

Marcel LEROUX

CNRS UMR 5600
"Environnement, Ville, Société"
Université Jean-Moulin
Lyon 3

RÉSUMÉ

La dynamique du temps dépend de facteurs proches et lointains. L'évolution récente du temps peut donc être analysée selon deux approches : la première, statistique et probabiliste, à partir des données d'observations stationnelles donne des résultats limités et incertains, la seconde examine l'évolution des paramètres climatiques dans une unité aérologique, celle de l'Atlantique Nord dont fait partie la France. Dans cette unité, commandée par la dynamique des AMP, en raison du refroidissement de l'Arctique, le temps évolue depuis les années 1970 vers plus de violence et le risque naturel météorologique s'accroît. C'est une réalité (inverse de celle prévue par le présumé *global warming*) dont il faut tenir le plus grand compte dans les programmes de prévention contre les conséquences de ce durcissement du temps.

MOTS-CLÉS

Dynamique des AMP,
Evolution récente du temps,
Espace aérologique de
l'Atlantique Nord, France,
Violence du temps,
Prévention contre les risques naturels.

ABSTRACT

The dynamics of the weather are determined by both local and distant factors. The recent evolution of the weather can be analysed according to two methods. The first, statistical and probabilistic, is founded on an analysis of observational data and gives only limited and uncertain results ; the second analyses the evolution of climatic parameters in a serological unit, namely the North Atlantic Ocean within which France is located. In this unit, controlled by the dynamics of MPHs, and due to Arctic cooling, the weather has

Les phénomènes extrêmes récents s'inscrivent-ils dans une évolution perceptible du temps ?

"La tempête s'éloigne et les vents sont calmés..." comme après chaque événement douloureux (pluie paroxysmique, inondation, avalanche, coup de vent, tempête, sécheresse, vague de froid, vague de chaleur...) les blessés pansent leurs plaies matérielles et morales, que l'oubli recouvre peu à peu... La mémoire du temps est en effet une des plus courtes : lorsque surviendra la prochaine "catastrophe" on ne sera pas mieux préparé, on évoquera l'imprévisible et on accusera encore la fatalité. Les pluies diluviales de novembre 1999, sont-elles l'effet du hasard, et sont-elles isolées dans l'espace et dans le temps ? Le climat français est-il stable mais avec des paroxysmes qui se sont toujours produits, ou bien le climat évolue-t-il vers plus d'instabilité et d'intensité comme semble l'indiquer la plus grande fréquence des événements paroxysmiques ?

Pour répondre à cette question essentielle, il convient, dans un premier temps, de se demander si ces pluies présentent vraiment un caractère "exceptionnel" dans la mémoire récente du temps du Midi méditerranéen, et dans un second temps d'analyser l'évolution récente de la dynamique du temps dans l'espace aérologique de l'Atlantique Nord auquel appartient la France.

LES PLUIES DILUVIENNES DE NOVEMBRE 1999 DANS L'EVOLUTION RECENTE DU TEMPS, NOTAMMENT DANS LE MIDI MEDITERRANEEN

Automne-hiver 1999-2000

L'automne 1999 se caractérise par une offensive précoce du froid à la fin du mois de septembre. Le 21 septembre 1999 une "mini-tornade" dans les Bouches-du-Rhône, emporte arbres et toitures, la vitesse atteint 122 km/h à Port-de-Bouc (B.du Rh.), 112 km/h au Cap-Cépet (Var). En octobre 1999 : "le Sud-Est subit de violentes intempéries à plusieurs reprises" (Météo-France, 2000). Le 19 de violents orages en soirée apportent : 105 mm à Toulon et 135,6 mm au Cap-Cépet (Var), et le 20 : 156,6 mm à Istres (B.du Rh.) ; plusieurs stations du Var enregistrent des cumuls parfois supérieurs à 300 mm entre le 17 et le 20. De violentes bourrasques se produisent sur les littoraux ; sont enregistrés, le 20 : 112 km/h à Nîmes (Gard), le 20 et le 21 : 122 km/h à Marignane (B.du Rh.) et le 21 : 166 km/h à Alistro (Hte Corse). Les 23 et 24 octobre 1999, la Côte d'Azur connaît "un week-end record" de précipitations, plus de 130 mm s'abattent sur Nice-aéroport, le 24 tombent 118,2 mm à Menton (Alpes Maritimes) ; se produisent alors des glissements de terrain et des inondations.

Après le déluge de l'Aude des 12 et 13 novembre, le 20 novembre 1999 une vague de froid provoque le déclenchement du "plan neige" dans la vallée du Rhône : la couche de neige atteint le 20 : 22 cm à Montélimar (Drôme), le 21 : 25 cm à Orange

(Vaucluse) et 55 cm à Montélimar, tandis que les chutes de neige se propagent sur les Bouches-du-Rhône et sont abondantes dans l'arrière-pays montagneux au-dessus de 600 mètres. La RN7 et l'autoroute A7 sont fermées entre Valence et Orange, des centres d'hébergement accueillent les "naufragés de la route". Du 21 au 24, le mistral et la tramontane sont vigoureux, et se déchaînent même le 22 : 115 km/h à Leucate (Aude), 130 km/h au Cap Béar (P.O.).

Survennent ensuite les tempêtes de décembre 1999. Ces tempêtes sont l'illustration de la dynamique associée aux AMP, qui commandent leur naissance, leur évolution, leurs trajectoires et les caractères des dépressions. Des AMP de très forte puissance sont constamment renouvelés sur l'Amérique du Nord ; ils déclenchent du 22 au 29 décembre 4 tempêtes successives sur l'Atlantique Nord, seules la deuxième (T2) et la troisième (T3) ont affecté la France. La figure 1 montre de l'Arctique au Golfe du Mexique une succession d'AMP qui se télescopent ; cette énorme et puissante masse anticyclonique qui couvre tout le continent nord-américain et déborde sur l'océan provoque le transfert intense et accéléré de l'énergie tropicale vers les latitudes moyennes, dans l'entonnoir formé par la face avant des AMP A + C, et la façade ouest de l'agglutination anticyclonique atlantique (AA). La tempête T2 prend naissance le 24 sur la face avant de l'AMP C qui a dévalé à grande vitesse de l'Arctique en 2 jours. Cet AMP se scinde alors le 25 en C'25 qui se détache, se déplace très rapidement vers l'est (C'26) et amène la tempête T2 le 26 à 00 h à proximité de la Bretagne, le Nord de la France étant traversé avant midi. La tempête T3 (fig. 2) prend naissance le 25 au moment où l'AMP C'25 se détache, l'AMP C étant alors renforcé par l'AMP E. T3 est rapidement poussée vers l'est, son déplacement étant accéléré par le détachement de l'AMP C'27 (qui devient le lendemain C'28) ; la tempête T3, plus méridionale que la précédente, traverse la France dans la nuit du 27 au 28.

Aux mois de janvier et février 2000, la puissance des AMP crée sur la France et l'Europe de puissantes agglutinations anticycloniques de longue durée, qui rejettent les formations nuageuses et la pluie sur les marges du couvercle anticyclonique, notamment vers la Scandinavie. Sous l'anticyclone au contraire règne une forte insolation diurne, la sécheresse et l'absence de neige en montagne. Cette situation anticyclonique de longue durée est entrecoupée d'épisodes venteux et perturbés, comme par exemple le 18 janvier 2000 où un violent mistral souffle dans la vallée du Rhône à 120-140 km/h (le record de vitesse étant toutefois de 191 km/h, en décembre 1954).

Les pluies diluviales de novembre 1999 ne sont donc pas isolées dans le temps au cours de l'automne-hiver 1999-2000 ; les fortes intempéries du Midi méditerranéen ont débuté en octobre et la saison hivernale a été caractérisée par un temps sévère amené par des AMP froids et puissants, dont l'action est dramatiquement illustrée par de nombreuses inondations (heureusement moins dramatiques que celles de novembre) et par les tempêtes "du siècle" de décembre.

Les événements paroxysmiques dans le Midi méditerranéen

Les événements de novembre sont-ils également isolés dans le passé récent ? Pour Météo-France (1999) "six situations comparables ont été enregistrées depuis 40 ans" dans le Languedoc-Roussillon : les 13 et 14 octobre 1996, les 16 et 17 mars 1988, les 23 et 24 février 1973, les 10 et 11 octobre 1970, le 7 novembre 1962, les 3 et 4 février 1959, mais les valeurs relevées les 12 et 13 novembre 1999 "figurent parmi les plus élevées (... voire tout à fait exceptionnelles...) de ces situations". C'est toutefois le 17 octobre 1940 qu'ont été enregistrés dans les Pyrénées-Orientales : 1 000 mm en 1 jour à Saint-Laurent-de-Cerdans (P.O.), 1 300 mm en 2 jours, 1 930 mm en 5 jours du 16 au 20 octobre. Ce dernier événement : l'aiguat del 40, constitue la référence des pluies paroxysmiques. Selon la DDE de l'Aude, l'épisode audois s'impose néanmoins comme la référence historique de la deuxième moitié du XX^e s. par les variables suivantes : "l'importance des cumuls (plus de 400 mm en 2 jours), l'étendue des surfaces touchées par ces cumuls : près de 1 000 km² à 400 mm, 500 km² à 500 mm, 100 km² à 600 mm" (DDE11, 2000). Ajoutons encore parmi les événements dramatiques ceux, du 28 janvier 1996 (Puissarguier), du 31 octobre 1993 (Corse, Giorgetti *et al.*, 1994), du 23 septembre 1993 (Pertuis, Aix-en-Provence), du 26 septembre 1992 (Rennes-les-Bains), du 22 septembre 1992 (Vaison-la-Romaine), du 3 octobre 1988 (Nîmes).

Météo-France (1996) a réalisé un "inventaire des pluies diluviales" dans le Languedoc-Roussillon, la Provence-Alpes-Côte-d'Azur et la Corse. N'ont été retenus comme "diluviens" que les épisodes aux pluies supérieures à 190 mm en 24 h. On en recense 119 sur le sud-est et 25 sur la Corse en 37 ans, de 1958 à 1994, dont 72 % en automne. Les pluies supérieures à 400 mm ne sont pas rares : 22 cas en 37 ans. Les résumés climatiques mensuels (*in La Météorologie*) montrent que la fréquence des fortes pluies ne faiblit pas au cours des années qui suivent cette étude ; on peut ainsi observer depuis 1995 :

- le 3 mai 1999 : six postes dans l'Hérault enregistrent des pluies supérieures à 100 mm,
- les 24 et 25 mars 1999 : 152,6 mm tombent à Saint-Martin-de-Londres (Hérault), 112,2 mm

à Saint-Cézaire-sur-Siagne (Alpes Maritimes), 135,2 mm à Tourrettes (Var),

- le 17 janvier 1999 : 153,4 mm à Bormes-les-Mimosas (Var) tandis que 5 stations reçoivent des pluies supérieures à 100 mm, 80 mm s'abattant sur Marseille,
- le 10 janvier 1999 : 132,4 mm à Hyères (Var), 88 mm à Saint-Vallier-de-Thiey (AM),
- le 31 décembre 1998 : 254,7 mm au Vigan (Gard), 270,8 mm à Barnas (Ardèche),
- le 30 septembre 1998 : 116,6 mm (en 6 h) à Nice, 125,4 mm à Eze, et une violente tempête sur la Ligurie (211 mm),
- le 7 septembre 1998 : 113 mm à Aix, 146 mm à Marignane, 159 mm à La Ciotat (B. du Rh.),
- le 27 mai 1998 : 215,5 mm à Grospierres (Ardèche), 160,5 mm à Lapalud (Vaucluse),
- du 16 au 21 décembre 1997 : aux Plans (Hérault) : 560 mm dont 300 le 17, à La Grande-Combe (Gard) : 370 mm dont 165 le 17, à Barnas (Ardèche) : 570 mm dont 300 le 18,
- les 6 et 7 novembre 1997 : 507 mm aux Plans (Hérault), cumuls nombreux de 400 à 500 mm dans le Languedoc ; des cumuls de 300 mm dans les Alpes Maritimes : 186 mm à Saint-Martin-Vésubie, 100 mm à Cannes,
- le 6 octobre 1997 : Les Vans : 194 mm, La Palud : 188 mm, La Grande-Combe : 183 mm, Donzère : 150 mm,
- le 24 décembre 1996 et début janvier 1997 : vague de froid (240 victimes en Europe), orage de pluie et de grêle la nuit de Noël sur la Côte-d'Azur, la vallée du Rhône bloquée par la neige, la neige sur le littoral (Fréjus, Saint-Raphaël) et en Corse à Bastia,
- les 13 et 14 octobre 1996 : 241 mm à Rouairoux et 304 mm à Murat-sur-Vèbre (Tarn), 151 mm à Lézignan et 148 mm à Narbonne (Aude),
- le 28 janvier 1996 : (cf. Puissarguier) plus de 200 mm, orage accompagné de grêle,
- le 11 janvier 1996 : pluies de 150 mm/h sur le Var et les Alpes Maritimes, 165 mm à Cannes,
- les 13 et 14 octobre 1995 : Cognac (Gard) : 261 mm, Saint Siffret (Gard) : 153 mm,
- les 3 et 4 octobre 1995 : Anduze (Gard) : 302 mm en 5 h, Saint-Hippolyte-du-Fort : 272 mm, Mialet : 220 mm.

Ces chiffres montrent (mais la liste est sans doute incomplète) que la fréquence des intempéries ne se ralentit pas dans le Midi méditerranéen, et qu'elle n'est en outre pas limitée à l'automne.

Analyse statistique des données d'observation

Une estimation fréquente est fondée sur la notion de durée de retour du phénomène, classiquement appréciée par l'analyse des séries enregistrées dans chaque station. A ce titre, en ce qui concerne les pluies torrentielles de l'Aude, les "postes situés dans la zone la plus touchée ont connu une pluie de période de retour locale très supérieure à 100 ans" (DDE11, 2000). Mais on connaît la valeur

become more violent since the 1970s and natural hazard have increased. It is a reality (operating in the opposite direction to the hypothetical global warming) which needs to be taken account of seriously in prevention programmes against the consequences of more violent weather.

KEY WORDS
Dynamics of MPHs, recent evolution of weather, Northern Atlantic aerological space, France, violent weather, natural hazards prevention.

relative d'une telle estimation. Planton (2000), du groupe de recherche climatique (CNRM) de Météo-France, considère que les séries sont trop courtes : "il faudrait pouvoir identifier précisément la durée de retour d'un tel phénomène dans le passé : on saurait alors si cette durée peut avoir été affectée ou modifiée par un éventuel changement du climat. Mais nous ne disposons pas du recul nécessaire". Par ailleurs une pluie dite centennale, peut se produire une fois, ou plusieurs fois de suite... dans 100 ans, ou... demain ! Ainsi, par exemple, le soir du 26 décembre 1999 la durée de retour de la tempête qui venait de ravager la partie nord de la France pouvait être estimée au minimum à cent ans, voire à deux cents ans. La réponse est venue dès le lendemain, avec la deuxième tempête, dans la nuit du 27 au 28 décembre !

L'analyse statistique des données est en outre fondée sur un malentendu initial : la séquence étudiée, quelle qu'elle soit et quelle que soit sa durée, ne contient pas (nécessairement) le futur, mais elle reflète le passé (c'est évident). Ainsi par exemple les séries des précipitations sahariennes qui peuvent (rarement) dépasser un siècle comme à Saint-Louis-du-Sénégal (Leroux, 1996, 2000), ne contiennent pas le déficit actuel. Des périodes déficitaires s'étaient déjà produites dans les années 1910 et dans les années 1940, le retour à la normale s'étant alors effectué au bout de quelques années. Lorsque les pluies ont commencé à décliner au début des années 1970 on pouvait raisonnablement espérer qu'elles allaient bientôt revenir. Puis conscience a été prise que la normale pluviométrique 1931-60 qui servait alors de référence n'était qu'illusoire (Leroux, 1995b), et cet espoir a été déçu, car, rien dans les données du passé ne permettait d'imaginer la Grande Sécheresse (cf. le numéro spécial "Sahel" de la RGL, 1995, 3-4) qui sévit depuis plus de vingt ans, parce que ces données ne contiennent pas de situation équivalente à la période actuelle.

En résumé, des arguments permettent de penser que les événements dramatiques s'accroissent en France, notamment dans le Midi méditerranéen. Comby (1998) a d'ailleurs clairement montré que les pluies de forte intensité augmentent au cours de la période 1950-1997 dans 40 à 50 % des stations de la vallée du Rhône, à partir de certains seuils, 70 mm d'une manière générale, seuil modifiable selon la pluviométrie normale. Mais des incertitudes demeurent et on aboutit souvent à ce sujet à des réponses de Normand, comme Météo-France à propos des tempêtes de décembre 1999 : "il est aujourd'hui impossible... d'affirmer que la dernière tempête soit le symptôme d'un hypothétique dérèglement du climat, ni, à l'inverse, qu'il ne s'agisse que d'un *coup de chien aléatoire*" (Planton, 2000).

Mais le temps ne s'apprécie pas seulement sur une base locale et ce n'est pas à cette échelle de la station d'observation que les analyses doivent être effectuées, car il n'y a pas de raison pour que les paroxysmes se reproduisent toujours au même endroit (sauf facteur local absolument tyrannique). Le temps est en effet fonction, en proportions très différentes, de conditions proches et de conditions lointaines, et d'une manière générale la dynamique du temps dépend peu des conditions locales, notamment dans le cas de fortes précipitations qui exigent des transferts intenses et sur une longue distance de quantités énormes de potentiel précipitable, transferts organisés par des AMP qui ont aussi une lointaine origine. Ces conditions limitent inévitablement et fortement la portée de l'approche statistique et probabiliste, et imposent de prendre en considération la dynamique du temps.

Car, il faut le souligner, aucun paramètre climatique ne varie seul. La succession des temps déterminant le climat, il importe de connaître l'évolution du temps, c'est-à-dire l'évolution de l'ensemble des paramètres (température, pluies, pression, vent, caractères du temps) qui se confirment (ou s'infirment) les uns les autres. Rappelons également que les mécanismes du temps sont toujours les mêmes (les mêmes causes produisant les mêmes effets) : on observe ainsi d'un phénomène à l'autre des différences d'intensité, mais pas de nature. Un événement peut être jugé exceptionnel par exemple par la quantité d'eau tombée, ou par la vitesse atteinte par le vent, ou par les conséquences humaines amplifiées par d'autres facteurs notamment géographiques, mais il n'est jamais exceptionnel dans ses mécanismes, obéissant aux mêmes lois précises que les phénomènes du même type de moindre intensité. Autrement dit il n'y a pas de "dérèglement" du temps ou de "bouleversement" du climat (à l'échelle de temps/durée considérée, celle de la période actuelle), mais une évolution plus ou moins lente, et/ou plus ou moins intense. Rappelons encore que la dynamique du temps doit être observée dans un "espace aérologique" (Leroux, 1996, 2000) dans lequel les mécanismes communs du temps commandent une covariation générale des paramètres météorologiques. La France fait partie de l'unité de l'Atlantique Nord (Amérique et Atlantique) qui communique avec l'unité Europe-Méditerranée-Afrique septentrionale (fig. 3).

L'EVOLUTION DE LA DYNAMIQUE DU TEMPS DANS L'ESPACE AEROLOGIQUE ATLANTIQUE NORD-EUROPE OCCIDENTALE

Les évolutions thermiques régionales sont diverses

Dans l'espace aérologique de l'Atlantique Nord (Leroux, 1995a), qui s'étend sur l'Arctique,

l'Amérique du Nord (à l'est des Rocheuses), l'Atlantique et l'Europe occidentale, le temps est commandé par les AMP issus de l'Arctique qui véhiculent l'air froid et provoquent en retour (notamment par la circulation cyclonique sur la face avant des AMP et au-dessus d'eux) l'advection d'air chaud en direction du pôle (fig. 3). Les évolutions thermiques récentes sont différentes en fonction des régions : le bassin arctique occidental (d'où partent la majorité des AMP de cette unité), après s'être réchauffé rapidement jusque vers les années 1930-40, se refroidit lentement, en toutes saisons (Rogers, 1989). Le refroidissement en surface et dans les basses couches (de l'ordre de 5 °C, d'après Kahl *et al.*, 1993) au cours des 40 dernières années est indéniable, et il constitue le démenti le plus flagrant aux prévisions des modèles. Cette baisse de la température arctique est répercutee sur le Groenland et le Canada (Morgan *et al.*, 1993 ; WMO, 1998 ; Litynski, 1999), notamment dans l'est du Canada où les records de froid sont constamment battus. La figure 4 montre que ce refroidissement concerne les trajectoires des AMP à l'ouest et à l'est du Groenland, les courbes séculaires mettant en évidence l'*optimum climatique* des années 1930-1960, et le refroidissement depuis les années 1970.

Toute la partie centrale et orientale des Etats-Unis observe également une tendance nette et continue au refroidissement (Kukla, 1989 ; Litynski, 1999), qui se propage sur la majeure partie de l'océan Atlantique, dans l'eau et dans l'air, jusqu'au large de l'Afrique occidentale, notamment au voisinage des Canaries et de l'archipel du Cap-Vert. Le Nord-Est de l'Atlantique, c'est-à-dire la mer de Norvège et ses bordures, enregistre par contre une nette hausse de la température, hausse plus marquée en hiver qu'en été (Reynaud, 1994) qui témoigne de l'origine dynamique de cette augmentation de température, les AMP plus puissants provoquant une remontée plus intense vers le nord sur leur face avant de flux chauds provenant des marges tropicales. Ainsi, sur la trajectoire des AMP est observé un refroidissement, tandis qu'un réchauffement caractérise les régions situées à l'écart de la trajectoire principale des AMP, ces régions bénéficiant d'advections accrues d'air chaud venu du sud (Leroux, 1995a, 2000).

Le temps devient de plus en plus violent

Une augmentation de la température (telle qu'elle est prévue par les modèles) devrait se traduire par une décroissance des échanges méridiens d'air et d'énergie, et dans les latitudes tempérées et polaires par une diminution des gradients de température et de pression et, au niveau des perturbations pluviogènes, par un contraste thermique moindre entre les flux (Météo-France, 1992). Cela signifie, de manière simplifiée, que les perturbations tempérées devraient être de moins

Figure 1 : Evolution de la situation en surface du 24 au 26 décembre 1999 (schéma d'après BME) : trajectoire de la tempête T2

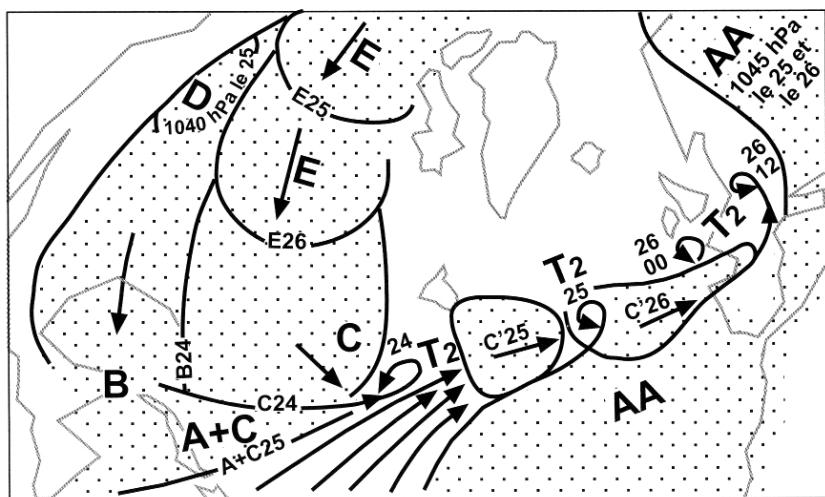
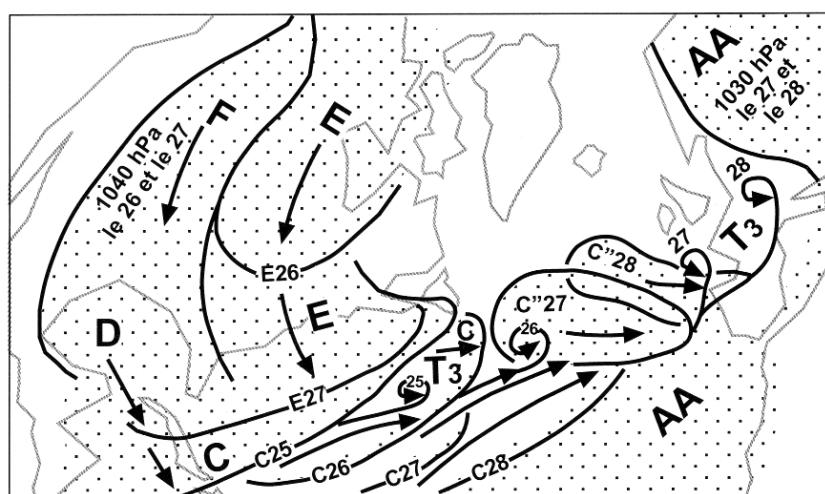


Figure 2 : Evolution de la situation en surface du 25 au 28 décembre 1999 (schéma d'après BME) : trajectoire de la tempête T3



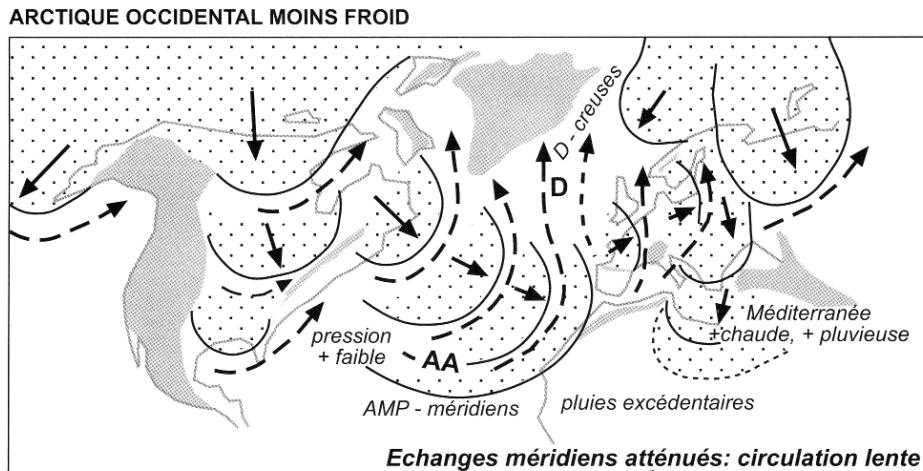
en moins violentes et que le temps devrait alors devenir de plus en plus clément. Ce n'est pas ce qui est observé, et c'est plutôt le contraire qui se produit de plus en plus souvent.

En Amérique du Nord les vagues de froid (appelées *Siberian express*), provoquées par d'énormes AMP aux pressions élevées qui atteignent le golfe du Mexique, peu sévères pendant les années 1950, se sont fortement aggravées depuis les années 1970 (Michaels, 1992). Dans le même temps la fréquence des perturbations violentes, blizzards et tornades, augmente fortement en liaison avec des intrusions d'air froid plus fréquentes, c'est-à-dire des AMP

- contour des AMP (généralement face avant)
- haute pression: AMP ou AA
- asymptote de confluence
- dépression (tempête T2 ou T3)
- advection tropicale puissante (sur la face avant des AMP et la façade ouest de l'AA)

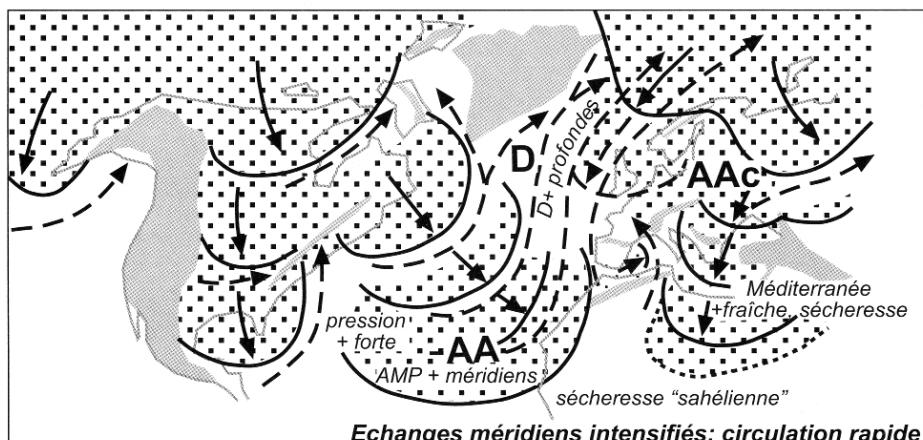
Figure 3 : La dynamique des AMP dans l'espace aérologique de l'Atlantique Nord-Europe :

- en phase basse (indice négatif) de l'ONA (Oscillation Nord-Atlantique),
- en phase haute (indice positif) de l'ONA



1- Phase basse ou négative de l'ONA. AMP moins puissants, moins rapides, moins fréquents (Temps plus clément, cf été)

ARCTIQUE OCCIDENTAL PLUS FROID



2- Phase haute ou positive de l'ONA. AMP plus puissants, plus rapides, plus fréquents (Temps plus violent, cf hiver)

plus puissants et plus nombreux (Serreze *et al.*, 1993, cf. fig. 7). Ces événements dramatiques s'inscrivent dans une hausse continue de la fréquence des tempêtes violentes depuis 1965, en liaison avec un accroissement des dépressions profondes dans le bassin des Grands Lacs (Kunkel *et al.*, 1999) et "des intrusions d'air froid plus fréquentes" atteignant la côte atlantique des Etats-Unis (Davis *et al.*, 1993). Les 12-13 mars 1993 se produit le "blizzard du siècle", un événement identique survient à nouveau le 17 janvier 1994, puis le 7 janvier 1996, ajoutons encore, pour ne retenir que l'essentiel, l'offensive du froid des Grands Lacs jusqu'à la Nouvelle Ecosse en janvier 1998 (Martin, 1999), les records des hauteurs de neige du début janvier 1999... (rappelons que le blizzard du siècle canonique remontait à 1888). Formées sur la face avant des AMP au contact conflictuel de l'air froid et de l'air humide venant du Golfe du Mexique rendu encore plus instable sur le continent, les tornades sont en forte augmentation au cours de la période 1953-1995

(fig. 5 ; WMO, 1998), le mois de mai 1995, avec pres de 500 tornades sur les Etats-Unis possédant le record mensuel de toute la période (WMO, 1998).

Ce durcissement du temps se propage sur l'Atlantique Nord où les dépressions profondes (sur la face avant des AMP, d'autant plus creusées que les AMP sont puissants), de pression inférieure à 950 hPa qui témoignent des tempêtes hivernales de forte intensité, ont augmenté de façon remarquable de 1956 à 1998, en ayant quasiment triplé depuis l'hiver 1988/89 (fig. 6, d'après WMO, 1999), ces tempêtes débordant largement sur les pays riverains de l'Atlantique.

Dans ce contexte la valeur de pression "la plus faible jamais relevée dans cette région" (Mansfield, 1993 ; WMO, 1994), inférieure à 915 hPa, a été enregistrée le 10 janvier 1993 à l'ouest de l'Ecosse (la *Braer storm* comparable aux tempêtes de décembre 1999). Cette tendance se

manifeste par une augmentation progressive de la hauteur des vagues de l'Atlantique Nord au cours de la période 1960-1985 (Bouws *et al.*, 1996). Les résultats du Projet Européen WASA (1998) sont à ce propos sans ambiguïté : "La conclusion principale est que la climatologie des tempêtes et des vagues dans la plus grande partie de l'Atlantique Nord-Est et dans la Mer du Nord est vraiment devenue plus rude au cours des décennies récentes, mais l'intensité actuelle semble être comparable à celle du début du siècle", observation à comparer à l'évolution thermique des hautes latitudes (cf. fig. 4) et à l'indice ONA ci-dessous (fig. 7), le milieu du siècle étant dominé par l'*optimum* climatique contemporain plus clément. Les tempêtes sur le littoral atlantique français (mais aussi britannique) sont de plus en plus fréquentes et intenses (Lemasson et Regnaud, 1997), provoquant en Bretagne "une hausse de la fréquence des vents forts et de tempête depuis les années 1970" (Audran, 1998, com. pers.). Ces renforcements du vent de sud sur la face avant des AMP, et ensuite du nord (qui se traduisent notamment par une augmentation de la vitesse de la tramontane et du mistral) résultent de l'accroissement de la puissance et de la fréquence des anticyclones mobiles vecteurs du froid. Cet accroissement des échanges mériadiens est traduit de manière indubitable par l'augmentation, continue et forte, de la pression atmosphérique sur la trajectoire des AMP, sur l'Amérique du Nord et notamment sur l'est du Canada, sur l'Atlantique Nord (sauf naturellement au-dessus de la Mer de Norvège qui connaît par contre une baisse concomitante de pression), sur l'Europe occidentale et centrale, sur la Méditerranée et sur le nord de l'Afrique (Leroux, 1995a).

Dans cet espace aérologique de l'Atlantique Nord, où tous les paramètres climatiques covariant, parce qu'ils obéissent à une cause commune dictée par la dynamique des AMP, les évolutions climatiques récentes sont diverses : des régions se refroidissent, d'autres se réchauffent, les précipitations augmentent ou diminuent, la pression s'élève ou baisse (Leroux, 2000), mais partout le temps devient plus sévère, plus violent.

L'Oscillation Nord-Atlantique

Le temps dans l'Atlantique Nord et sur l'Europe est classiquement associé à l'Oscillation de l'Atlantique Nord, ONA (ou NAO, North Atlantic Oscillation). Imaginée dans les années 1920 à 1930 à une époque où le "front polaire" est en train de naître et où le concept ondulatoire n'est pas encore né, l'ONA est définie par la variation de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. Rappelons que ces "centres d'action" sont définis à l'échelle des moyennes et qu'ainsi ils n'existent pas à l'échelle synoptique

Figure 4 : Evolution de la température moyenne, dans l'Atlantique Arctique (T arc.moy.) de 1900 à 1987 (établie à partir des valeurs saisonnières, d'après Rogers, 1989), dans l'est du Canada (TECan), de 1900 à 1992 (d'après Morgan *et al.*, 1993), à Godthaab (Nuuk, 64,2 °N - 51,7 °W - 20 m), et à Angmagssalik (65,6 °N - 37,6 °W - 35 m), au Groenland, de 1900 à 1995 (d'après Daly, 2000).

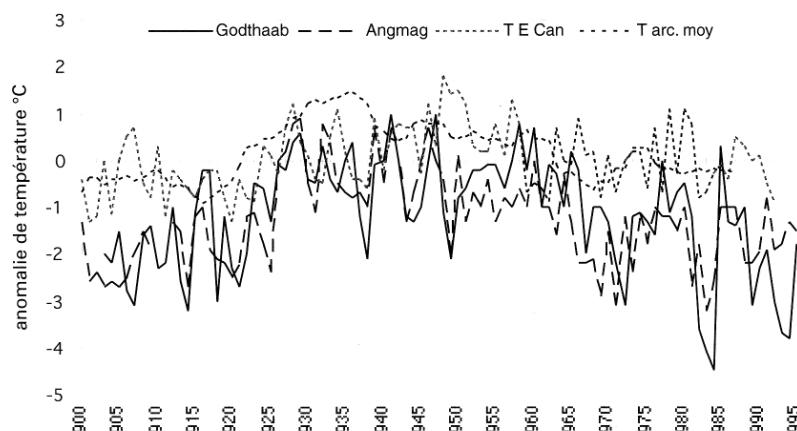


Figure 5 : Evolution du nombre des tornades aux Etats-Unis de 1953 à 1995
(National Climatic Data Center, USA, *in WMO*, 1998)

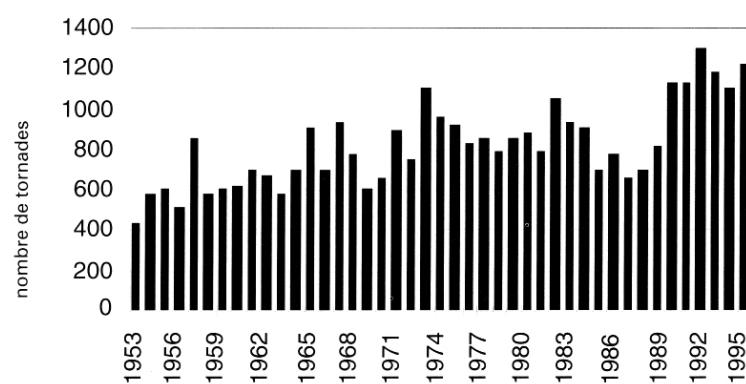


Figure 6 : Evolution du nombre de tempêtes hivernales, de pression inférieure à 950 hPa, dans l'Atlantique Nord de 1956 à 1998
(Deutscher Wetterdienst., *in WMO*, Region VI, 1999)

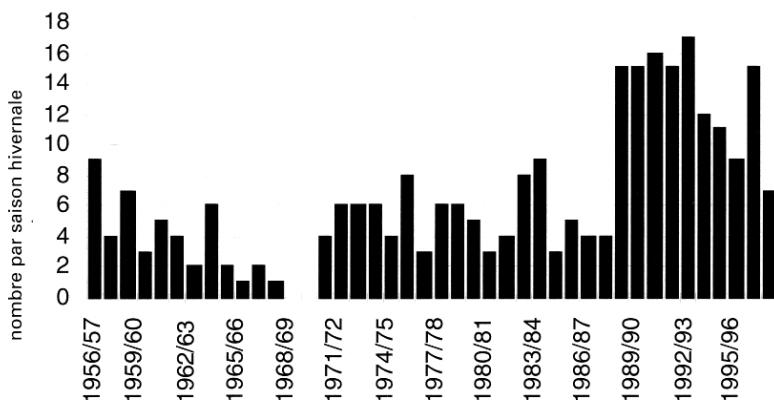


Figure 7 : Evolution de l'indice de l'Oscillation Nord-Atlantique (i ONA) de 1900 à 1995 (d'après Wanner, 1999), et nombre d'AMP issus de l'Arctique du printemps à l'automne, de 1952 à 1988 (d'après Serreze *et al.*, 1993).

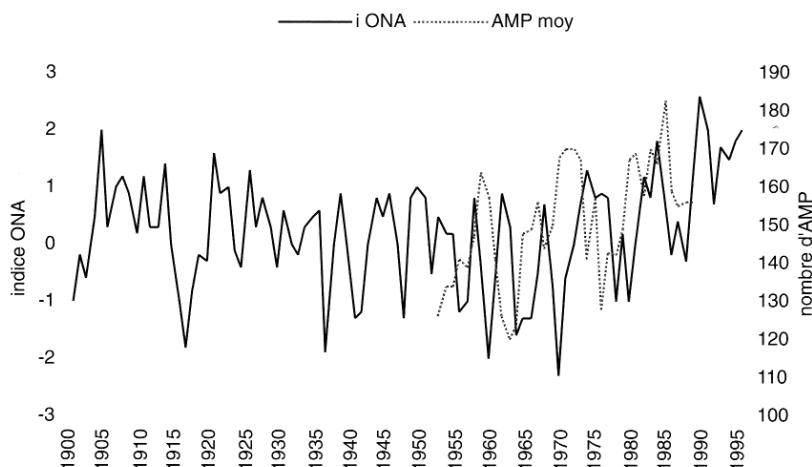


Figure 8 : Evolutions comparées de la température à Godthaab (Groenland) et de l'indice de l'Oscillation Nord-Atlantique (i ONA) de 1900 à 1995.

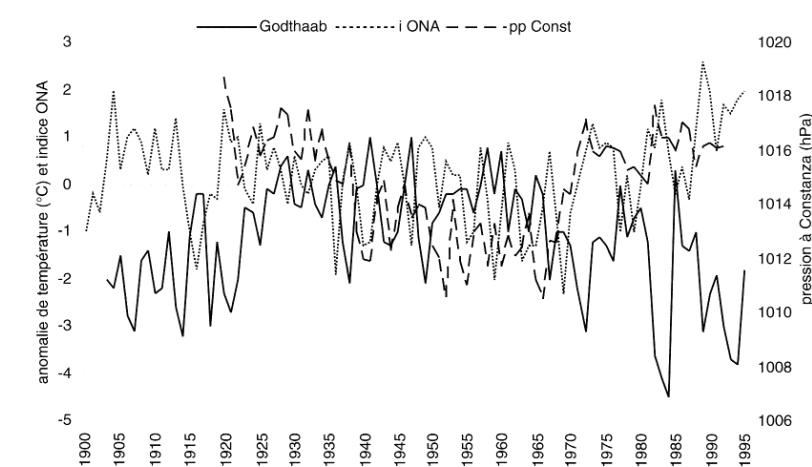
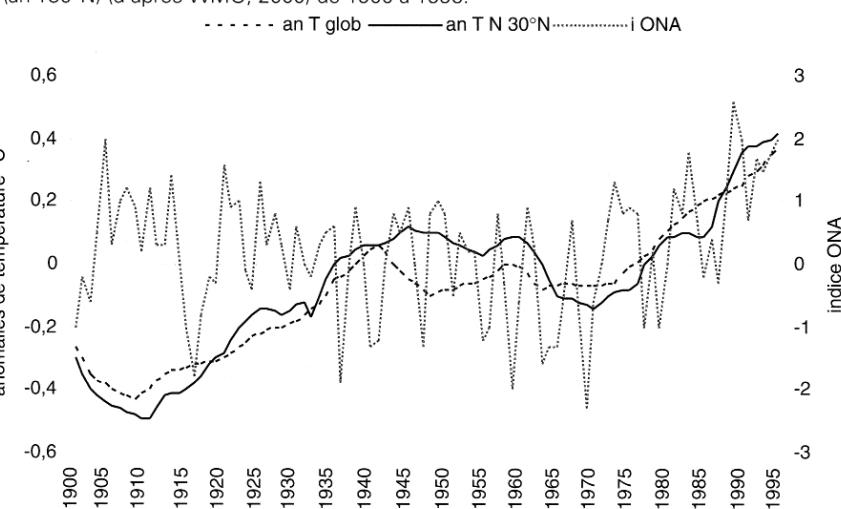


Figure 9 : Evolutions comparées de l'indice de l'Oscillation Nord-Atlantique (i ONA) et de la température "reconstituée", globale (an Tglob), et au nord de la latitude 30° N (an T30°N) (d'après WMO, 2000) de 1900 à 1995.



(celle du temps réel) : la référence à ces entités statistiques introduit donc d'emblée une énorme confusion (encore vivace) entre échelles des phénomènes (Leroux, 1992). Ce "remarquable phénomène", parfois appelé le "petit *el Niño atlantique*", a ensuite été étudié en détail par Van Loon et Rogers (1978). L'ONA est en mode positif (phase haute) quand la pression est élevée dans "l'anticyclone" et quand par contre la "dépression" est simultanément très creuse. En mode négatif (phase basse), la pression est moindre dans "l'anticyclone" mais moins profonde dans la "dépression". Selon le schéma classique moyen, des vents d'ouest (faibles *vs* forts) entre une dépression d'Islande (peu creusée *vs* profonde) et un anticyclone des Açores (faible *vs* fort) ne sont ainsi qu'une vision de l'esprit : à l'échelle synoptique existent les AMP et les transferts méridiens cycloniques qu'ils provoquent (qui ont, bien sûr, une composante d'ouest, mais une direction sud-nord). Ces modes, positif et négatif, établissent des covariations, mais ne les expliquent pas, l'ONA n'étant bien entendu pas une cause, mais la conséquence d'un mécanisme non identifié par les théories classiques. Le "balancier de l'Atlantique Nord" demeure ainsi encore inexpliqué par les concepts habituels, de même que les raisons du changement de mode, comme le souligne Wanner (1999) : "Comment et pourquoi la NAO bascule-t-elle d'un mode à l'autre ?... malgré toutes les études, la question reste ouverte et le mécanisme du flip flop bien mystérieux". Faute de concept adéquat des causes ont été avancées, et notamment le rôle de l'océan, qui par ses températures de surface serait responsable de "la température, des précipitations et des tempêtes en Europe" (Rodwell *et al.*, 1999 ; Kushnir, 1999) ; mais la dynamique des eaux superficielles est incontestablement commandée par les flux aériens (non l'inverse) et la cause initiale est naturellement atmosphérique. La dynamique des AMP apporte une réponse claire à la prétendue énigme de l'ONA. L'origine dynamique de la diversité de comportement entre les façades de l'océan est incontestable : c'est en hiver quand les AMP sont les plus puissants que dans l'Atlantique Nord-Est la hausse de température est la plus élevée, et que la baisse des pressions est la plus accentuée, la déviation d'air chaud et humide vers le nord étant accélérée, comme l'advection des eaux marines superficielles (Leroux, 2000). Les AMP étant originaires de l'Arctique, on peut rappeler les mécanismes suivants, aisément vérifiés à l'échelle saisonnière (fig. 3).

- Phase négative ou basse de l'ONA (fig. 3-1) : différence de pression faible entre AA et D. L'Arctique est relativement moins froid, les AMP sont moins puissants, moins fréquents, leur trajectoire est moins méridionale, à l'échelle moyenne l'agglutination anticyclonique (dite des Açores) est plus faible, moins étendue et située

plus au nord, les dépressions synoptiques associées aux AMP sont moins creusées, à l'échelle moyenne la dépression dite d'Islande est moins profonde et moins étendue. Les échanges méridiens sont ralentis, dans l'air et dans l'océan (mode de circulation lente). Le temps est plus clément : les contrastes thermiques sont amoindris (et la température "moyenne" de l'unité aérologique, ou de l'Hémisphère Nord, est ainsi plus représentative de la réalité). Sur l'Europe et la Méditerranée les agglutinations anticycloniques (AAc) sont moins fréquentes, et la pluviosité (notamment hivernale) est plus élevée. Sur l'Afrique tropicale les pluies estivales sont plus abondantes (les structures pluviogènes étant situées plus au nord).

- Phase positive ou haute de l'ONA (fig. 3-2) : différence de pression forte entre AA et D. L'Arctique est plus froid, les AMP sont initialement plus puissants, plus fréquents, leur trajectoire est plus méridionale, à l'échelle moyenne l'agglutination anticyclonique atlantique est plus puissante, plus étendue et plus méridionale, les dépressions synoptiques provoquées par les AMP sont plus creusées, à l'échelle moyenne la dépression dite d'Islande est plus profonde et plus étendue. Les échanges méridiens sont intensifiés, dans l'air et dans l'océan (mode de circulation rapide). Le temps est plus violent : les contrastes thermiques sont plus forts (et la température "moyenne" de l'unité aérologique, ou de l'Hémisphère Nord, est ainsi sans signification climatique). Sur l'Europe et la Méditerranée les agglutinations anticycloniques (AAc) sont plus fréquentes, et la pluviosité (notamment hivernale) est réduite. Sur l'Afrique tropicale les pluies estivales sont moins abondantes, la marge nord (Sahel) subissant la sécheresse (les structures pluviogènes étant décalées vers le sud).

La figure 7 souligne que "depuis 1974 le mode positif est prépondérant" (Wanner, 1999). Cette augmentation de l'indice ONA est nettement associée à une croissance du nombre des AMP issus de l'Arctique, au printemps, en été et en automne (en hiver, les anticyclones étant habituellement "moins nombreux mais plus forts" - Serreze *et al.*, 1993 -, le comptage est malaisé car les anticyclones débordent rapidement au-delà de la latitude 65 °N). Cela signifie que depuis les années 1970 les échanges méridiens sont intensifiés, ce qui correspond à un mode rapide de circulation et à des affrontements plus sévères (Leroux, 2000). Le refroidissement de l'Arctique donne aux AMP une puissance renforcée, qui provoque en retour un transfert plus important de chaleur et d'énergie tropicale vers le nord. La figure 8 souligne de manière éloquente qu'à chaque refroidissement observé sur la trajectoire des AMP (par exemple ici à l'ouest du Groenland sur la trajectoire américano-atlantique) correspond

une hausse très nette de l'indice ONA (fig. 3-2), et inversement (fig. 3-1).

Conclusion

L'évolution récente du temps dans l'espace Atlantique Nord est ainsi sans équivoque : le risque météorologique s'accroît progressivement. Les événements dramatiques récents sur la France ne sont donc pas surprenants, les pluies diluviales de l'Aude, comme les tempêtes de décembre, provoquées par des AMP de forte puissance, confirment les coups de semonce lancés par la nature elle-même, de façon répétée. Dans les pages mêmes de cette revue (*RGL*, 68/2-3, 1993, p. 150), dans le numéro consacré après le drame de Vaison-la-Romaine aux excès pluviométriques dans le couloir rhodanien, j'écrivais en 1993 : "La clémence de l'*optimum* climatique est donc finie... le présumé réchauffement annoncé par les modèles n'est pas vérifié, pas plus que la présumée 'douceur' des perturbations tempérées...". Depuis cette date les phénomènes météorologiques n'ont fait que confirmer ces prévisions, de façon très nette. Il apparaît donc indispensable de réviser l'estimation des risques naturels d'origine météorologique, notamment associés au vent et à la pluie, en tenant compte de l'évolution climatique réelle et de l'accroissement indubitable de la violence des phénomènes.

En résumé, tout a déjà été dit ! Mais rien n'a été entendu ! On ne veut pas enregistrer les messages, pourtant clairs que le temps nous fournit. La répétition des événements dramatiques que l'on veut attribuer au simple hasard relève d'une évolution climatique qu'on ignore, et surtout qu'on veut ignorer... parce qu'elle ne traduit pas l'évolution "officielle", celle à laquelle on "doit croire", c'est-à-dire celle liée au présumé *global warming* ! Rappelons que l'idée d'un réchauffement global repose sur 3 points :

- 1- le taux de CO₂ augmente ;
- 2- les modèles numériques du climat, en appliquant une simple règle de trois, prévoient une augmentation -théorique- de la température, notamment dans les hautes latitudes ;
- 3- les courbes de la température observée, moyennée à l'échelle planétaire, semblent confirmer les prévisions des modèles.

De ces trois points, un seul est certain : le taux de CO₂ augmente. Mais la température n'augmente pas dans les hautes latitudes (fig. 4), sauf cas particulier associé à la dynamique (fig. 3). Quant à la confirmation par la courbe de la température reconstituée à partir des observations, la figure 9 montre 3 périodes distinctes : au début du siècle le réchauffement est rapide, l'indice ONA élevé mais décroissant, au milieu du siècle la période de l'*optimum* climatique est associée à un indice ONA faible à négatif, depuis 1970 l'indice ONA

élevé et croissant est à nouveau associé à une augmentation des températures. L'élévation présumée de la température attribuée à l'effet de serre n'est ainsi au nord de la latitude 30 °N qu'un artefact, provoqué par l'accélération des échanges mériadiens et par une fourniture plus intense de chaleur tropicale, aérienne et marine, échanges résultant eux-mêmes d'un refroidissement initial (fig. 4 et 8). En phase basse de l'ONA les contrastes entre les deux façades de l'Atlantique sont atténus et la température moyenne est ainsi plus représentative, tandis qu'en phase haute les contrastes entre les deux rives augmentent et la température moyenne est de moins en moins représentative de la réalité et sans la moindre signification climatique. Que signifie en effet une moyenne établie à partir de températures qui évoluent de façon différente ? Des constatations identiques pouvant être faites dans les deux autres unités aérologiques de l'Hémisphère Nord (Leroux, 2000), le prétendu réchauffement (régional et limité, mais non global) attribué à l'effet de serre relève en réalité du facteur dynamique. Mais ce facteur est ignoré par les modèles, car comme le soulignaient déjà Kahl et al. en 1993 : "les modèles climatiques actuels n'intègrent pas de façon correcte les processus physiques qui affectent les régions polaires". C'est toujours vrai. Les modèles ne peuvent donc pas, ni prévoir l'évolution de la température future (surtout avec un siècle d'avance !), ni rendre compte de l'évolution réelle du temps actuel.

Bibliographie

- AUDRAN E., 1998, *Variations et dynamique des vents forts sur le littoral de la Bretagne de 1949 à 1996*, Th. en cours, Géolittomer, Brest, comm. pers.
- BOUWS E., JANNINCK D., KOMEN G.J., 1996, The increasing wave height in the North Atlantic Ocean, *Bull. Am. Met. Soc.*, 77(10), p. 2275-2277.
- COMBY J., 1998, *Les paroxysmes pluviométriques dans le couloir rhodanien et ses marges*, Th. Univ. Lyon 3, Labo. de Climatologie, Risques, Environnement, 668 p.
- DALY J.L., 2000, *Still waiting for greenhouse. What the stations say*. <http://www.vision.net.au/daly/>
- DDE 11 (Direction Départementale de l'Équipement de l'Aude), 2000, *Analyse de l'épisode pluvieux des 12 et 13 novembre 1999 sur le département de l'Aude*, 06/03/00, 62 p.
- GIORGETTI J.P., JACQ V., JOURDAN R., PALAUQUI J.P., RIVRAIN J.C., BOERI F., GAUTHIER A., 1994, Les pluies diluviales et les inondations des 31 octobre et 1^{er} novembre 1993 en Corse : étude descriptive, *La Météorologie*, 8^e sér. n° 6, p. 72-90.
- KAHL J.D., CHARLEVOIX D.J., ZALTSEVA N.A., SCHNELL R.C., SERREZE M.C., 1993, Absence of evidence for greenhouse warming over the Arctic Ocean in the past 40 years, *Nature*, 313, p. 335-337.
- KUKLA G., 1989, Recent climate change in the United States, *Carbon dioxide res. Div., US Dep. of Energy, Res. Proj.* 4 p.
- KUNKEL K.E., PIELKE R.A., CHANGNON S.A., 1999, Temporal fluctuations in weather and climate extremes that cause economic and human health impacts : a review, *Bull. Am. Met. Soc.*, 80 (6), p. 1077-1098.
- KUSHNIR Y., 1999, Europe's winter prospects, *Nature*, 398, p. 289-290.
- LEMASSON L., REGNAULD D.H., 1997, Evolution trentenaire des vents littoraux sur le Grand Ouest français, *Norois*, 44 n° 175, p. 417-431.
- LEROUX M., 1992, Perception "statistique" et réalité dynamique. Transport méridien en masse extratropical, agglutination anticyclonique et circulation linéaire tropicale, *Publ. Ass. Intern. de Climatologie*, vol. 5, p. 157-167.
- LEROUX M., 1993, La dynamique des situations météorologiques des 21-22 et 26-27 septembre 1992 dans le sud du couloir rhodanien, *Rev. de Géo. de Lyon*, vol. 68 (2-3), p. 139-152.
- LEROUX M., 1995a, Dynamique du temps et du climat dans l'espace Atlantique nord, *Publ. Assoc. Int. de Clim. (AIC)/Météo-France*, vol. 7, p. 354-364.
- LEROUX M., 1995b, La dynamique de la Grande Sécheresse sahélienne, *Revue de Géographie de Lyon*, M. Leroux éd., n° 3-4, p. 223-232.
- LEROUX M., 2000, *La dynamique du temps et du climat*, Coll. Sciences de la Terre, Masson-Dunod (1^{ère} éd., 1996), 368 p.
- LITYNSKI J., 1999, Changements de température de la surface terrestre pendant la période 1931-1990, *12^{ème} Colloque AIC*, Publ. Assoc. Intern. de Climatologie.
- MANSFIELD D.A., 1993, The storm of 10 January 1993, *Met. Magazine*, 122, p. 140-146.
- MARTIN F., 1999, *La tempête de verglas de janvier 1998 au Canada*, Mém. Univ. J. Moulin, Lyon, 112 p.
- METEO-FRANCE, 1992, Le point sur l'évaluation scientifique de l'évolution du climat, *Rapport du GIEC, Phénomènes remarquables*, n° sp. n° 7.

METEO-FRANCE, 1996, *Inventaire des situations à précipitations diluviales sur le Languedoc-Roussillon, la Provence-Alpes-Côte-d'Azur et la Corse*, 190 p.

METEO-FRANCE, 1999, *Précipitations exceptionnelles dans le sud de la France*. <http://www.meteo.fr/la-une/pluies/index.html>.

METEO-FRANCE, Résumés Climatiques, *La Météorologie*, 8^e sér. (1995 à 2000).

MICHAELS P., 1992, *Sound and fury. The science and politics of global warming*, Cato Institute, Washington D.C., 196 p.

MORGAN M.R., DRINKWATER K.F., POCKLINGTON R., 1993, Temperature trends at coastal stations in Eastern Canada, *Clim. Bull.*, 27 (3), Envir. Canada, p. 135-153.

PLANTON S. (CNRM), 2000a, in *Nice-Matin et Le Var*, 20 février 2000.

PLANTON S. (CNRM), 2000b, Tempêtes et changement climatique, *Aménagement et Nature*, n° 137, p. 67-72.

REYNAUD J., 1994, *Evolution récente de la pression en surface et des températures dans l'espace Atlantique Nord, du Groenland à la Scandinavie*, Publ. AIC, vol. 7, p. 268-278.

RODWELL M.J., ROWELL D.P., FOLLAND C.K., 1999, Oceanic forcing of the wintertime oscillation and European climate, *Nature*, 398, p. 320-323.

ROGERS J.C., 1989, Seasonal temperature variability over the North Atlantic Arctic, *Proc. 13th Annual Climate Diagnostics Workshop*, NOAA-NWS, p. 170-178.

SERREZE M.C., BOX J.E., BARRY R.G., WALSH J.E., 1993, Characteristics of Arctic synoptic activity, 1952-1989, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 51, p. 147-164.

VAN LOON H., ROGERS J.C., 1978, The seasaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe (Part I : general description), *Monthly Weather Review*, 22 (9), 1949-1970.

WANNER H., 1999, Le balancier de l'Atlantique Nord, *La Recherche*, 321, p. 72-73.

WASA Group, 1998, Changing waves and storms in the Northeast Atlantic ? *Bull. of the Am. Met. Soc.*, vol. 79 (5), p. 741-760.

W.M.O., *WMO statement on the status of the global climate... in 1993*, WMO-n° 809 (1994),... *in 1994* (1995), *1995* (1996), *1996* (1997), *1997* (1998), *1998* (1999), *1999* (2000).

W.M.O., 1998, The global climate system review, December 1993 - May 1996, *WMO 856*.

W.M.O. Region VI, 1999, *Annual Bulletin of the Climate, Europe and Middle east*, 1998, 32 p.

adresse de l'auteur :

Université Jean-Moulin Lyon II
18, rue Chevreul
69362 LYON cedex 07
tel. 04 78 78 74 03
fax. 04 78 78 71 85
E.mail : leroux@univ-lyon3.fr