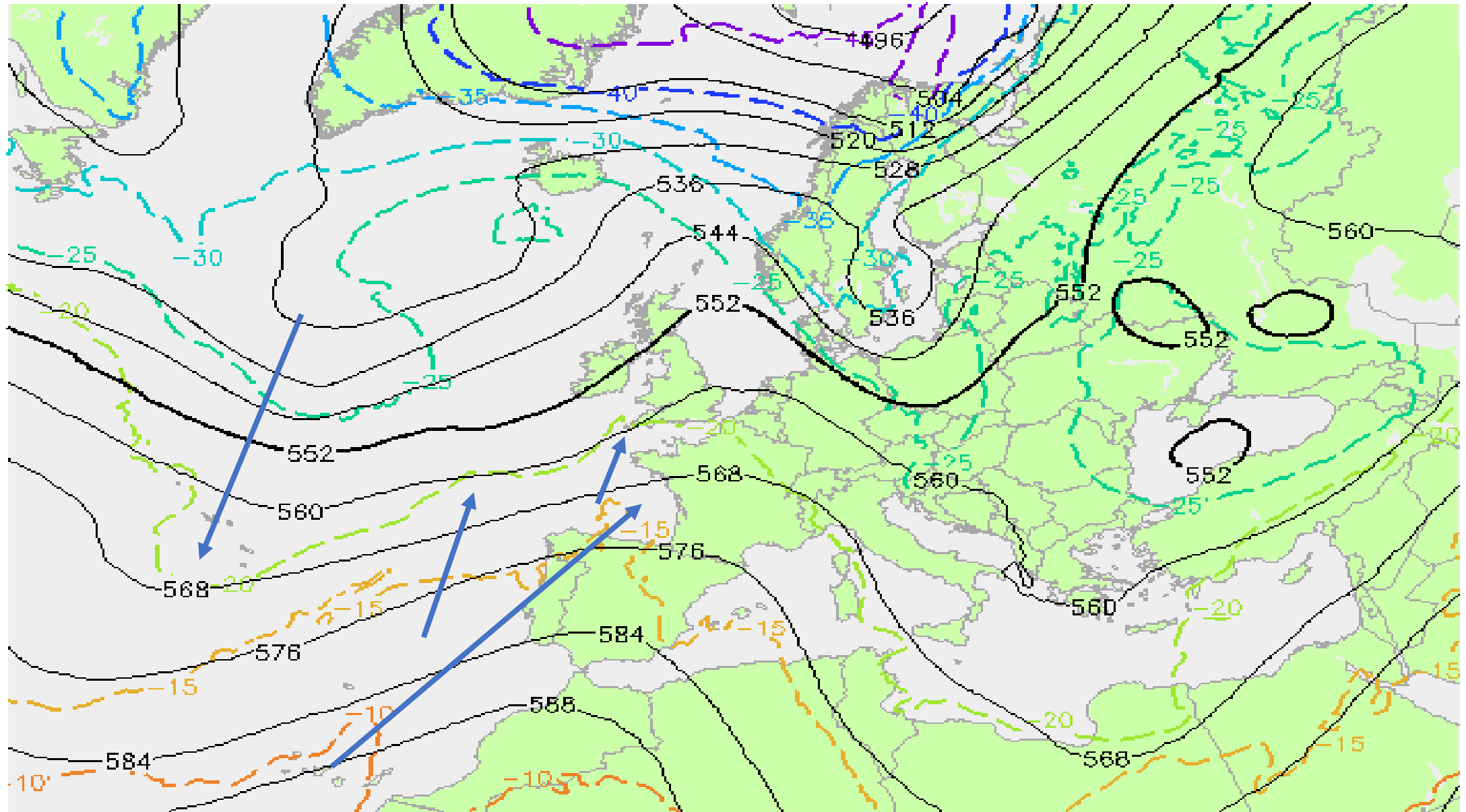
Station : 7110 - Brest (Alt. 99m)

- Température à l'air libre (°C)
- Température du thermomètre mouillé (Tw) (°C)
- Température du point de rosée (°C)

Observation TEMP HD 11Z du Samedi 16 mars 2024

Tropopause

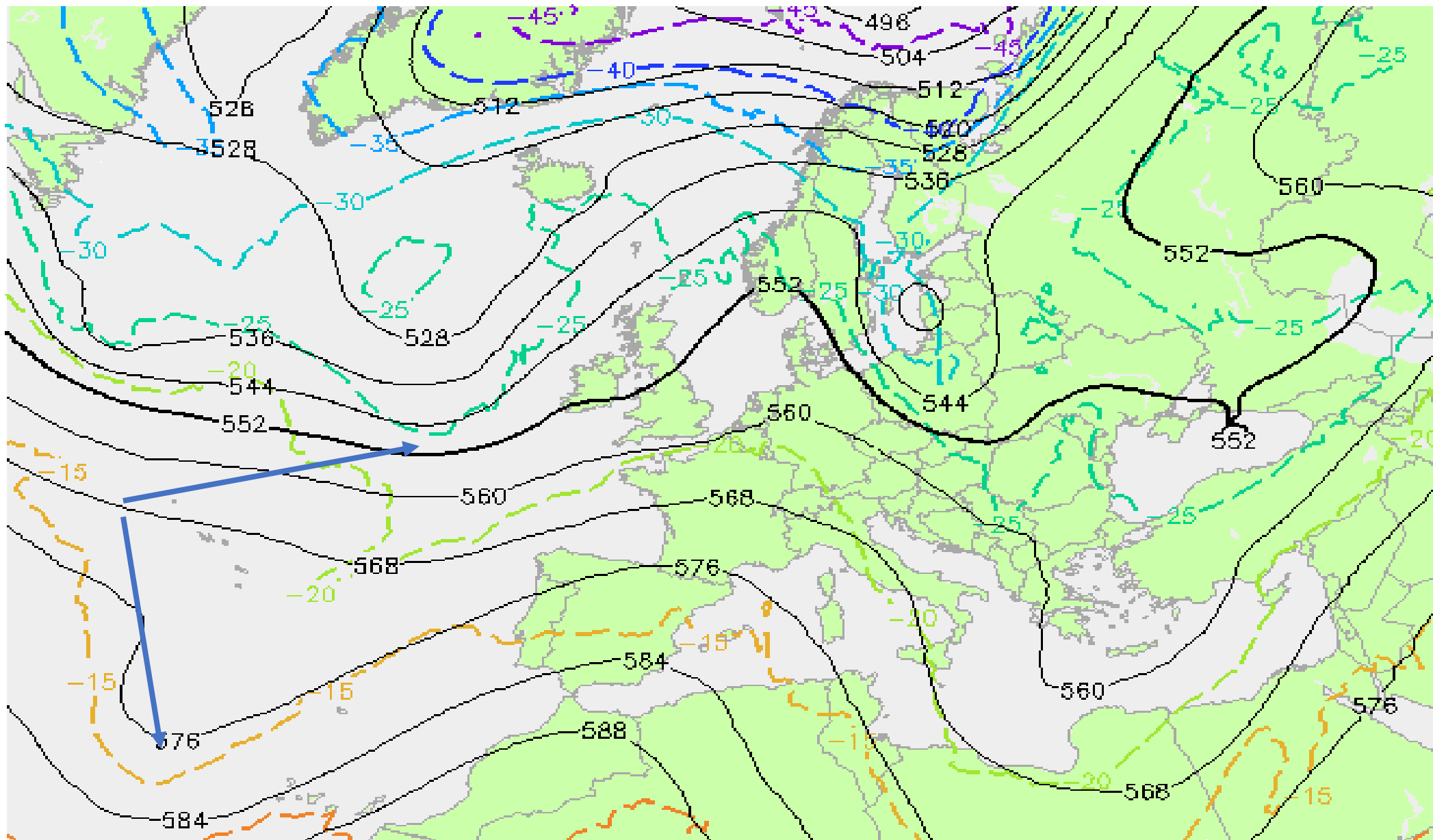




Height/Temp. 500 hPa [gdmp][°C] ECMWF

Su 17-03-2024 00:00 UTC (00+24)

©weatheronline.co.uk



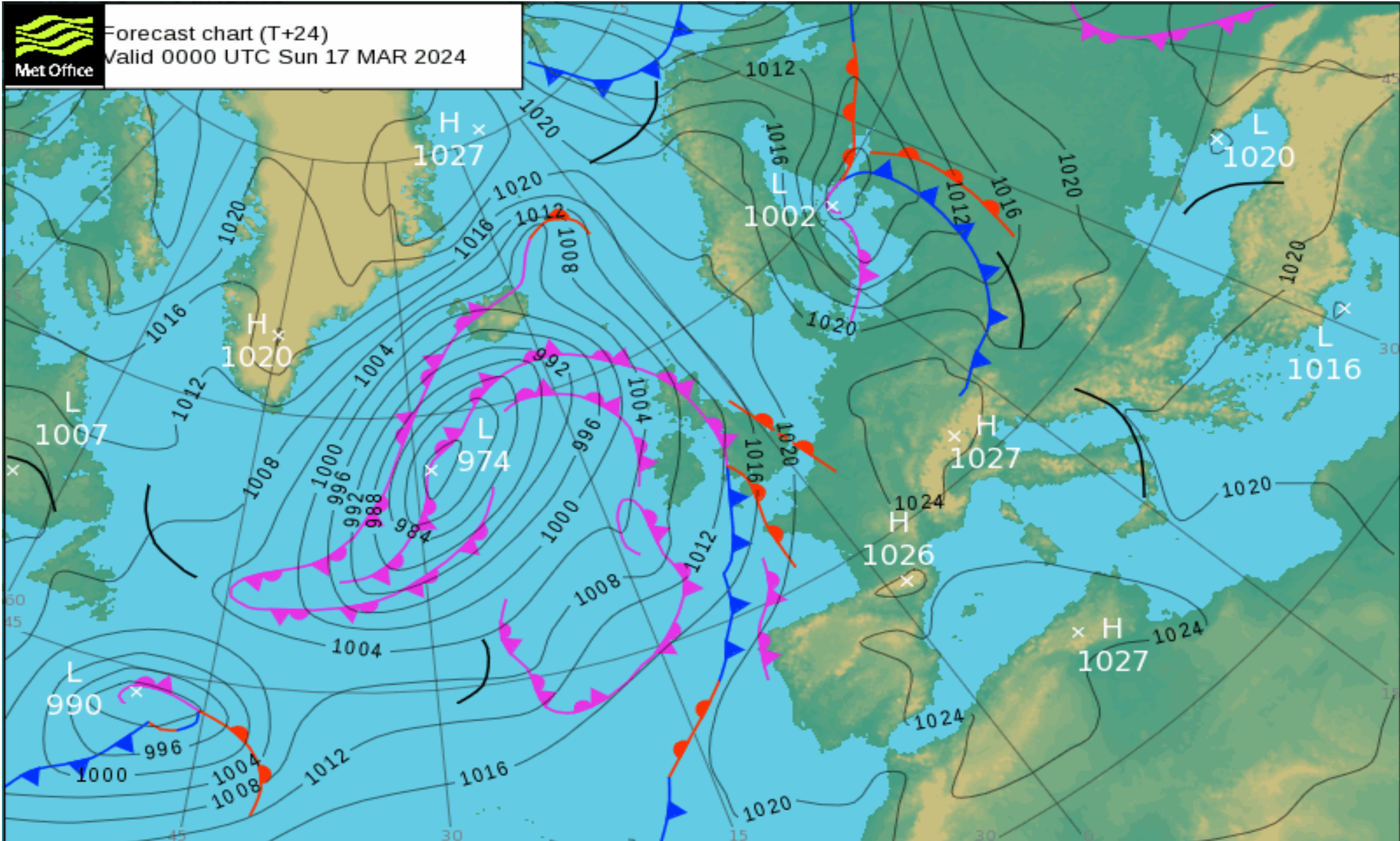
Height/Temp. 500 hPa [gdmp][°C] ECMWF

Su 17-03-2024 12:00 UTC (00+36)

©weatheronline.co.uk

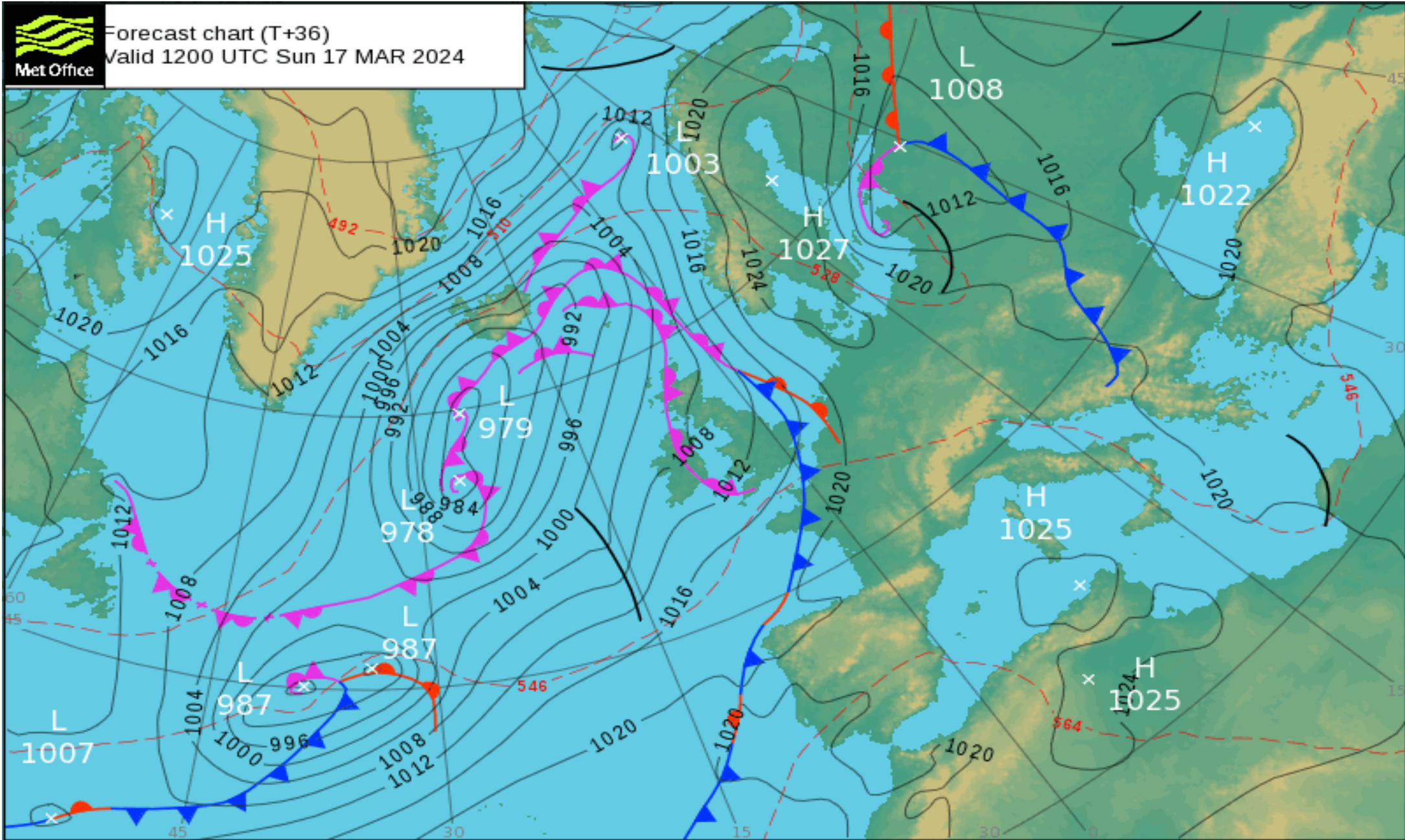


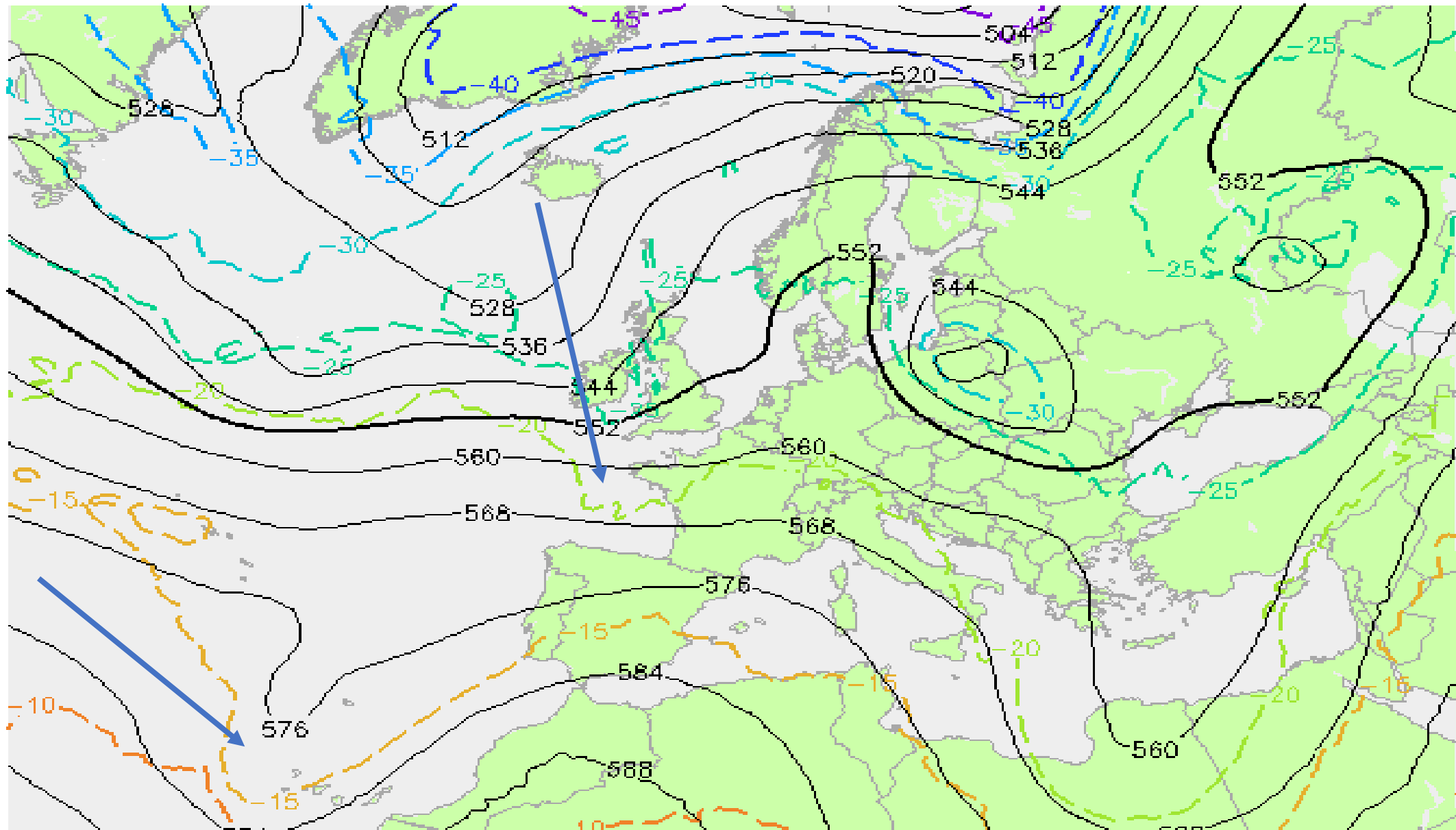
Forecast chart (T+24)
Valid 0000 UTC Sun 17 MAR 2024





Forecast chart (T+36)
Valid 1200 UTC Sun 17 MAR 2024

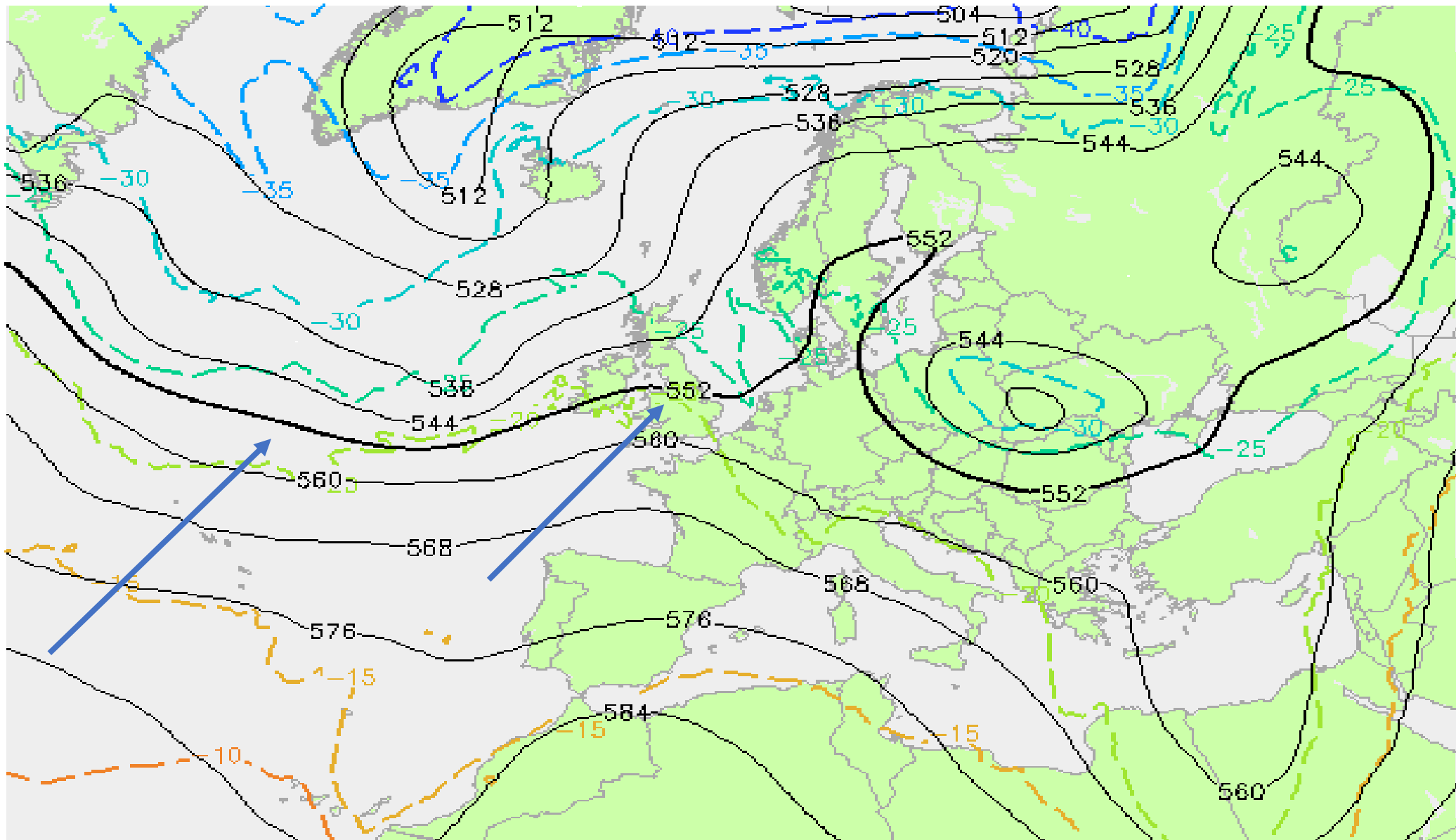




Height/Temp. 500 hPa [gdmp][°C] ECMWF

Mo 18-03-2024 00:00 UTC (00+48)

weatheronline.co.uk



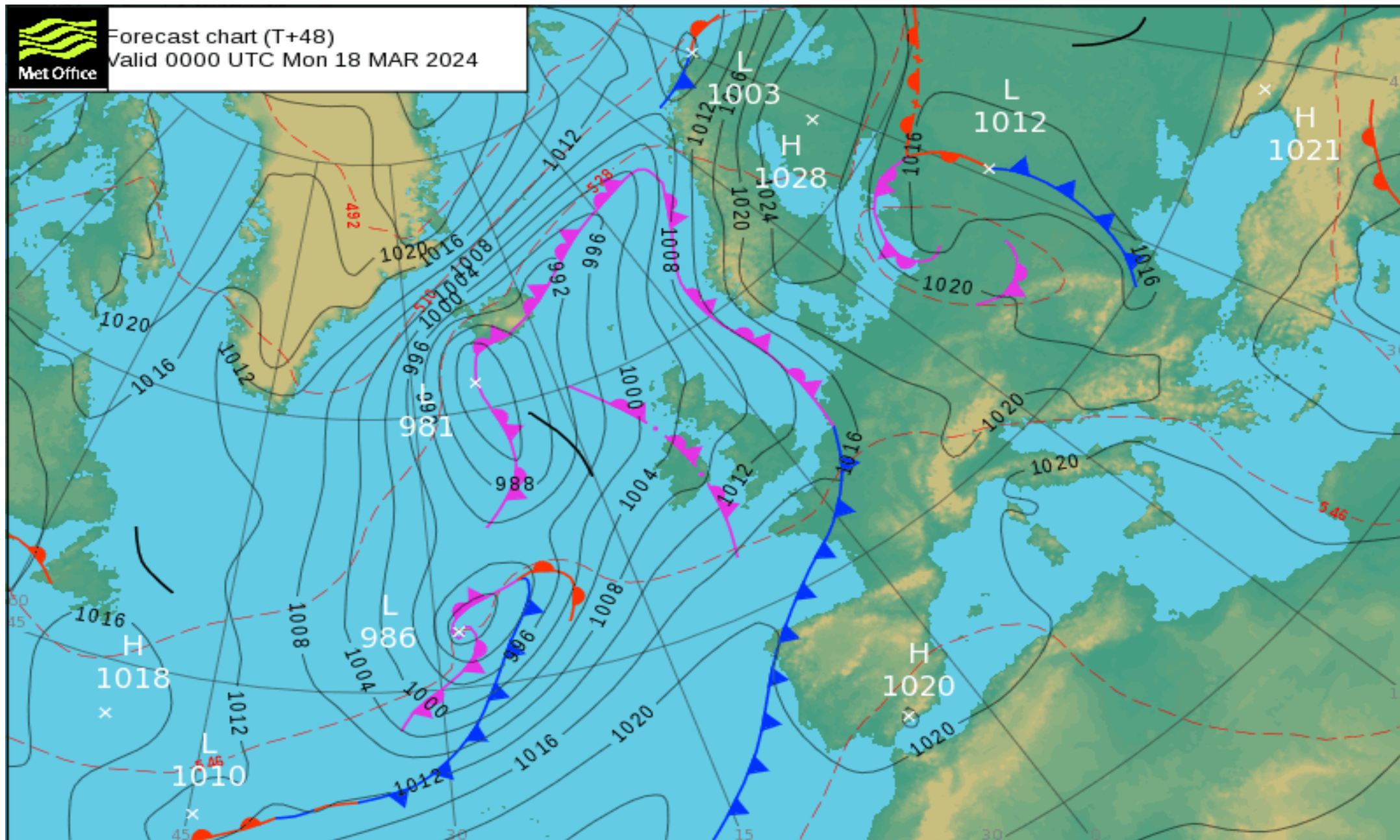
Height/Temp. 500 hPa [gdmp][°C] ECMWF

Mo 18-03-2024 12:00 UTC (00+60)

©weatheronline.co.uk

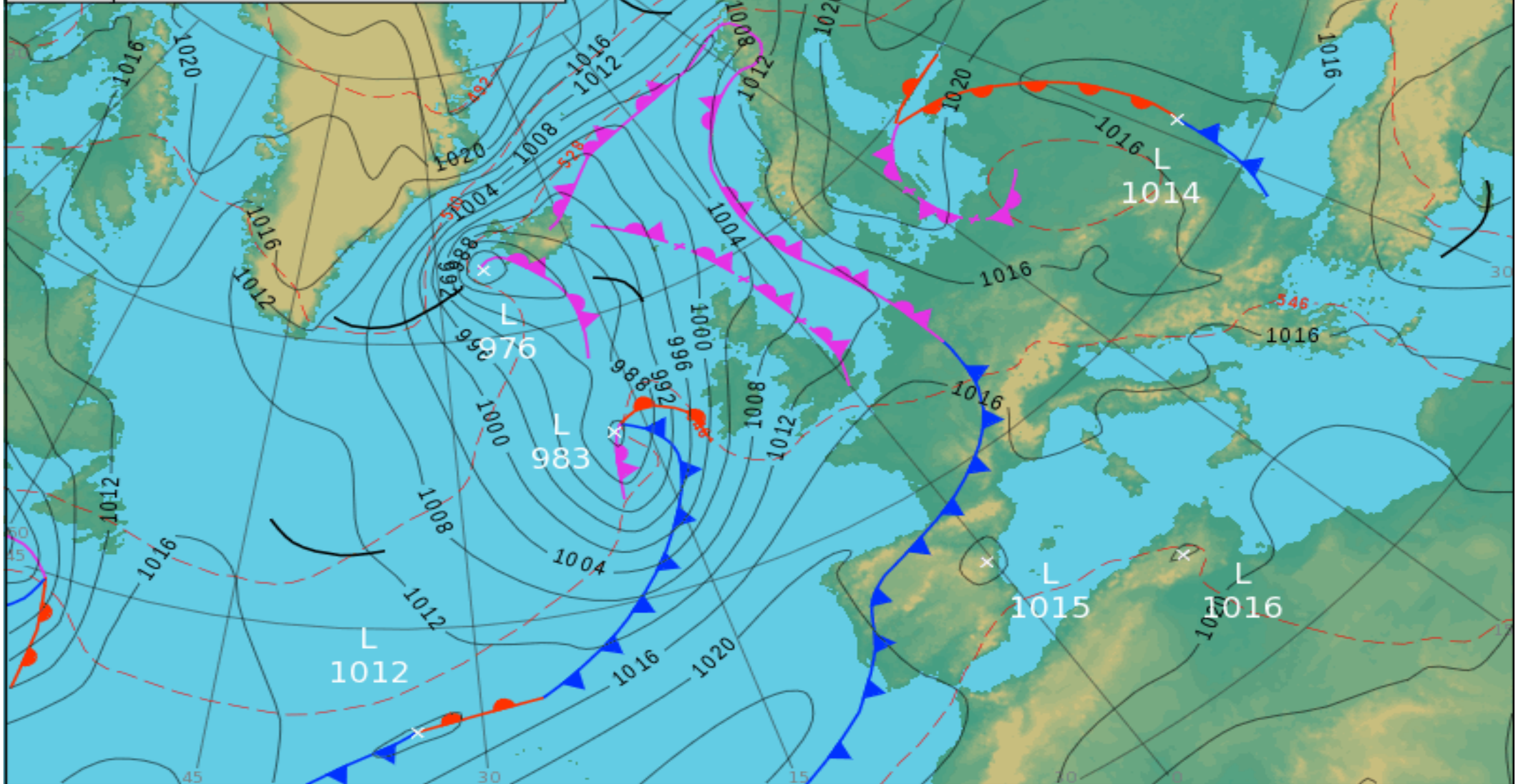


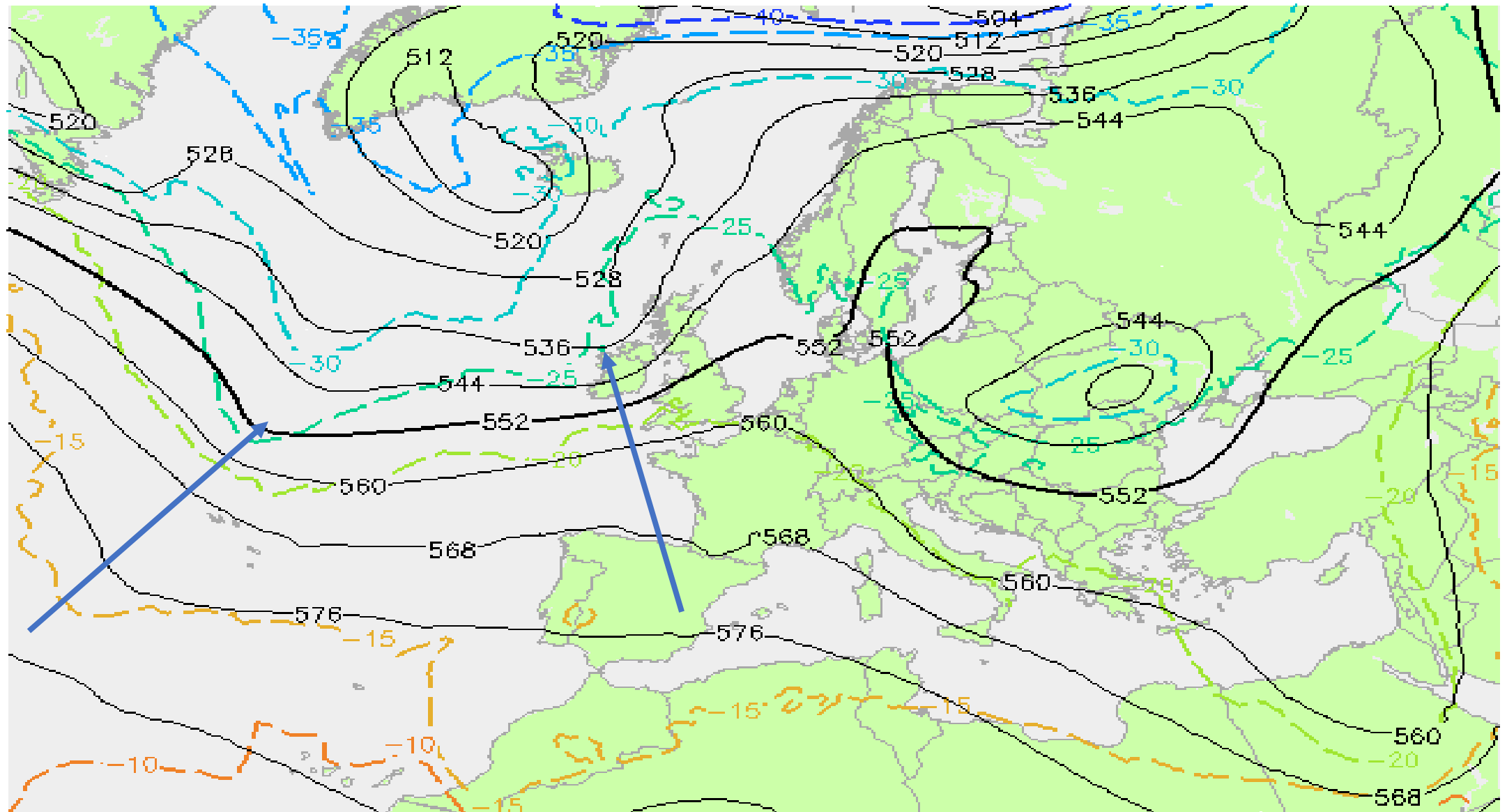
Forecast chart (T+48)
Valid 0000 UTC Mon 18 MAR 2024





Forecast chart (T+60)
Valid 1200 UTC Mon 18 MAR 2024





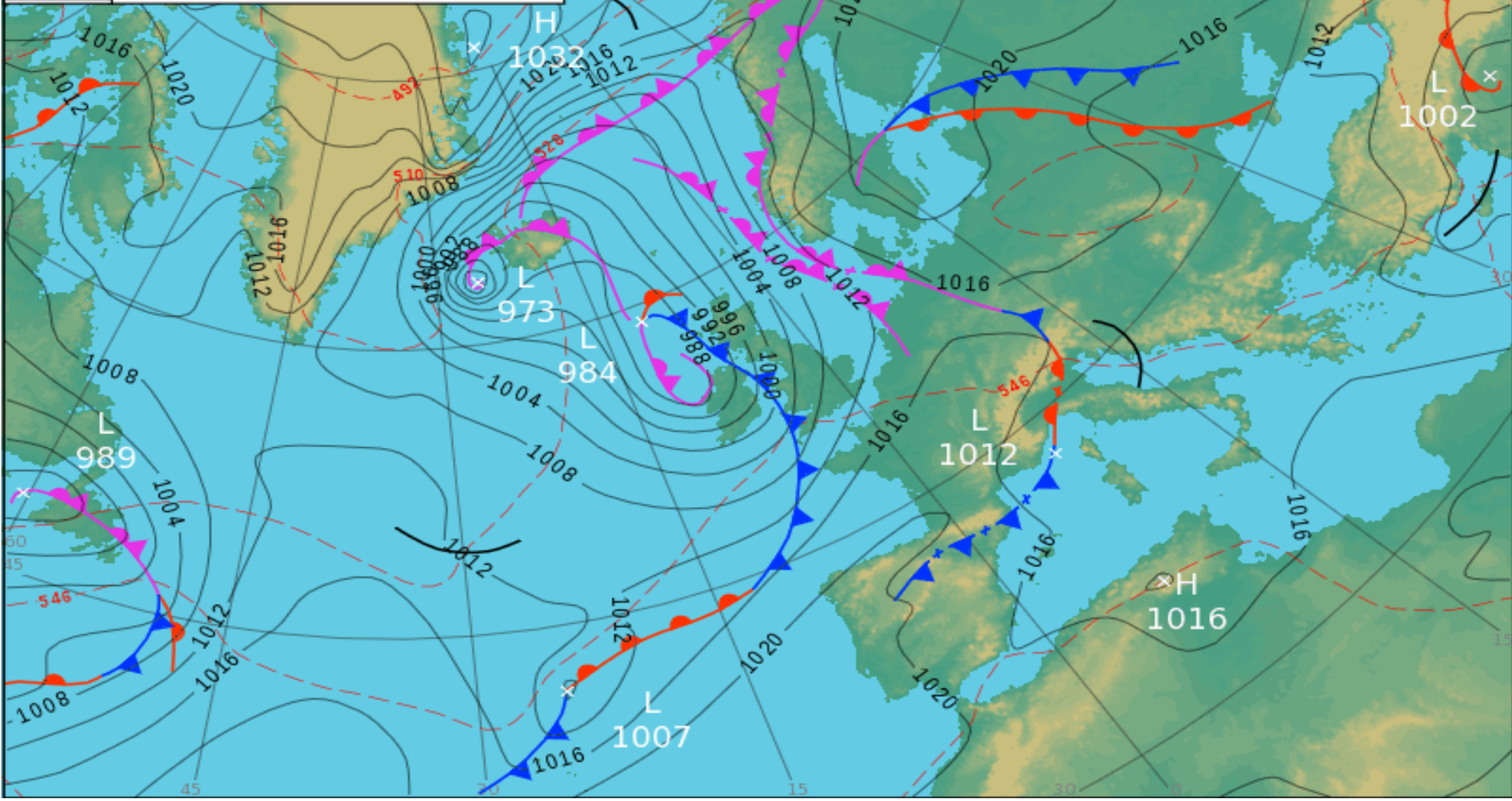
Height/Temp. 500 hPa [gdmp][°C] ECMWF

Tu 19-03-2024 00:00 UTC (00+72)

@weatheronline.co.uk

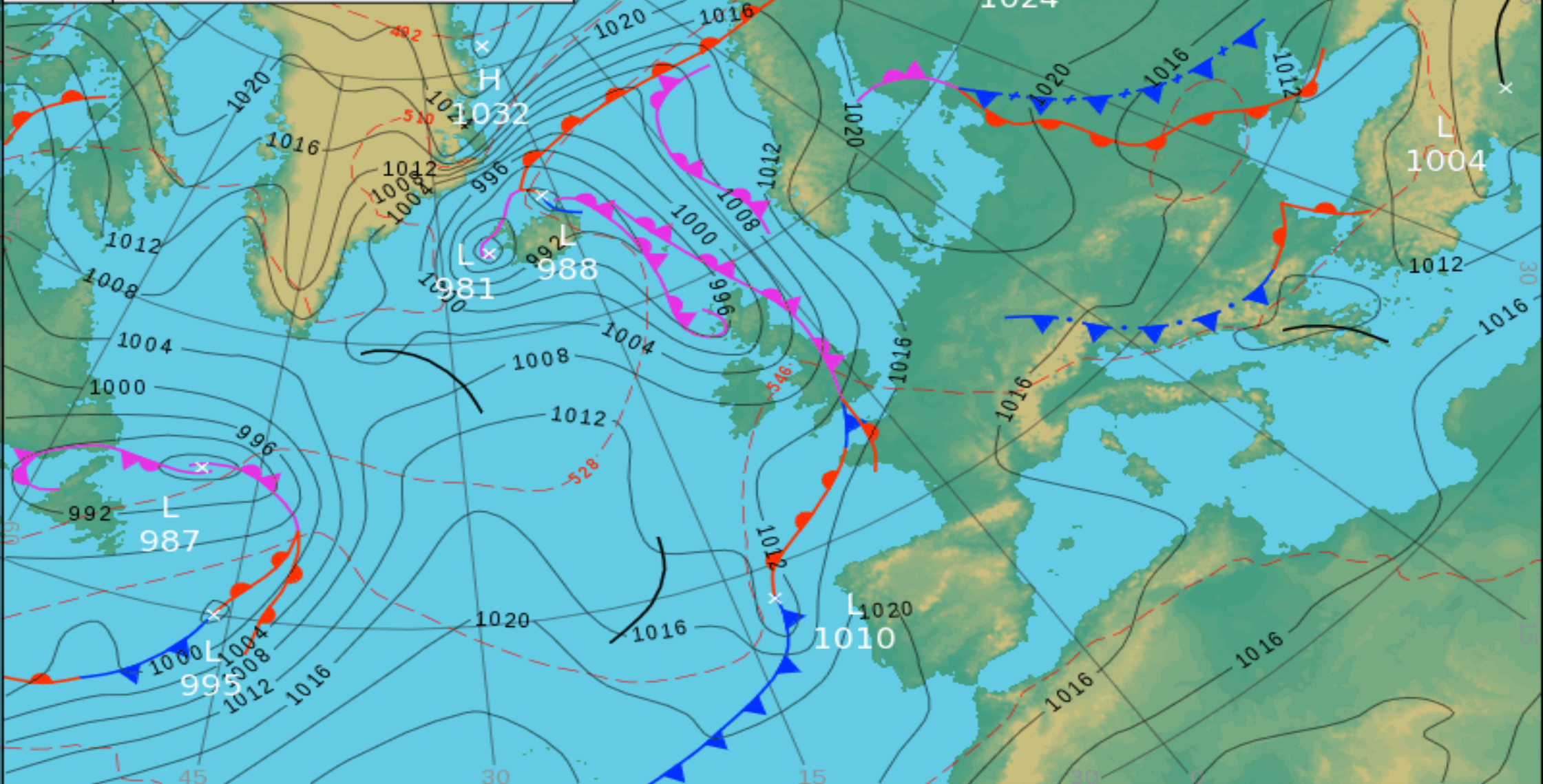


Forecast chart (T+72)
Valid 0000 UTC Tue 19 MAR 2024





Forecast chart (T+84)
Valid 1200 UTC Tue 19 MAR 2024



SYNTHESE

1. Analyser la situation en altitude (500 hPa) pour intégrer la valeur du champs d'altitude et surtout les contrastes thermiques et conflits de masses d'air qui peuvent exister.
2. Si possible rechercher un profil vertical de température pour visualiser d'éventuelles inversions de température ainsi que le caractère plus ou moins stable ou instable de l'atmosphère sur zone.
3. Si possible analyser les images satellites, en infrarouge (la nuit), en visible et infrarouge (ou colorisé (RGB)) en journée.
4. Analyser la carte en surface correspondant à la situation d'altitude (1) pour localiser exactement les centres d'action, les gradients de pression et les fronts.
5. Regarder les champs de vents prévus à cette échéance par les modèles adaptés et reconnus sûrs.
6. Revenir aux cartes d'altitude (500 hPa) et regarder les évolution de la situation au niveau considéré à H+12, H+24,..... pour voir comment le flux et les contrastes thermiques évoluent.
7. Revenir sur les cartes de prévisions en surface pour visualiser les évolutions des centres d'action et des fronts.
8. Regarder les champs de vents prévus par les modèles aux échéances souhaitées en sélectionnant les modèles les plus pertinents.
9. En fonction de la zone de prévision, de la durée de la prévision recherchée (jusque H+ ...) sélectionner les modèles les plus adaptés.