

Tornades, vents exceptionnels et constructions

GCIV2042-1 Conception de bâtiments en situation de risques majeurs & GCIV2050 Sollicitations accidentelles et exceptionnelles (1)

Contents

1	Météorologie	1
1.1	Le vent	1
1.2	Tornades	9
1.3	Monitoring, Chasseurs d'orages	29
1.4	Simulations expérimentales	29
2	Dimensionnement de structures contre l'effet de tornades	30
2.1	Pression de vent	30
2.2	Changement de pression atmosphérique	32
2.3	Transport et impact de débris	36
2.4	Mesures constructives - safe-room	37

1 Météorologie

1.1 Le vent

1.1.1 Généralités

Le vent est un mouvement de l'atmosphère provoqué par un réchauffement par l'énergie solaire inégalement réparti sur la surface de la planète. Sous l'effet de la radiation solaire, la Terre est réchauffée, et émet également de la chaleur par le principe de radiation. Etant donné que l'angle d'incidence du rayonnement solaire varie de l'équateur aux pôles, depuis une incidence perpendiculaire à rasante, une parcelle à la surface de la Terre est davantage réchauffée à l'Equateur qu'aux pôles. Il en résulte donc un réchauffement plus important à l'Equateur qu'aux pôles, qui s'accompagne d'une différence de radiation. Ceci a pour effet un réchauffement différentiel des colonnes d'air situées à l'Equateur et aux pôles. Dans une moindre mesure, ces réchauffements différentiels peuvent également être attribués à d'autres phénomènes tels la radiation dans l'atmosphère, la compression et dépression d'air avec l'altitude, la conduction de chaleur moléculaire, l'évaporation et condensation de vapeur d'eau.

En 1929, Humphreys a mené une expérience montrant comment deux colonnes d'air chauffées différemment pouvaient donner naissance à un courant. Imaginons que les deux réservoirs A et B de la figure 1 soient initialement remplis d'un liquide de même température jusqu'au niveau a . Les vannes 1 et 2 sont initialement fermées, et le réservoir A est chauffé. Sous l'effet de la chaleur, le liquide dans ce réservoir se dilate, et la surface libre monte jusqu'au niveau b , alors que tout reste inchangé dans le réservoir B. Bien que le niveau soit monté dans le réservoir A, la pression en c est restée inchangée, puisque la masse de liquide dans ce compartiment est restée inchangée. Si on ouvrait la vanne 2, rien ne se passerait puisque les pressions sont égales des deux côtés. Par contre, si la vanne 1 est maintenant ouverte, le fluide s'écoulerait de A vers B en raison de la différence de charge $b - a$. Du coup, la pression en c dans le réservoir A va diminuer, alors qu'elle augmente dans le réservoir B. Cette différence de pression s'accompagne d'un écoulement, de B

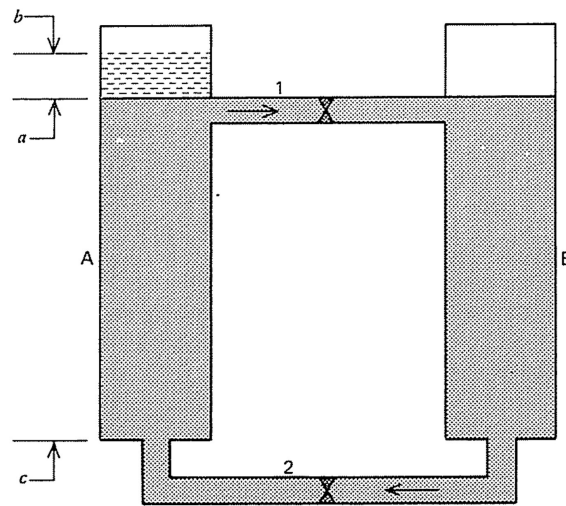


Fig. 1: Expérience de Humphreys.

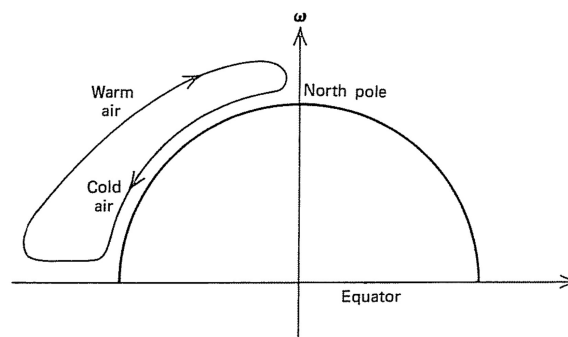


Fig. 2: Première explication des mouvements d'air, dus à des différences de température

vers A, à travers la vanne 2. Tant que la différence de température est conservée, ce mouvement établi continuera de persister.

En considérant les colonnes d'air au-dessus de l'Equateur et du pôle nord comme étant les réservoirs A et B, les résultats de cette expérience peuvent être directement transposés à l'étude des écoulements d'air dans l'atmosphère. Ces résultats sont présentés à la Fig. 2. En pratique, cette vision un peu simpliste des choses ne donne qu'une estimation trop grossière du vent, où l'air s'écoulerait en ligne droite depuis les zones de haute pression vers les zones de basse pression. En effet, les vitesses de l'air à la surface de la Terre sont également influencées par

- la rotation de la Terre,
- le gradient vertical de température sur les colonnes d'air,
- la différence d'humidité,
- le frottement à la surface de la Terre.

1.1.2 Modèle hydrodynamique

Connaissant la pression, la latitude, le type de terrain et les effets locaux, un modèle hydrodynamique vise à estimer les vitesses et direction de vent. Le mouvement d'une particule élémentaire

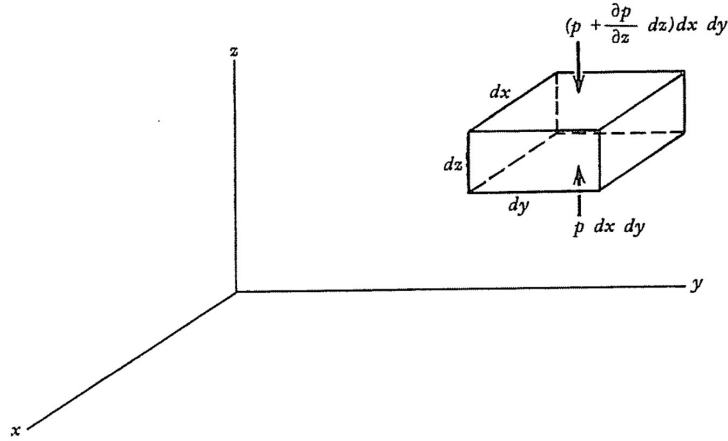


Fig. 3: Pressions verticales sur un élément de masse d'air.

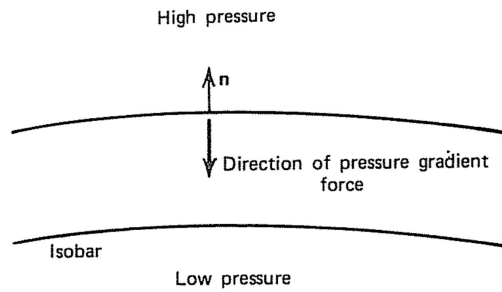


Fig. 4: Direction des forces dues au gradients de pression.

d'air de masse m est gouverné par la seconde loi de Newton:

$$\sum F = ma \quad (1)$$

où a représente l'accélération de la particule et F représente les forces auxquelles elle est soumise. Les principales forces permettant de mettre au point un modèle hydrodynamique sont étudiées dans ce paragraphe, à savoir le gradient de pression, la force de Coriolis, la force centrifuge et la force de friction (ou frottement).

Le calcul complet se fait a priori avec toutes ces forces. Des solutions simplifiées peuvent cependant être obtenues en considérant uniquement certaines de ces forces. Par exemple, le calcul du vent géostrophique (hautes altitudes) se fait en négligeant les forces de friction. De même, la force centrifuge qui est souvent négligée car la vitesse de rotation autour de la dépression est trop lente doit être prise en compte dans une circulation rapide comme celle d'une tornade.

Forces dues au gradient de pression horizontal Considérons un élément d'air $dx dy dz$, tel que représenté à la Fig. 3. Les pressions agissant sur les faces supérieure et inférieure sont respectivement $p + \frac{\partial p}{\partial z} dz$ et p . La résultante des pressions sur ces deux faces vaut donc $\frac{\partial p}{\partial z} dx dy dz$ vers le bas, soit $F_z = -\frac{\partial p}{\partial z} dx dy dz$, ou encore

$$F_z = -\frac{\partial p}{\partial z} \quad (2)$$

par unité de volume. Ceci indique que la particule d'air subit une force dirigée depuis les hautes pressions vers les basses pressions.

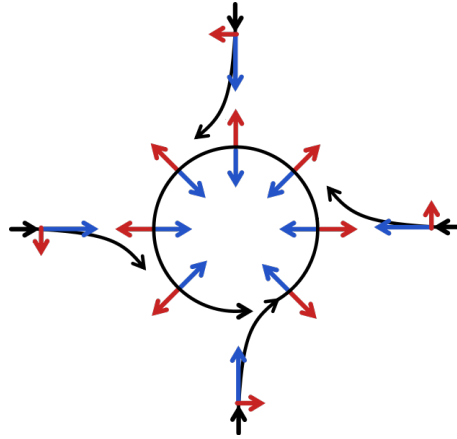


Fig. 5: Diagramme qui montre comment les vents sont déviés pour donner une circulation anti-horaire dans l'hémisphère nord autour d'une dépression. La force de gradient de pression est en bleu, celle de Coriolis en rouge et le déplacement en noir.

De manière similaire, cette particule élémentaire subit des forces dues aux gradients de pression horizontaux $\frac{\partial p}{\partial x}$ et $\frac{\partial p}{\partial y}$. La résultante de ces forces s'aligne avec le gradient vectoriel

$$P = -\frac{\partial p}{\partial n} \quad (3)$$

et est donc perpendiculaire aux lignes d'égale pression, les isobares (Fig. 4).

Forces de Coriolis En l'absence de toute force appliquée, le mouvement d'un corps possédant une vitesse initiale se produit en ligne droite, à condition de le représenter dans un repère absolu (immobile). Du point de vue d'un observateur placé dans un repère mobile, comme sur la surface de la Terre, la trajectoire suivie par une particule apparaît courbée. Lorsque le mouvement est exprimé dans le repère en rotation, une force supplémentaire, la force de Coriolis, doit être prise en considération. Dans le cas d'une particule d'air étudiée par rapport à la surface terrestre, la force de Coriolis par unité de volume s'écrit

$$F_{ca} = 2\rho\omega v \sin \phi \quad (4)$$

où $\omega = 2\pi/\text{jour}$ représente la vitesse angulaire de rotation de la Terre, ρ représente la masse volumique de l'air, ϕ représente la latitude du point considéré et v représente la vitesse linéaire de la particule considérée. Cette relation montre que la force de Coriolis est nulle à l'Equateur et maximale aux pôles. Cela signifie donc que la direction des vents sera essentiellement donnée par les gradients de pressions à l'équateur, mais déviée de ces prédictions pour les latitudes modérées. Le sens de la force de Coriolis tend à dévier un projectile vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud.

La figure 5 schématise les forces appliquées sur une particule d'air autour d'une dépression dans l'hémisphère nord. Les flèches bleues représentent les forces dues au gradient de pression (toujours radiales donc), et les flèches rouges représentent la force de Coriolis (transversale vers la droite). Ceci est illustré à la figure 6 par une photo satellite d'une dépression centrée sur le Nord de l'Islande.

Trajectoire de vent stationnaire Aux hautes altitudes, les forces de friction entre la surface terrestre et la masse d'air peuvent être négligées (vent géostrophique). La trajectoire des particules d'air peut être calculée en considérant les forces de gradient, de Coriolis et centrifuge. Considérons seulement les deux premières d'entre elles pour l'instant.

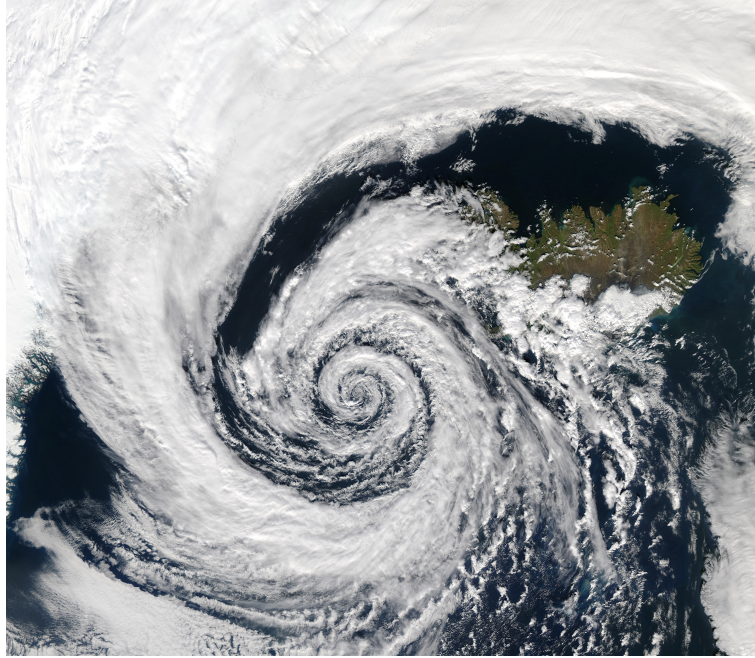


Fig. 6: Le sens de rotation de cette basse pression tournant au large de l'Islande dans le sens contraire des aiguilles d'une montre est dû aux effets combinés de la force de Coriolis et du gradient de pression.

Les lignes parallèles de la figure 7 représentent les isobares. La force de gradient P leur est perpendiculaire, depuis les hautes pressions vers les basses pressions, et tend donc à imprimer un mouvement dans cette direction. La force de Coriolis F_{ca} , déviant la trajectoire vers la droite dans cet exemple où nous considérons qu'il s'agit de l'hémisphère Nord, tend à ramener la trajectoire dans le sens des isobares, dans une direction notée II. Etant donné que la trajectoire a changé, la force de Coriolis considérée pour obtenir le direction II n'est pas valable; une nouvelle direction peut être obtenue. Elle est notée Direction III à la figure 7. Ce raisonnement itératif peut être répéter jusqu'à convergence, c'est-à-dire équilibre entre la force de gradient et la force de Coriolis. Assez naturellement, on obtient le résultat de la dernière illustration: la trajectoire doit être telle que la force de Coriolis s'oppose à la force de gradient, et donc, la trajectoire des particules d'air est parallèle aux courbes isobares.

La vitesse de vent géostrophique G s'obtient en écrivant l'égalité des forces volumiques

$$2\rho\omega G \sin \phi = \frac{\partial p}{\partial n}, \quad (5)$$

soit

$$G = \frac{1}{2\rho\omega \sin \phi} \frac{\partial p}{\partial n}. \quad (6)$$

Force centrifuge Ce raisonnement n'est valable que si les lignes isobares sont rectilignes. Lorsqu'elles s'incurvent, une force centrifuge volumique

$$C = \rho \frac{V^2}{r} \quad (7)$$

doit être ajoutée dans l'équilibre des forces. Dans cette relation, V représente la vitesse de l'air et r le rayon de courbure de la trajectoire. Cette relation ne donne que l'intensité de la force; sa direction est normale à la trajectoire et le sens est dirigé vers l'extérieur de la courbe.

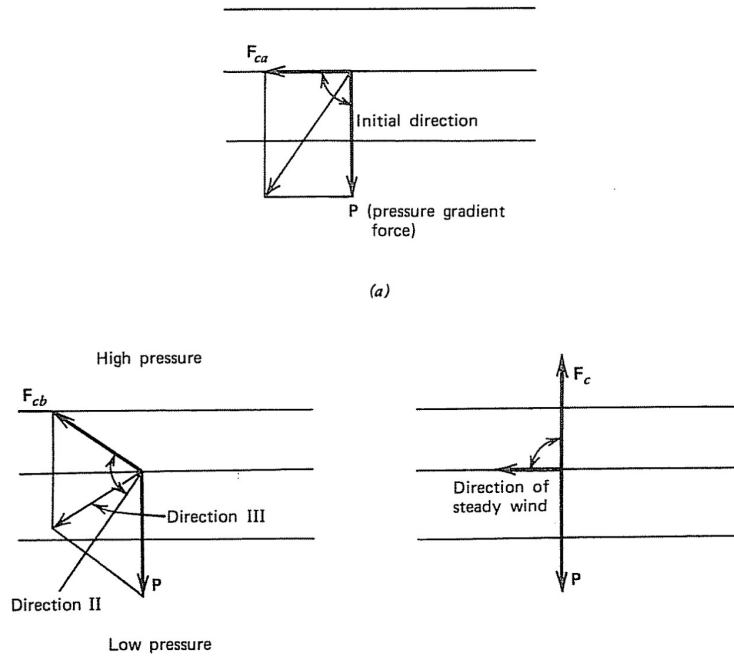


Fig. 7: Trajectoire de vent stationnaire (vent géostrophique).

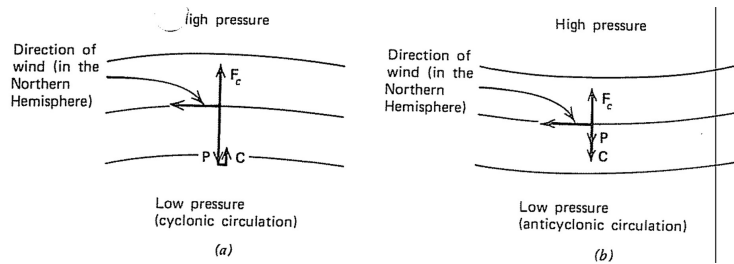


Fig. 8: Trajectoire de vent stationnaire (vent géostrophique) en zones de circulation cyclonique (gauche) et anticyclonique (droite).

Ceci est schématisé à la figure 8 pour des zones à circulation cyclonique (les isobares sont courbées autour d'une basse pression) et anti-cyclonique (les isobares sont courbées autour d'une haute pression). Etant donné que cette force est perpendiculaire à la vitesse, tout comme la force de Coriolis, le même raisonnement peut être mené, et nous arrivons à la conclusion que la trajectoire (en équilibre) des particules d'air suit les courbes isobares.

La présence de la force centrifuge C requiert également de corriger l'estimation de la vitesse de vent géostrophique G .

Forces de frottement Au voisinage du sol, une couche limite, dite atmosphérique, se développe. Elle provient du fait que la vitesse du vent doit nécessairement s'annuler à la paroi, qui est le sol (figure 9). Selon les caractéristiques du bâti, de la végétation et du relief, la couche limite atmosphérique peut occuper une place plus ou moins grande (de 200 à 500 mètres)

Les forces de frottement S qui se développent dans cette zone sont naturellement colinéaires avec la vitesse des particules d'air, et de sens contraire. Un raisonnement similaire à celui qui a été mené jusqu'ici montre que l'équilibre des forces ne s'établit plus maintenant de sorte à produire un vent aligné sur les isobares (cf. figure 10). Si l'on considère deux points, A et B, haut et bas dans la couche limite, on peut voir que la déviation de la direction par rapport aux isobares est

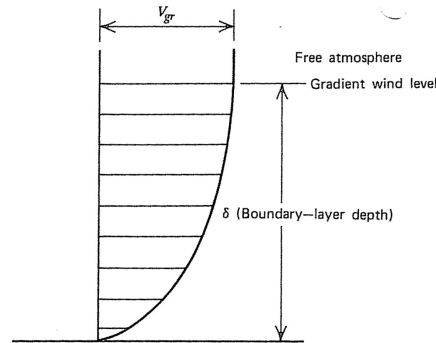


Fig. 9: Couche limite atmosphérique.

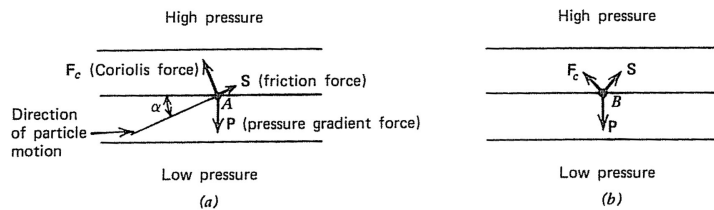


Fig. 10: Trajectoire de vent stationnaire dans la couche limite atmosphérique.

différente. En effet, au point haut A, la vitesse du vent est plus importante; la force de Coriolis est donc plus grande également. La déviation est faible. Par contre, au point B qui se trouve aux plus faibles altitudes, la vitesse du vent est moindre et l'équilibre s'obtient avec une plus grande incidence. Le vent s'enroule donc autour d'un axe vertical, communément appelé la spirale de Eckman (figure 11).

1.1.3 Mouvements atmosphériques et vent exceptionnels

Mouvements de grande échelle Partant du modèle d'écoulement simple de la figure 2, et prenant en compte les effets de la rotation terrestre et de friction il est possible d'expliquer la formation d'un système de circulation méridionale tricellulaire. A quelques distorsions près, ce modèle de cellule se retrouve sur tous les méridiens. La formulation de ce modèle remonte au XIII^{ème} siècle, et furent confirmé par des moyens de mesure dans le courant du XX^{ème} siècle, essentiellement à l'aide de mesure depuis des satellites.

Circulations secondaire directement thermique Des circulations secondaires sont dites directement thermiques lorsque les centres de haute ou basse pression autour desquels elles se développent concernent le réchauffement ou le refroidissement de la basse atmosphère. Des exemples typiques de ces circulations sont les moussons ou les ouragans.

Un ouragan est un cyclone tropical dont les vitesses de vent dépassent les 120km/h . Les cyclones tropicaux (aussi appelés typhons, ou simplement cyclones) sont des tempêtes qui sont dus à la libération de l'énergie latente lors de la condensation rapide de vapeur d'eau. Les cyclones prennent donc naissance au-dessus de l'océan, souvent en fin d'été (lorsque la température de l'eau est élevée). Dès qu'ils pénètrent les terres, les cyclones sont freinés par les forces de friction; ils pénètrent les terres jusqu'à dissipation totale de l'énergie emmagasinée lors de leur formation. Les quantités mises en jeu sont énormes: l'énergie libérée par un cyclone en une heure est de l'ordre de grandeur de la consommation d'électricité des Etats-Unis sur une semaine!

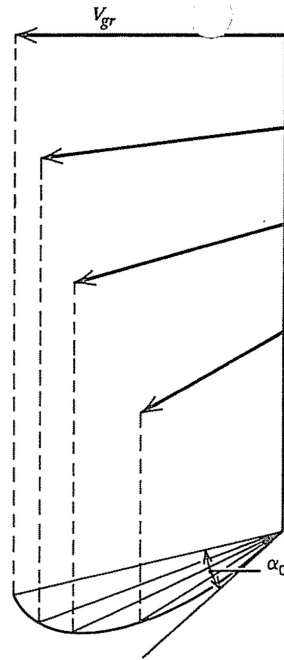


Fig. 11: Direction des vitesses de vent dans la couche limite atmosphérique.

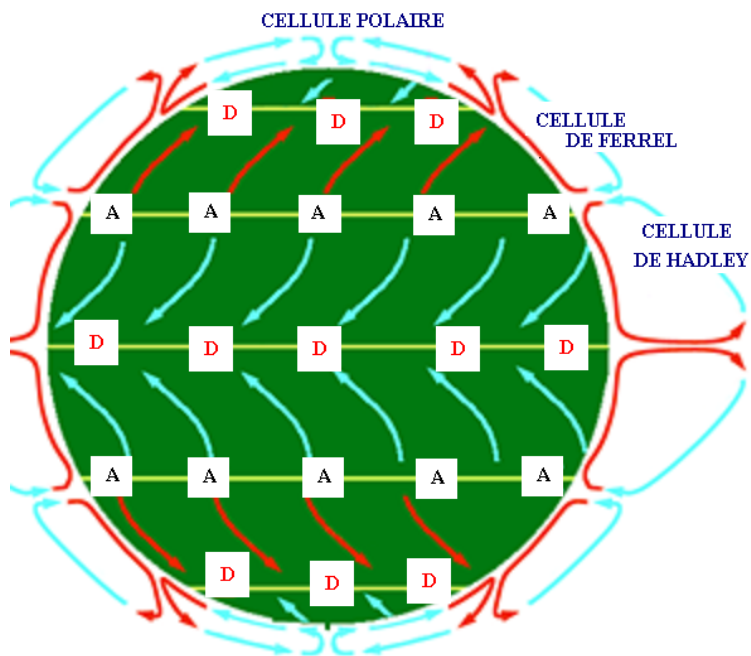


Fig. 12: Modèle de circulation tricellulaire.

Le facteur température est important; ils prennent naissance à des latitudes de l'ordre de 5° à 20° , et, dans leur forme mature, ont des dimensions de l'ordre de quelques centaines de kilomètres de diamètre (jusqu'à 2200km de diamètre pour le typhon Tip, record oct 1979), et de l'ordre de 10km de haut. Après leur formation, les cyclones se déplacent à la vitesse de 5km/h à 50km/h pendant quelques jours (jusqu'à 31 jours, typhon John, aout-sept 1994).

L'effet destructeur des cyclones est considérable, et provient essentiellement du fait que les vitesses de vent peuvent atteindre 250km/h, voire plus. Outre les dégâts liés à ces vitesses de vent importantes, les dégâts majeurs observés sont dus à des précipitations violentes, généralement suivies d'inondations. Le cyclone le plus meurtrier a laissé 300000 victimes (Bangladesh en 1970).

Vents locaux A une échelle plus locale, il existe de nombreux vent dont les particularités dépendent de détails de petite échelle. Des exemples connus sont le foehn, le mistral, la tramontane, le zéphir, le sirocco, la bora, etc. Ces dénominations représentent généralement des vents dont l'étendue géographique est relativement limitée.

A côté de ces vents locaux typiques, il existe des formes de phénomènes très locaux également, mais que l'on peut retrouver à différents endroits de la planète, lorsque les conditions de leur formation sont rencontrées. Il s'agit de tornades, trombes terrestres, gustnado, rafales descendantes, tatsumaki, etc. Les tornades sont certainement le phénomène le plus dévastateur de tous les vents; elles sont décrites plus en détails dans les paragraphes suivants.

1.2 Tornades

Une tornade est un vortex (tourbillon) de vents extrêmement violents, prenant naissance à la base d'un nuage d'orage (cumulonimbus) lorsque les conditions de cisaillement des vents sont favorables dans la basse atmosphère.

Ce phénomène météorologique a un pouvoir destructeur supérieur à celui d'un cyclone tropical au mètre carré, mais est de durée et d'étendue limitées : il concerne un corridor de quelques centaines de mètres de large sur quelques kilomètres de long. Certaines tornades ont engendré les vents les plus forts signalés à la surface du globe, jusqu'à 350 km/h. Elles tuent chaque année de 300 à 400 personnes (selon une estimation de l'Organisation météorologique mondiale), dont 150 aux États-Unis.

Les tornades, faibles ou fortes, ont des caractéristiques propres et sont jugées par leur intensité (Échelle de Fujita), non par leur dimension. Elles sont parfois confondues avec d'autres phénomènes aux conséquences similaires, mais dont le mode de formation est tout autre, tels des rafales descendantes sous orages, des grands vents synoptiques ou de faibles tornades.

1.2.1 Description du phénomène

Une tornade se développe près du courant ascendant d'un orage se trouvant dans un environnement où les vents dans les premiers kilomètres de l'atmosphère changent non seulement de force, mais également de direction avec l'altitude. Les orages supercellulaires sont le plus souvent associés avec des tornades en raison de la configuration particulièrement bien cisailée des vents autour de ces derniers. Des tornades peuvent également se produire dans le contexte d'autres vents tels les cyclones tropicaux.

On parle de *tornade* si l'air en rotation entre en contact avec la terre ferme ; lorsque le phénomène ne touche pas le sol, on parle simplement d'un *entonnoir nuageux*. Lors d'un contact sur l'eau plutôt que sur le sol, on parle alors de *trombe marine*. Lorsque l'on observe des trombes marines se former en l'absence de nuages de convection, il s'agit d'un phénomène similaire à un *tourbillon de poussière* sur la terre ferme.

La vitesse de déplacement d'une tornade qui touche le sol est très variable mais peut atteindre occasionnellement 100 kilomètres par heure. L'entonnoir se déplace de façon sinueuse, généralement du sud-ouest vers le nord-est (hémisphère nord), mais peut changer de direction de façon soudaine. La pression dans le cœur peut être inférieure de 10 % à celle de l'atmosphère environnante (à peu près la même différence qu'entre la pression au niveau de la mer et à une altitude de



Fig. 13: Tornade en fin de vie.

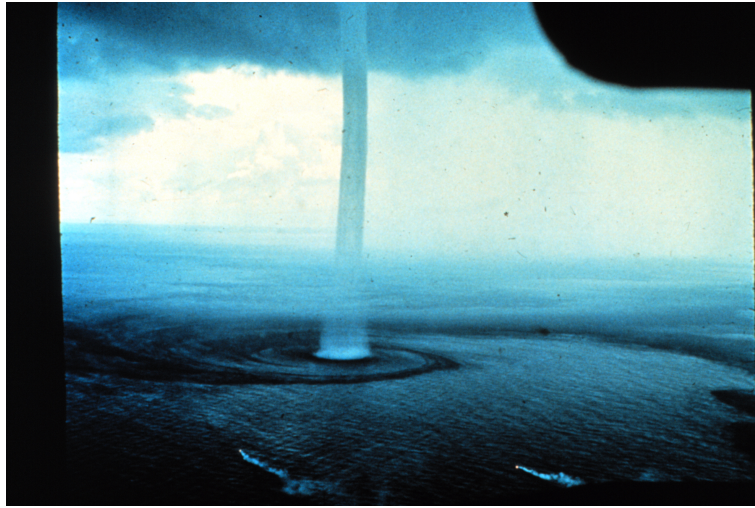


Fig. 14: Photo d'une trombe marine depuis un avion

1 000 mètres). Autrement dit le passage de la tornade correspond à une variation de pression qui peut atteindre 10000 Pa. C'est d'ailleurs l'origine principale des dégâts, les habitations "explosant" littéralement.

Nous avons vu que le mouvement de l'air dans un système en rotation est un équilibre entre les forces de gradient de pression, de Coriolis, centrifuge et de friction. Dans un système météorologique à grande échelle (vent synoptique), comme une dépression, la différence de pression commence le mouvement de l'air des hautes vers les basses pressions. Ce mouvement sera relativement lent et la force de Coriolis pourra dévier l'air vers la direction des Pôles pour donner le vent géostrophique de l'atmosphère libre. La friction agit près du sol pour dévier un peu plus l'air vers le centre de la basse pression et donner le vent réel. Aux grandes échelles, la force centrifuge est négligeable car le rayon (r) d'un tel système est très grand.

Par contre, au sein d'une tornade, l'équilibre des forces s'effectue entre la pression atmosphérique et la force centrifuge:

$$\frac{\partial p}{\partial r} = \rho \frac{V^2}{r} \quad (8)$$

En effet, le diamètre et la durée de formation d'une tornade sont de plusieurs ordres de grandeur inférieurs à ceux nécessaires pour que la force de Coriolis ait le temps de s'exercer. Le sens d'application de la force centrifuge dépend de la direction initiale de la vitesse de l'air. Généralement, elle est imposée par la rotation des vents synoptiques (de grande échelle) qui sont soumis à la force de Coriolis. On s'attendrait donc à voir tourner les tourbillons dans le sens anti-horlogique dans l'hémisphère Nord. Toutefois, une minorité significative de tornades tournent en sens contraire. Cela est en partie dû à la friction s'exerçant près du sol, par le relief, qui peut orienter le début de la rotation et le sens du cisaillement vertical.

Le vortex a généralement la forme d'un nuage en entonnoir (le tuba) qui s'étend parfois jusqu'à terre. Ce tuba ne se forme que si la chute de pression dans le cœur dépasse une valeur critique, qui est fonction de la température et de l'humidité relative de l'air entrant. Quand l'air pénètre dans la zone de basse pression, au centre du tourbillon, il se dilate et se refroidit. S'il se refroidit suffisamment, la vapeur d'eau qu'il contient se condense en gouttelettes. Plus l'air entrant est chaud et sec, plus la chute de pression doit être grande pour que la condensation puisse avoir lieu et que le tuba se forme. Parfois le tuba de condensation ne se constitue pas et l'on ne devine la présence de la tornade que par la poussière et les débris qu'elle emporte.

Le tuba mesure de quelques dizaines de mètres à plusieurs kilomètres de long et, au point de contact avec le nuage générateur, son diamètre est compris entre quelques mètres et quelques centaines de mètres. Généralement il a une forme conique, mais les tornades très fortes engendrent

des colonnes cylindriques courtes et larges. On distingue aussi, assez souvent, de longs tubes qui ressemblent à des cordes et qui serpentent horizontalement.

Au cours de la brève existence d'une tornade (jamais plus de quelques heures), la taille et la forme du tuba peuvent beaucoup changer et refléter les variations d'intensité des vents ou des propriétés de l'air entrant. La couleur du tuba varie du blanc sale au gris et même au gris bleu foncé lorsqu'il est constitué principalement de gouttelettes d'eau ; quand le cœur se remplit de poussière, le tuba prend une teinte originale, comme par exemple la couleur rouge de l'argile de certaines régions. Les tornades peuvent aussi être bruyantes, tel un rugissement parfois. Ce rugissement résulte de l'interaction turbulente des vents violents avec le sol.

Une tornade peut survenir à tout moment de l'année, mais on les observe le plus souvent à la fin du printemps et en été. Aux États-Unis, les études ont montré que 54 % des tornades ont lieu au printemps et 27 % en été. Ces pourcentages sont reliés à la disponibilité des éléments nécessaires à la formation d'orages violents et varieront selon l'endroit. De manière générale, l'occurrence maximale de tornades se déplace du sud vers le nord avec le réchauffement et l'apport d'humidité (hémisphère nord). Ainsi le plus haut pourcentage sera en mai dans le sud de la Tornado Alley, au début de l'été autour des Grands Lacs et en juillet-août dans le sud du Québec.

La même variabilité se retrouve dans le reste du monde. On peut parler par exemple de la France où le phénomène est relativement rare mais existe. Durant la période de 1680 à 1988 on a recensé en France 107 trombes de classes F2 et plus dans l'échelle de Fujita. On les retrouve surtout de juin et août entre 16h et 19h. La région à plus fort risque se situe dans le quart nord-ouest de la France (comme ce cas du 3 août 2008 dans la région de Maubeuge qui fit 3 morts et 9 blessés), avec un deuxième secteur plus restreint près de la côte méditerranéenne. La moyenne est de deux tornades de ce type chaque année et le risque en un point du territoire français est environ 15 fois plus faible que dans les grandes plaines des États-Unis.

Naturellement, la fréquence des tornades plus faibles est plus grande. Le phénomène est surtout observé en France dans les zones côtières pendant la saison froide de novembre à mars, et dans l'intérieur du pays pendant la saison chaude d'avril à octobre. Il survient en général lorsque de l'air maritime atlantique à moyenne altitude recouvre une couche de surface d'origine méditerranéenne. L'instabilité dans la couche de surface se développe pendant le passage de l'air au-dessus du sud de la France. Des études de cas suggèrent que les trombes ne se forment que si l'instabilité dans la couche de surface est encore augmentée par un réchauffement et une humidification localisés. La formation d'une dépression secondaire sur ou à proximité d'un front froid en provenance de l'ouest constitue une condition favorable supplémentaire au déclenchement d'orages à tornades.

1.2.2 Statistiques et Records

Distribution mondiale.

Les tornades se produisent dans de nombreuses régions du monde. Il existe une corrélation entre la localisation des zones agricoles et l'occurrence de tornades (figure 15). Elles sont également plus nombreuses dans certaines zones au climat subtropical humide. Étant donné que l'humidité est un facteur important de développement des orages violents qui causent les tornades, cette relation se comprend aisément. Cependant, elles ne se produisent que là où les conditions de cisaillement des vents sont favorables ce qui veut dire que les plus puissantes ne sont pas nécessairement dans les milieux les plus humides. Les zones rurales comme les villes peuvent subir ce phénomène. Les États-Unis d'Amérique subissent le plus grand nombre de tornades et elles ont tendance à y avoir une très forte intensité. De 800 à 1 200 tornades sont observées chaque année dans ce pays et une vingtaine atteignent le degré F4 ou F5.

La plus grande densité absolue de tornades au monde se trouve en Floride, bien que celles-ci soient généralement de faible à moyenne intensité. Cependant, la zone la plus active est la région du bassin du fleuve Mississippi et des Grandes Plaines. Les tornades y sont en général très puissantes. Les États du Texas, de l'Oklahoma, du Kansas et du Nebraska ont d'ailleurs acquis le surnom de « Tornado Alley » avec un tiers des tornades aux États-Unis.

Cette zone est particulièrement exposée parce que l'air chaud et humide du Golfe du Mexique, près du sol, y rencontre de l'air sec et frais en altitude venant des montagnes Rocheuses et du

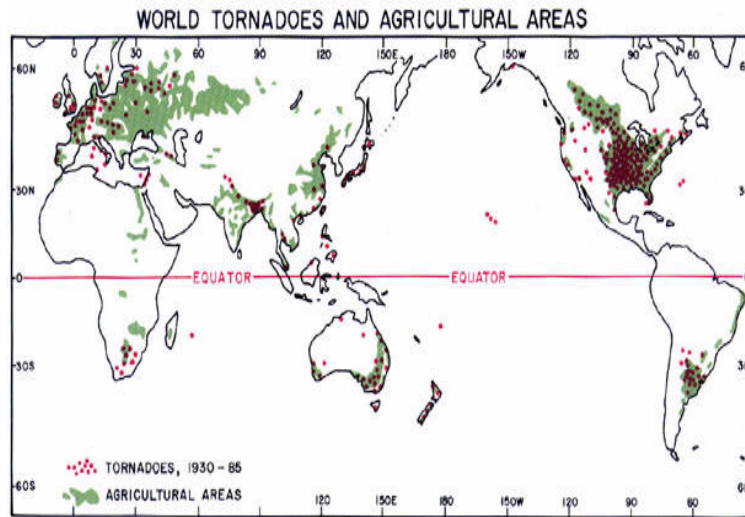


Fig. 15: Distribution mondiale des tornades (points rouges) et des zones agricoles (vert) (Source: NOAA).

Canada. Le tout donne naissance (voir Explication du phénomène, ci-dessous) à des orages violents comprenant une circulation mésocyclonique. Cette zone s'étend en fait jusqu'aux Prairies canadiennes où un nombre important de tornades sont signalées.

De manière surprenante, c'est aux Pays-Bas que l'on retrouve la plus grande densité nationale de tornades signalées avec $4,8 \cdot 10^{-4}$ par kilomètre carré (20 tornades par année). Le Royaume-Uni vient ensuite avec une densité de $1,3 \cdot 10^{-4}$ par kilomètre carré (33 tornades annuellement). Ces tornades sont de faible intensité, le plus souvent des F1. Le nombre et la densité des tornades sont cependant biaisés par trois facteurs :

1. La densité de population dans une zone très propice à ce phénomène qui rend non seulement la détection plus facile mais également la poursuite des entonnoirs. Par exemple, il y existe de nombreux chasseurs de tornades aux États-Unis mais très peu ailleurs. Autre exemple, 80 à 100 tornades par an sont recensées au Canada mais de larges portions du pays sont peu peuplées et le nombre est probablement plus grand ; La prévalence des orages violents par rapport à d'autres phénomènes météorologiques dans une région.
2. Les tempêtes de neige, de vents ou les cyclones tropicaux ont beaucoup plus d'impact dans la majeure partie du monde et les tornades peuvent être sous-signalées ou confondues avec une tempête de vent ;
3. Les communications jouent également un très grand rôle dans le rapport des événements violents et l'Afrique et l'Asie ont par une étrange coïncidence très peu de signalements. Par exemple, le Bangladesh subit des tornades aussi importantes et en aussi grande densité que les États-Unis. De plus, elles provoquent le plus grand nombre de décès mondial chaque année (179 contre 150 aux États-Unis), mais elles sont beaucoup moins médiatisées.

Records.

- La plus forte tornade rapportée dans l'histoire s'est produite lors du Tri-State Tornado. Elle est passée sur une partie du Missouri, de l'Illinois et de l'Indiana le 8 mars 1925. Tout probablement une F5, même si l'échelle de Fujita n'existait pas à l'époque, elle détient le record mondial de la plus longue trajectoire avec 325 km, de la plus longue vie avec 3,5 heures et de la plus grande vitesse de déplacement avec 117 km/h. Il s'agit également de la

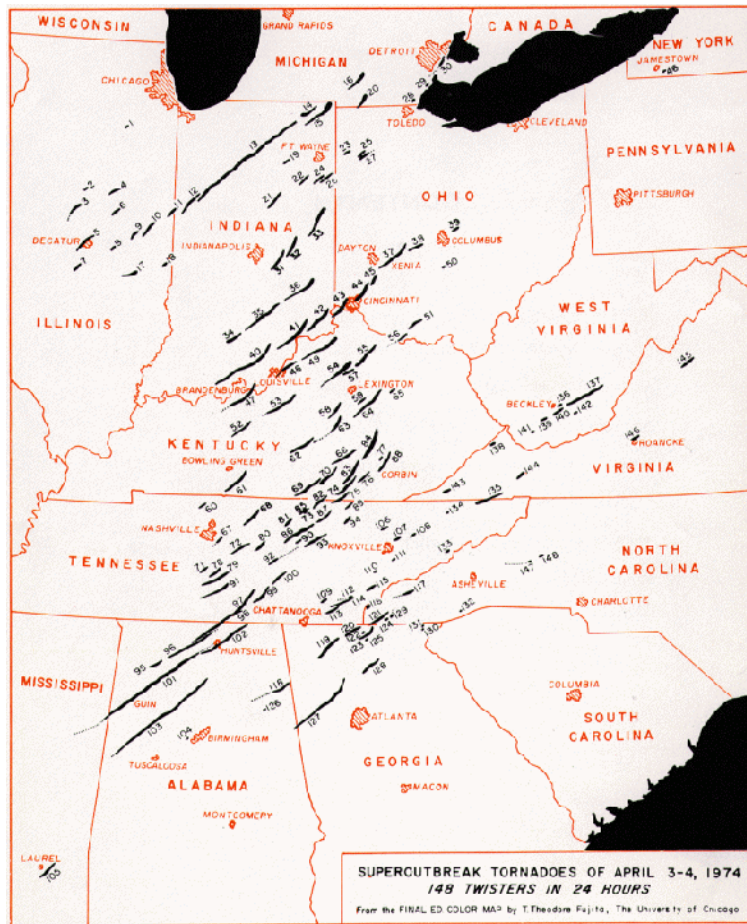


Fig. 16: Carte montrant les trajectoires des tornades du Super Outbreak de 1974.

plus meurtrière aux États-Unis avec 695 morts et elle est encore la troisième plus coûteuse de ce pays (coût normalisé pour l'inflation).

- La tornade la plus meurtrière s'est produite au Bangladesh le 26 avril 1989 dans la région de Daultipur-Salturia. Elle tua environ 1 300 personnes.
- La plus importante série de tornades s'est produite les 3 et 4 avril 1974 (figure 16). On a rapporté 148 tornades individuelles durant cet événement appelé le Super Outbreak. Elles ont affectées une large portion du Midwest américain et de l'extrême sud de l'Ontario au Canada sur une période de 18 heures. Un nombre record de celles-ci ont été extrêmement violentes dont six F5 et vingt-quatre F4. On a dénombré à un moment donné seize tornades touchant le sol en même temps.
- À 18:54, un radar météorologique Doppler mobile détecta des vents de 484 km/h +/- 32 km/h à une hauteur de 32 mètres au-dessus du sol dans la tornade F5 qui frappa Moore en banlieue de Oklahoma City durant les tornades de l'Oklahoma du 3 mai 1999. Il s'agit du record de vents mesurés dans une tornade. Cependant, les vents au sol ont pu être plus faibles à cause de la friction, mais aucun anémomètre ne se trouvait sur son passage pour le confirmer.
- Les forts courants ascendants et les vents jusqu'à plus de 240 km/h dans la tornade peuvent soulever et projeter les débris à grande distance: une tornade à Great Bend, Kansas, le 15 novembre 1915, détient le record. Elle a générée une pluie de débris à 130 km de la ville. Un sac de farine a été retrouvé à 177 km de celle-ci et un chèque de la banque Great Bend fut découvert à 491 km de là.

1.2.3 Tornades belges

Les tornades sont plus fréquentes en Belgique qu'il n'y paraît (17), d'autant plus que, agissant sur des surfaces restreintes, elles passent souvent inaperçues lorsqu'elles se manifestent dans les campagnes. Dans une étude publiée en 1949, Baes et Joukoff citent 51 tornades dont ils ont retrouvé des écrits pour la période 1880-1940. Nous ne possédons pas d'inventaire systématique des tornades pour les années 1941 à 1981, mais on peut logiquement penser que leur fréquence ne diminua pas au cours de cette période puisque nous en avons recensé 62 dans la presse pour la période 1982-2000, ce qui représente une moyenne de 3.3 tornades par an. La fréquence de ces tornades exclut donc que, du point de vue purement météorologique, elles puissent être considérées comme représentant un phénomène exceptionnel à l'échelle d'une province, d'une région ou du pays. Par contre, à l'échelle locale, une tornade reste évidemment un événement exceptionnel : en effet, l'habitant d'un lieu qui subit une tornade n'en subira sans doute jamais une seconde en ce même lieu!

En d'autres termes, un particulier ou une petite entité vit un phénomène météorologique exceptionnel lorsqu'il subit une tornade. Par contre, il est exclu qu'une tornade puisse être considérée comme phénomène exceptionnel par une autorité ou un organisme dont la compétence ou la responsabilité se situe au niveau des provinces, des régions ou du pays.

1.2.4 Précautions à prendre en cas de tornades

Aux États-Unis, le Storm Prediction Center est en charge de faire la prévision du potentiel d'orages violents et il émet des veilles météorologiques pour prévenir les régions menacées à se tenir prêtes à réagir. Les bureaux locaux du National Weather Service vont, quant à eux, émettre des alertes météorologiques afin d'avertir les localités de l'arrivée d'orages tornadiques. Les autorités prennent alors les mesures nécessaires comme déclencher des sirènes dans les zones menacées, passer des messages d'alerte à la radio et à la télévision, ouvrir des refuges. Dans les régions comme le "Tornado Alley", une bonne partie de la population a fait construire des abris souterrains pour cette éventualité (alors que la construction américaine ne prévoit généralement pas de caves!).



Fig. 17: Tornade à Waregem, 15 août 2005.

Toutes ces mesures ont grandement restreint le nombre de décès aux États-Unis. D'autres pays ont des systèmes plus ou moins développés et le nombre de pertes humaines peut donc varier selon les ressources disponibles. Ainsi le nombre de morts au Bangladesh, 179 contre 150 aux États-Unis, est en grande partie une conséquence de l'importante densité de la population, du type de construction plus précaire, du manque de connaissances du phénomène et d'un système d'alertes non développé.

Selon différents guides de protection, il faut prendre les précautions suivantes lorsqu'une tornade est annoncée ou repérée.

- Si l'on est chez soi : Si l'on dispose d'un sous-sol, se rendre à cet endroit, et se protéger la tête et la figure. Sinon, se diriger vers la partie centrale et au rez-de-chaussée. Une penderie ou une salle de bain offrent en général un bon abri. Se protéger toujours la tête et la poitrine contre les objets qui peuvent se déplacer dans les airs.
- Si l'on se trouve dans un immeuble construit en hauteur : Ne pas utiliser l'ascenseur. Se diriger vers le centre de l'immeuble, vers la cage d'escalier ou vers une salle de bain. Suivre les directives des services de sécurité de l'immeuble ou des autorités.
- Si l'on est dans un véhicule : S'arrêter, sortir du véhicule et s'éloigner du couloir de la tornade en se déplaçant perpendiculairement à ce dernier. Se coucher dans une cavité ou un fossé, et se couvrir la tête et la poitrine. Ne jamais tenter de prendre une tornade de vitesse, ni d'aller dans le sens inverse au couloir. Une tornade peut repasser plusieurs fois au même endroit. Ne pas rester dans une maison mobile... sortir et trouver un abri ailleurs (considérer un véhicule comme une maison mobile). Ne pas essayer de contourner la tornade à bord de son véhicule ou à pied. Ne pas ouvrir les fenêtres. Ne pas rester dans une pièce vaste et ouverte ni dans un endroit où il y a beaucoup de fenêtres.

1.2.5 L'échelle de Fujita

La vitesse du vent est mesurée avec un anémomètre mais peut être estimée par une manche à air, un drapeau, etc. Dans applications maritimes, elle est exprimée en noeuds ($1kn = 1.85km/h$) ou, faute de moyen de mesure, est évaluée par les marins en utilisant l'échelle de Beaufort, échelle fermée à 13 niveaux, de force 0 à force 12. Cette échelle relie l'effet du vent sur la mer (hauteur des vagues, production d'embruns, etc.) à sa vitesse. Il existe cependant des corrélations entre vitesse du vent et niveau de vent sur l'échelle Beaufort (figure 18).

Au sol et en mer, sa vitesse est donnée par un anémomètre et sa direction est mesurée par une girouette. En altitude, on l'obtient par radio-sondage en suivant le mouvement d'un ballon-sonde. Depuis l'espace, grâce aux instruments d'un satellite météorologique, on peut obtenir les vents dans toute l'atmosphère. Ces méthodes d'acquisition sont particulièrement utiles aux endroits inhabités comme les déserts et les océans.

Les tornades sont quantifiées sur l'échelle de Fujita, qui se base sur les dégâts engendrés sur les structures. De même que pour l'échelle Beaufort, cette échelle peut être reliée plus ou moins précisément à des vitesses de vent (figure 18).

Les signes typiques laissés par le passage d'une tornade sont un corridor de dégâts où les débris montrent des torsions et sont répartis de façon plus ou moins aléatoire dans et autour du corridor, pas seulement soufflés dans la direction de passage. En effet, une tornade est formée par de l'air en rotation et en ascension, les débris retomberont dans des directions diverses, selon le flanc du tourbillon qui les a fauchés. Les arbres ou structures seront également souvent sectionnés à quelques mètres du sol dans le corridor de dommages et projetés au loin.

Selon un mythe, ce serait la différence de pression entre l'extérieur d'une maison et son intérieur qui causerait sa destruction par implosion et on devrait ouvrir les fenêtres en cas de tornade à proximité. En réalité, le vent du tourbillon brise la vitre, entre dans la maison, soulève le toit par effet de pression et les murs devenus sans support s'effondrent. Ouvrir les fenêtres est donc inutile. En vérité, les dégâts dans les tornades sont dus aux facteurs suivants:

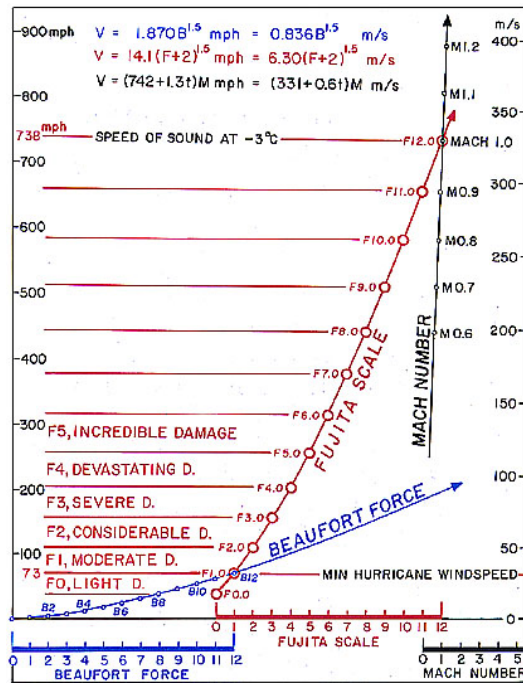


Fig. 18: Un diagramme de l'échelle de Fujita par rapport à l'échelle de Beaufort et l'échelle en nombre de Mach.



Fig. 19: Dégâts après le passage d'une tornade : remarquez le corridor typique de débris et les maisons épargnées de chaque côté.

Catégorie	Vents estimés (km/h)	Dommages	Fréquence
F0	105-137	Dégâts légers comme bout de toiture emportée, dégâts aux cheminées, branches d'arbre cassées, arbustes arrachés	82%
F1	138-178	Dégâts modérés comme bouts de toiture emportés, vitres cassées, caravanes renversées, carports détruits	11%
F2	179-218	Dégâts importants comme maisons mobiles détruites, charpentes abîmées, débris volants, arbres déracinés	4%
F3	219-266	Dégâts considérables comme maisons plus solides détruites, toits et parties de murs arrachés, maçonnerie non-armée démolie, grande majorité d'arbres déracinés en forêt.	1.8%
F4	267-322	Dégâts dévastateurs auxquels les meilleurs bâtiments ne résistent pas. Bâtiments soulevés de leurs fondations et emportés par le vent. Des voitures sont emportées	0.9%
F5	323-...	Dévastation totale, même de bâtiments en béton armé, voitures et grands arbres projetés en l'air	0.3%

Tab. 1: Echelle de Fujita

- l'écoulement d'air autour des obstacles donne une différence de pression entre le côté face au vent et celui sous le vent par différence de vitesse d'écoulement. Cette différence de pression aide à soulever les objets comme l'air passant autour d'une aile d'avion donne la portance
- un véhicule est projeté, la toiture d'un bâtiment est soulevée comme une voile et retombe à côté de ses supports, ce qui cause un effondrement de la structure.
- les projectiles engendrés qui retombent et causent des dommages secondaires.

L'échelle de Fujita mesure donc la puissance des tornades lorsque les dommages sont vraiment reliés avec ce phénomène. Cette échelle est graduée de F0 (dégâts légers) à F5 (dégâts très importants), cf table 1 . Les tornades de force F5 s'accompagnent de vents de plus de 415 kilomètres à l'heure et sont capables d'arracher une maison de ses fondations et de projeter à plusieurs centaines de mètres des véhicules ou d'autres gros objets. Bien que statistiquement les tornades de force F5 ne représentent que moins de 1% des tornades, plus de 50 ont été dénombrées rien qu'aux États-Unis au cours du dernier demi-siècle. Les morts causées par les tornades sont en général dues aux débris des édifices qui s'effondrent ou qui sont projetés vers les victimes. Il est relativement rare que la personne soit projetée elle-même par la tornade.

En 2007, le National Weather Service américain a introduit une version améliorée de l'échelle de Fujita qui décrit 28 types de dégâts que l'on peut rencontrer lors d'une tornade et donne une échelle d'intensité pour chacun de ceux-ci, ce qui aide à mieux classer la force des tornades. Cette échelle est similaire à l'originale mais les vents estimés ont été révisés selon des enquêtes plus poussées faites sur les dégâts causés par le vent à différentes structures.

1.2.6 Explication du phénomène

Trois éléments sont nécessaires à la formation d'une tornade :

- un cisaillement des vents dans les premiers kilomètres de l'atmosphère



Fig. 20: Photographie d'une tornade dont on distingue le cumulonimbus.

- un courant ascendant important, causé par la poussée d'Archimède dans une masse d'air instable.
- une configuration des vents de surface qui puisse servir à concentrer la rotation verticale.

Un quatrième élément est utile mais pas toujours présent: un courant descendant dans la précipitation.

Les orages violents se forment dans une masse d'air instable où il y a disponibilité de beaucoup de chaleur et d'humidité à bas niveau et de l'air plus sec et froid en altitude. Une parcelle d'air qu'on soulève diminue de température (T) et de pression (P) avec l'altitude selon la loi des gaz parfaits ($PV = nRT$). Dans une atmosphère instable, elle atteint un niveau où elle devient plus chaude que l'air environnant: le « niveau de convection libre » (NCL). Elle subit alors la poussée d'Archimède et s'élève librement jusqu'à ce que sa température soit de nouveau en équilibre avec la température environnante. Ce mouvement ascendant, que l'on appelle la convection libre, est un processus libérateur d'énergie, et l'énergie potentielle (Énergie Potentielle de Convection Disponible) emmagasinée dans l'atmosphère instable se transforme en énergie cinétique de déplacement.

Quand la parcelle s'élève, elle se refroidit jusqu'à son point de rosée, à un niveau appelé « niveau de condensation par ascension » (NCA) et la vapeur d'eau qu'elle contient commence à se condenser. Ce niveau peut être atteint avant ou après le NCL. La condensation libère une certaine quantité de chaleur, la chaleur latente, fournie à l'eau au moment de son évaporation. Il en résulte une diminution notable du taux de refroidissement de la masse d'air ascendante, ce qui augmente la poussée d'Archimède en augmentant la différence de température entre la parcelle et l'environnement.

Quelques remarques :

La base du nuage convectif se situera au NCA alors que son sommet sera au niveau d'équilibre. L'énergie disponible est d'autant plus forte que le contraste entre les valeurs de température et d'humidité de surface et celles d'altitude est grand: il est par conséquent probable que le nombre d'orages violents augmente avec le réchauffement climatique mais pas nécessairement de façon générale. En effet, l'air des tropiques est très chaud et humide mais il n'y a pas d'orages continuels sur ces régions car c'est toute la colonne d'air qui est chaude et humide. L'instabilité n'y est donc pas aussi grande qu'on pourrait le penser. Le réchauffement planétaire pourrait surtout causer une augmentation des orages violents dans les régions nordiques.

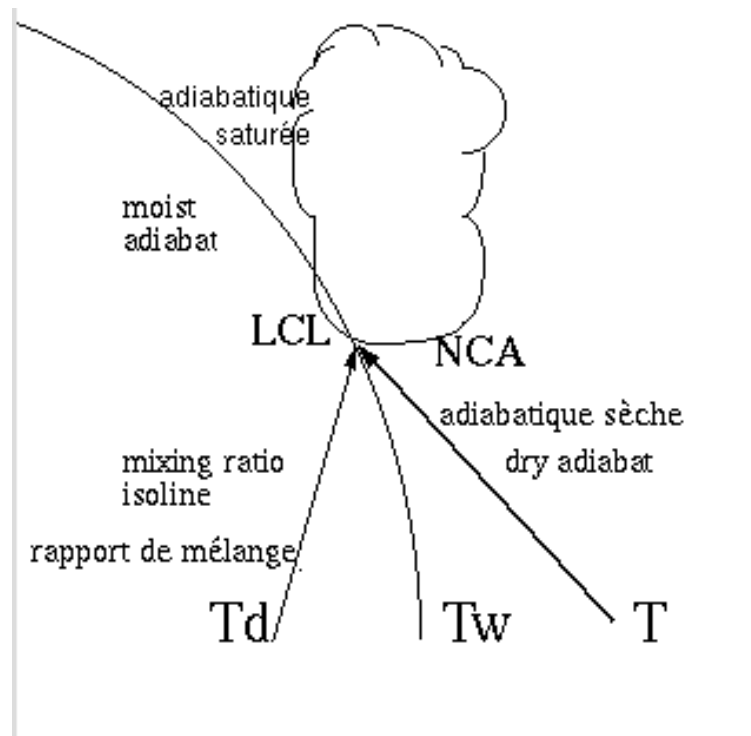


Fig. 21: Diagramme thermodynamique qui montre que T soulevé adiabatiquement à rapport de mélange constant nous permet de trouver le NCA.

Bouchon Une atmosphère instable comporte souvent une zone d'inversion de température, c'est-à-dire une mince couche d'air où la température augmente avec l'altitude qui inhibe temporairement la convection. Une parcelle d'air s'élevant à travers cette couche sera plus froide que l'air qui l'entoure et aura tendance à être repoussée vers le bas. L'inversion est donc très stable, elle empêche tout mouvement ascendant et rétablit l'équilibre.

Au cours de la journée, lorsque le sol est chauffé par le soleil, l'air emprisonné sous cette inversion se réchauffe encore plus et peut également devenir plus humide du fait de l'évaporation. Si la zone d'inversion est localement érodée par des mélanges avec la couche inférieure ou si des phénomènes à grande échelle la soulèvent en bloc, la couche de surface devenue très instable jaillit violemment à certains endroits. L'air à la surface du sol s'écoule alors horizontalement vers ces points d'éruption et forme de hauts nuages d'orage.

Déclencheurs dynamiques Même en présence de facteurs thermodynamiques favorables, un courant ascendant n'apparaît que si l'air instable au voisinage du sol est poussé jusqu'à la convection libre. Dans le cas d'une masse d'air uniforme et sans mouvement, le réchauffement seul peut suffire, mais en général, il existe des déclencheurs qui vont permettre de concentrer l'activité orageuse:

- une inversion locale peut s'atténuer ou même disparaître complètement si un courant-jet d'altitude passe dans le secteur car à l'intérieur du courant-jet, des vents particulièrement intenses, soufflant à plusieurs centaines de kilomètres par heure, se déplacent dans le sens du courant en refoulant vers le bas l'air devant eux et en aspirant vers le haut l'air derrière eux. Ce phénomène d'aspiration ascendante, s'il est suffisamment fort, peut dissiper une inversion et favoriser la formation d'orages ou l'intensification des orages en cours;
- la même chose peut se produire avec un courant-jet de bas niveau mais dans ce cas, il s'agit de convergence de masse à gauche du jet qui force l'air empilé à monter comme un pot que

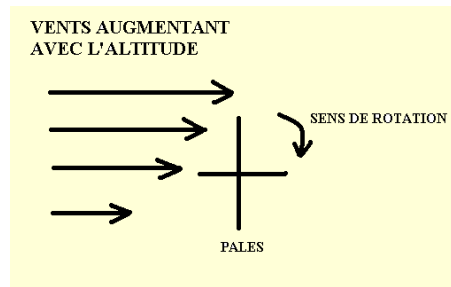


Fig. 22: Non uniformité du profil de vitesse provoquant un mouvement de rotation autour d'un axe horizontal.

l'on presse à sa base;

- des effets locaux comme l'ascension forcée de l'air le long d'une pente par des phénomènes météorologiques à grande échelle ou des brises de mer qui amènent de l'air humide vers une zone instable;
- le passage d'un front froid, où de l'air froid et dense s'avance dans une région plus chaude, se frayant un chemin sous l'air chaud en le soulevant. En général, on repère les zones d'orages violents en analysant le potentiel thermodynamique de la masse d'air et la position où l'on obtient le maximum de déclencheurs dynamiques.

Création de la tornade Un orage violent fournit le courant ascendant intense et durable qui donne naissance à une tornade et qui évite que le cœur à basse pression ne se remplisse par le haut. Quand on observe le sommet d'un orage de ce type par satellite, on remarque généralement une suite caractéristique de « bulles » ascendantes, constituées de nuages qui s'élèvent entre deux et quatre kilomètres au-dessus du niveau supérieur du nuage principal avant de retomber dans la masse nuageuse. Ces bulles dénotent la présence, dans l'orage, d'un courant ascendant intense et très structuré. Cependant, une tornade ne se forme que si l'air du courant ascendant se met à tourner : c'est ce qui arrive quand ce courant ascendant concentre le mouvement de rotation des vents horizontaux de la troposphère.

Rotation horizontale Tous les vents ne font pas l'affaire. Ils doivent être soumis à un cisaillement vertical très fort en direction et en intensité. La vitesse du vent doit augmenter avec l'altitude et son orientation doit virer du sud-est vers l'ouest. Le cisaillement vertical du champ de vitesses du vent provoque un mouvement de rotation autour d'un axe horizontal (figure 22).

Pour comprendre pourquoi, il suffit d'imaginer une roue à palettes, d'axe horizontal, placée dans un champ de vent soufflant de gauche à droite. Si le vent qui frappe le haut de la roue est plus fort que celui qui souffle sur le bas, la roue se met à tourner dans le sens des aiguilles d'une montre. De la même manière, une masse d'air placée dans un champ de vent soumis à un cisaillement est animée d'un mouvement de rotation car le haut de la masse d'air se déplace plus vite que le bas.

Basculement de la rotation Quand les vents entrent en interaction avec un fort courant ascendant, cette rotation autour d'un axe horizontal peut basculer et devenir une rotation autour d'un axe vertical (figure 23). Le cisaillement de la direction du vent est ainsi une cause directe de la rotation verticale ; les vents qui tournent du sud-est vers l'ouest engendrent une circulation cyclonique (dans le sens inverse des aiguilles d'une montre) de l'air qui s'engouffre à la base du courant ascendant de la dépression.

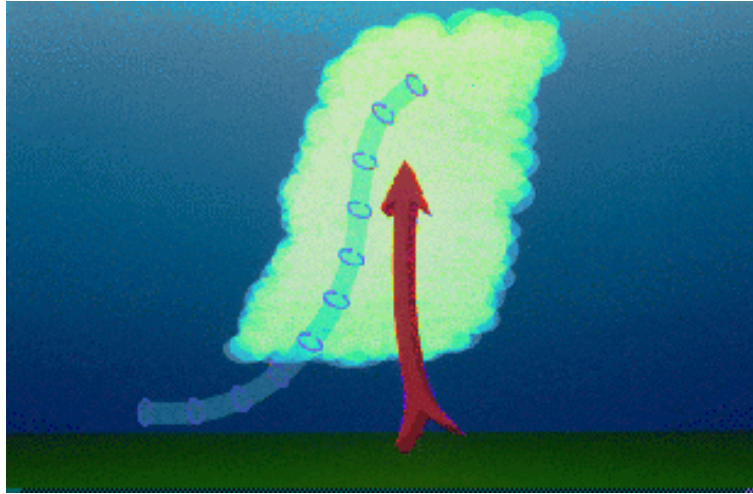


Fig. 23: Basculement du vortex par le courant ascendant. (Source: NOAA).

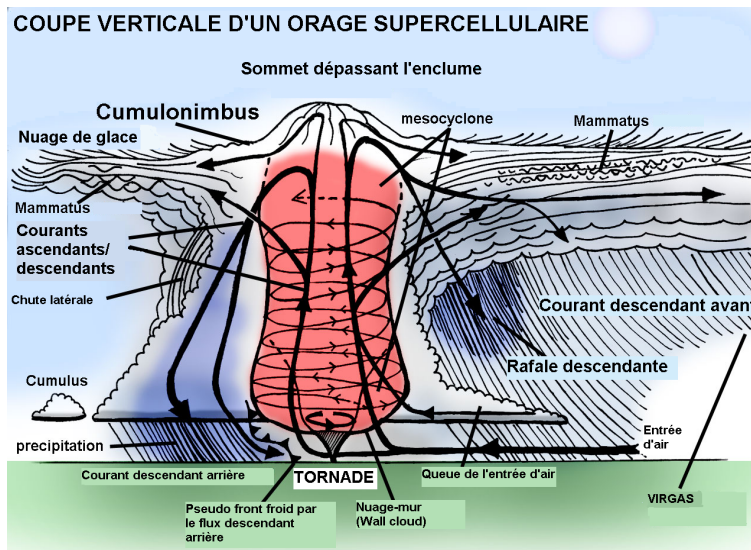


Fig. 24: Structure d'un orage supercellulaire avec les mouvements de l'air par les flèches noires, incluant la très large circulation de mésocyclone en rouge et sous celle-ci la tornade de beaucoup plus faible diamètre. On remarque également la présence d'un nuage-mur, ou mur de nuages, sous l'orage, associé avec le courant ascendant.

Naissance D'après les modèles usuels, la naissance d'une tornade à partir d'un violent orage se fait en deux étapes :

Le courant ascendant de l'orage se met d'abord à tourner. Le basculement de l'axe de rotation semble être le mécanisme principal intervenant à ce stade. La colonne d'air ascendante et en rotation, qui a un diamètre de 10 à 20 kilomètres, constitue le mésocyclone (si, par la suite, il engendre une tornade, ce qui n'est généralement pas le cas, on l'appellera un vortex tornadique). Les observations par radar Doppler ont montré que le mouvement de rotation commence dans la troposphère moyenne, à des altitudes comprises entre quatre et huit kilomètres. Ce courant tournant se propage ensuite vers le sol par un effet de « tube dynamique ». Le long de la colonne en rotation, le champ de pression est en équilibre avec le champ de vents où la circulation est fortement incurvée. En effet, la force dirigée vers l'intérieur, qui s'exerce sur l'air du fait de la faible pression qui règne au centre de la colonne, est équilibrée par la rotation de l'air autour du centre de la colonne. Dans ces conditions d'équilibre cyclonique, l'air circule facilement, autour et le long de l'axe du cyclone, mais il ne peut pratiquement pas s'en éloigner ou s'en approcher. Alors qu'auparavant une partie de l'air entrainé dans la colonne ascendante à l'altitude des couches moyennes, maintenant la presque totalité de l'air s'engouffre à la base du tube. Le cyclone se comporte comme un tube dynamique. Tout se passe comme dans le tuyau d'un aspirateur, hormis le fait que l'air n'est pas canalisé par les parois d'un tuyau mais par son propre mouvement tourbillonnaire. Il en résulte une intensification du courant ascendant et, par conséquent, un renforcement des vents qui convergent sous le cyclone. Du fait du cisaillement de la direction du vent, l'air qui s'engouffre dans le courant ascendant s'élève en tournant autour du centre de la colonne.

Concentration D'après une loi fondamentale de la physique, le moment cinétique d'une masse d'air par rapport à son axe de rotation vertical est conservé. Ce moment cinétique est égal au produit de la quantité de mouvement (la masse multipliée par la vitesse) par la distance à l'axe. Par conséquent, à mesure que sa distance au centre diminue, la vitesse de la masse d'air augmente. Elle se met donc à tourner plus vite de même qu'en patinage artistique, la danseuse tourne plus vite quand elle ramène les bras le long du corps.

Donc, à la base du tube dynamique, la vitesse de rotation augmente ; cela provoque un allongement du tube vers le bas, par propagation du mouvement tourbillonnaire plus intense. Les masses d'air qui entrent à la base du tube tournent et montent en gagnant de la vitesse. Elles sont ainsi étirées verticalement. Cet étirement ramène le diamètre du mésocyclone à environ deux à six kilomètres, ce qui renforce encore la vitesse des vents : le moment cinétique de l'air, qui tourne maintenant à une distance plus faible de l'axe, est conservé.

Le basculement, l'effet de tube dynamique, la convergence et l'étirement vertical sont des processus qui s'entraînent mutuellement et qui peuvent, par la suite, former un mésocyclone dont le pied est à une altitude d'un kilomètre et le haut presque au sommet de l'orage à environ 15 kilomètres. Les vents de surface soufflent à des vitesses atteignant parfois 120 kilomètres à l'heure dans toute la région située sous la colonne tourbillonnante. La rotation dans le mésocyclone est cependant encore trop diffuse et trop éloignée du sol pour engendrer des vents de surface très violents.

C'est lors de la seconde étape que de tels vents apparaissent et qu'un violent orage donne naissance à une tornade quand se forme l'œil de la tornade. Pour des raisons expliquées dans la section modélisation ci-dessous, une zone de convergence et d'étirement renforcés, d'un diamètre n'excédant pas un kilomètre, et un peu excentrée, se forme à l'intérieur du mésocyclone. Des observations par radar Doppler suggèrent ici encore que l'intensification de la rotation commence en altitude, à plusieurs kilomètres au-dessus du sol, puis se propage très rapidement vers le bas. Sur une si petite zone, le mouvement de rotation est assez fort pour que le tube descende jusqu'à quelques dizaines de mètres du sol. Tout près du sol, les frottements empêchent l'établissement de l'équilibre cyclonique car ils ralentissent le mouvement de rotation.

Le gradient de pression entre le cœur de la tornade et l'atmosphère environnante aspire l'air à l'intérieur de celle-ci, à travers une fine couche d'air proche du sol. Du fait de l'inertie, le

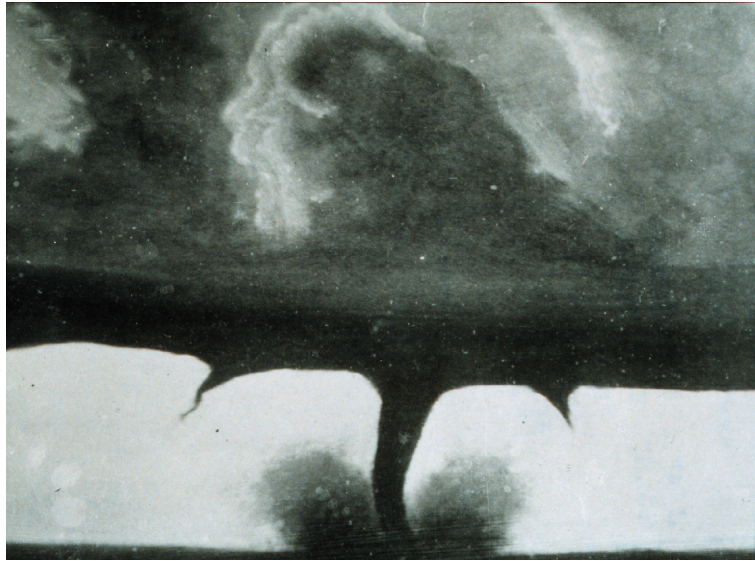


Fig. 25: La plus ancienne photographie de tornade, prise le 28 août 1884 à Howard dans le Dakota du Sud.

courant entrant va plus loin que son rayon d'équilibre, tout en conservant son moment cinétique et en gagnant de la vitesse quand il s'approche du centre du cœur, avant de se mettre à tourner brutalement et à monter en spirale. Par conséquent, les vents les plus violents soufflent dans une petite région en forme d'anneau à la base du vortex. Les frottements avec le sol limitent finalement la vitesse de l'air entrant à la base et empêchent donc la tornade de se remplir par le bas ce qui contribue à maintenir la dépression qui règne à l'intérieur.

Caractéristiques d'une tornade Un orage qui produit une tornade dure en général deux à trois heures et donne le plus souvent naissance à une seule tornade dont la durée de vie est relativement courte. La majeure partie de la durée de vie de l'orage est constituée des phases d'organisation et de dissipation. La période de maturité, au cours de laquelle l'orage est susceptible de provoquer une tornade, ne dure parfois que quelques dizaines de minutes. Au cours de cette phase, l'orage se déplace et emporte avec lui une masse sans cesse renouvelée d'air humide et instable. À de rares occasions, le courant ascendant et le cyclone à tornades qui l'accompagne atteignent un état stationnaire, et l'orage devient alors une « supercellule ». Dans certaines supercellules, l'intensité du cyclone croît et décroît rapidement, ce qui engendre une série de tornades. On a ainsi observé des « familles » de tornades comprenant jusqu'à huit membres disséminés sur une distance de 200 à 300 kilomètres. À de plus rares occasions, le cyclone reste actif pendant plusieurs heures et ne donne qu'une seule et longue tornade qui sème la désolation sur son passage. La tornade la plus destructrice que l'on ait jamais enregistrée est la « tornade des Trois États » du 18 mars 1925, qui provoqua la mort de 689 personnes, fit 1980 blessés et 11 000 sans-abris. Elle parcourut 352 kilomètres, du sud-est du Missouri au sud-ouest de l'Indiana, en passant par l'Illinois, à une vitesse oscillant entre 85 et 100 Km/h.

Les vortex des tornades ont des tailles et des formes très variées. Il est délicat de tirer des conclusions sur la dynamique du cœur du vortex à partir des observations du tuba car l'aspect de celui-ci dépend non seulement de la structure du cœur, mais aussi du degré d'humidité de l'air, des propriétés du sol et d'autres facteurs, et il peut même changer au cours de la vie de la tornade. On peut néanmoins énoncer quelques propriétés générales.

Les tornades classées « faibles » selon l'échelle mise au point par Tetsuya Théodore Fujita de l'Université de Chicago (F0 et F1 avec la vitesse maximale des vents comprise entre 65 et 180 kilomètres à l'heure) sont associées à un tuba unique non turbulent, souvent en forme de long cône

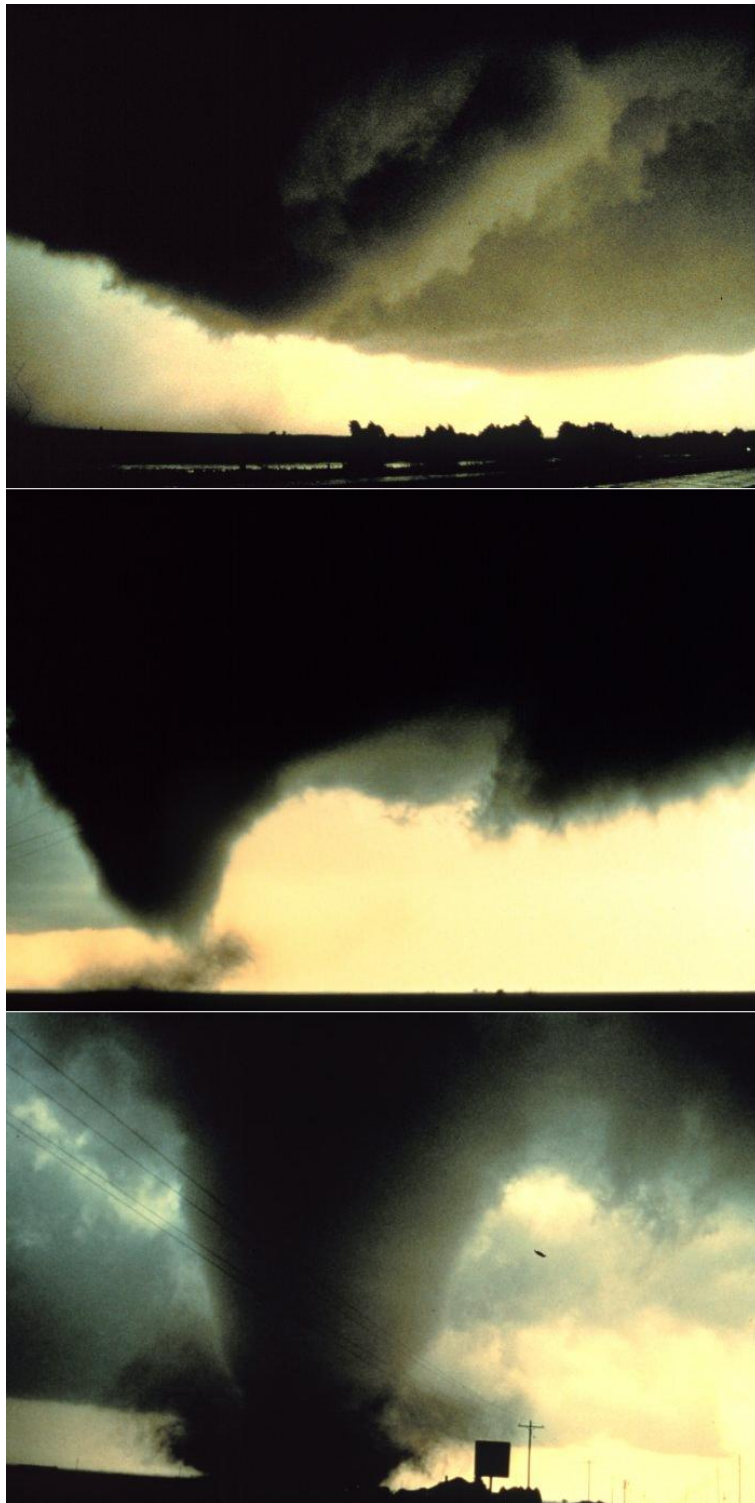


Fig. 26: Séquence montrant la naissance d'une tornade: en haut nuage en rotation, au milieu formation de l'entonnoir et en bas la tornade touchant le sol près de Dimmitt, Texas. Il s'agit d'une des tornades violentes les mieux documentées par le projet VORTEX.

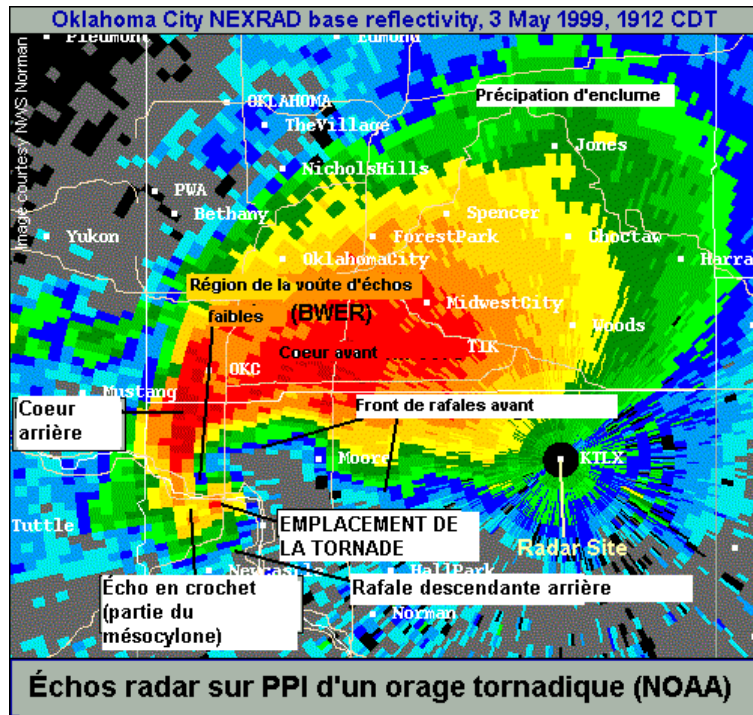


Fig. 27: Images des échos radar montrant une coupe horizontale d'un orage tornadique. La zone en forme de crochet est celle où le vortex se situe (Hook echo en anglais), juste à gauche du secteur où il n'y a pas de précipitations (site du courant ascendant). (Source NOAA).

dont le sommet est en bas et la surface lisse. Le tuba n'atteint généralement pas le sol et les vents verticaux les plus rapides soufflent le long de l'axe central. Au contraire, le vortex d'une tornade classée « forte » (pour des vitesses allant de 180 à 330 kilomètres à l'heure) est généralement turbulent et le nuage du tuba - une large colonne qui descend presque toujours jusqu'au sol - est tumultueux et bouillonnant. Dans ces tornades, les vitesses verticales les plus élevées sont atteintes dans l'anneau entourant l'axe central ; elles sont plus faibles sur l'axe central lui-même et peuvent même s'y inverser créant ainsi un courant descendant. Il existe bien évidemment des formes intermédiaires entre ces deux types de vortex.

La plupart des tornades classées « violentes » (plus de 330 kilomètres à l'heure) ont un aspect très différent : l'« œil » central est clair et calme et il est entouré de deux ou plusieurs vortex secondaires. L'air qui descend dans l'œil sans tourbillonner, est aspiré du haut par la pression extrêmement basse qui règne au niveau du sol ; l'œil est clair car les gouttelettes d'eau de l'air s'évaporent quand celui-ci descend et se réchauffe. Au sol, le courant intérieur rencontre le courant primaire venant de l'extérieur du cœur du vortex. Le courant résultant remonte et crée des vortex secondaires dans un anneau cylindrique autour du courant descendant central. Les vortex secondaires tournent à la fois très vite autour de leur axe hélicoïdal et autour de l'axe de la tornade. Il semble que les vents les plus rapides à la surface de la Terre, qui approchent 480 kilomètres à l'heure, soufflent à la base de ces vortex secondaires. La découverte de cette structure à vortex multiples entrelacés, au début des années 1970, est très importante car elle a permis d'expliquer les sillons cycloïdaux compliqués laissés sur le sol par les tornades les plus puissantes.

Analyse radar des tornades En 1953, Donald Staggs, un ingénieur en électricité travaillant pour le Illinois State Water Survey, est le premier à noter sur les sorties de réflectivité un écho en crochet typique associé à un orage tornadique. Avec un plus grand nombre d'angles sondés, afin d'obtenir un représentation à trois dimensions de l'orage, on a remarqué qu'à l'endroit de faire

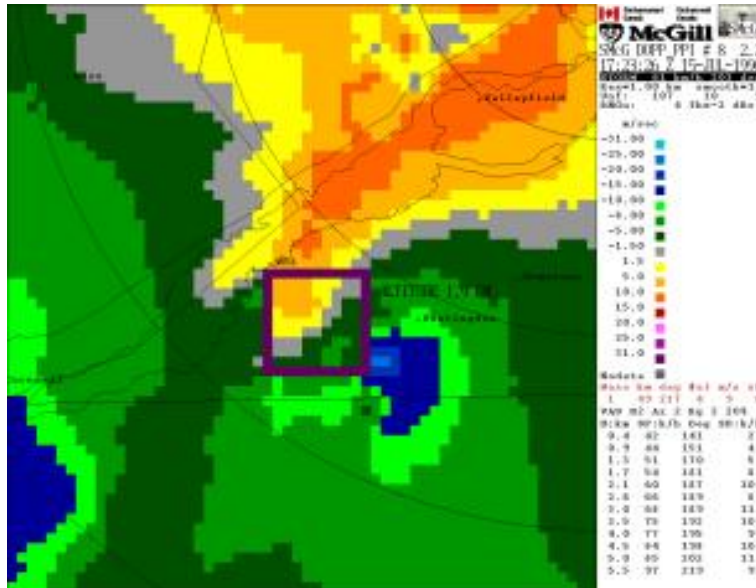


Fig. 28: L'algorithme automatique a repéré un mésocyclone dans ces données Doppler : carré violet montrant un doublet de rotation (vert-jaune) de moins de 10 km de rayon (Source: Environnement Canada).

intensité à l'avant du crochet, on a une voûte d'échos faibles qui s'étend en altitude. Cette dernière correspond à l'emplacement du fort courant ascendant dans l'orage. Jusqu'à l'apparition des radars météorologiques Doppler, ces deux indices étaient les seuls que les météorologues pouvaient utiliser pour repérer les cellules orageuses pouvant produire une tornade.

En 1971, les premières mesures Doppler ont confirmé que les vents d'une structure «en crochet» tournent à une vitesse de 80 kilomètres à l'heure ou plus. Cette circulation apparaît à environ 5 000 mètres d'altitude ; puis elle engendre une rotation à plus basse altitude, qui précède toute tornade intense. C'est ce qu'on appelle un mésocyclone.

En 1973, dans l'Oklahoma, on a observé une petite anomalie dans la distribution des vitesses d'un orage au même instant et au même endroit que l'apparition d'une violente tornade. Le radar n'avait pas la résolution suffisante pour montrer la tornade, mais il a décelé les brusques changements de direction des vents et des signes précurseurs dans les nuages. Un tel tourbillon apparaît à 300 mètres d'altitude environ, 10 à 20 minutes avant de rejoindre le sol. Il s'étire alors vers le haut et vers le bas, et atteint parfois 10 000 mètres de haut.

Notons qu'un radar météorologique opérationnel ne verra jamais la tornade proprement dite, à moins qu'elle ne soit juste à côté du dôme, car sa résolution est de l'ordre du kilomètre alors qu'une tornade a un diamètre de l'ordre de un à 100 m en général. On peut cependant s'appuyer sur cette signature mésocyclonique quand le taux de rotation est très fort (différence de plus de 70 nœuds entre les vitesses entrant vers le radar et sortantes dans la zone de rotation) pour avertir les populations menacées et leur conseiller de se mettre en lieu sûr (cave ou pièce protégée). On ne la décele que sur des distances inférieures à 100 kilomètres (voir radar météorologique). Au-delà de cette distance, la détection de mésocyclones plus faibles peut être utilisée pour déclencher une alerte météo mais leur détection est hasardeuse car le faisceau radar balaie seulement des niveaux plus élevés de l'atmosphère. En 1991, à l'aide d'un radar Doppler portable, on a décelé des vents de tornade qui soufflait à plus de 400 kilomètres à l'heure à proximité d'une puissante tornade. Bien que très élevées, ces vitesses sont loin des 750 à 800 kilomètres à l'heure qu'on proposait il y a 40 ans pour expliquer des observations incroyables, comme la découverte de morceaux de paille plantés dans des arbres (on suppose aujourd'hui que le vent ouvre les fibres du bois qui se referment ensuite en piégeant la paille).



Fig. 29: Simulation d'une tornade dans une soufflerie.

Si un seul radar Doppler suffit à la prévention, l'étude des phénomènes nécessite un deuxième appareil Doppler, disposé à environ 50 kilomètres et présentant un autre angle de vue: on mesure alors la vitesse de la pluie dans deux directions différentes. En utilisant des équations de conservation de la masse de l'air et en évaluant la vitesse relative de la pluie par rapport à l'air en mouvement, les météorologues reconstruisent dans l'espace le champ de vitesses du vent et calculent des paramètres tels que la distribution des tourbillons à l'intérieur de l'orage. Ces études ont confirmé qu'une tornade naît sur le flanc de la colonne ascendante, à côté d'un courant descendant, et que l'air qui circule dans un mésocyclone s'enroule autour de la direction de son déplacement.

1.3 Monitoring, Chasseurs d'orages

Il existe des chasseurs de tornades dans plusieurs pays. Cependant, ce mouvement vient des Grandes Plaines américaines où il est encore le plus important. Le premier chasseur reconnu est Roger Jensen (1933–2001), un résident de Fargo (Dakota du Nord) qui a suivi des orages dans la région de Lake Park (Minnesota) en 1951. Les pionniers dans ce domaine ont donné de précieuses indications aux chercheurs en météorologie.

En 1972, l'University of Oklahoma et le National Severe Storms Laboratory commencèrent le projet Tornado Intercept Project. C'était le premier déploiement coordonné et à grande échelle pour obtenir des informations in situ sur les tornades. Ce projet créa un vaste groupe de chasseurs de tornades qui continua ses activités ensuite et publia le magazine *Stormtrack*. Par la suite, différents instruments, dont des radars météorologiques portatifs, ont été déployés lors de ces chasses.

Le phénomène prenant de l'ampleur, à cause de la couverture médiatique des tornades et de l'Internet, de nombreux néophytes se sont mis, dans les années 1990, à chasser les orages juste pour la recherche de sensations fortes. Il y a maintenant des opérateurs de tours pour chasser les tornades similaires aux opérateurs de safari-photo en Afrique. Tout ceci amène un engorgement dangereux des routes et des chemins lors d'événements orageux dans le Mid-West et les vrais chercheurs ne représentent plus qu'un faible pourcentage.

1.4 Simulations expérimentales

[...]

2 Dimensionnement de structures contre l'effet de tornades

Etant donné que la probabilité d'occurrence de tornades en un endroit spécifique de l'espace est relativement faible, les bâtiments et structures du génie civil sont rarement dimensionnés pour résister à ce genre de sollicitation. En effet, souvent, on considère que le coût attendu

$$E[c] = c_i p(c_i), \quad (9)$$

exprimé comme le produit entre le coût d'une réparation c_i et la probabilité $p(c_i)$ que de tels dégâts soient atteints, est moins important si l'on ne prend pas de dispositions particulières à l'égard des tornades. Cependant, dans le cas de projets d'envergure modérée, mais pour lequel le risque existe, des mesures constructives élémentaires permettent d'assurer un niveau minimal d'efficacité du bâtiment (§ 2.4).

Aussi, il existe cependant des situations particulières pour lesquelles ces considérations peuvent être critiquées:

- dans le cas de structures situées dans des zones à risque, comme le Tornado Alley, où la probabilité d'occurrence de tornades est significativement plus élevée, et donc $p(c_i) \gg$;
- dans le cas de structures importantes comme les centrales nucléaires, dont l'endommagement peut engendrer des catastrophes importantes, $c_i \gg$.

Dans ce chapitre, nous allons voir les méthodes simplifiées qui permettent de donner des ordres de grandeur de sollicitations et d'effets, sur les structures du génie civil. Les effets des tornades peuvent être repris en trois groupes: les pressions de vent engendrées par l'action directe du vent, les pressions associées aux variations de pression atmosphériques lors du passage de la tornade et les impacts des débris générés par la tornade. Ces trois effets sont décrits plus précisément dans les paragraphes suivants.

Avant toute chose, il convient de définir une tornade caractéristique. En fonction de la région considérée (fig. 30), les grandeurs caractéristiques d'une tornade sont différentes. Elles sont reprises au tableau 2 pour chaque région et comprennent: la vitesse horizontale maximale V_{max} , qui se compose d'une vitesse de rotation V_{rot} et d'une vitesse de translation V_{tr} . Le rayon auquel se produit la vitesse radiale maximale R_m est pris égal à $150ft$ pour chaque région; il peut être considéré comme une dimension caractéristique de la tornade¹. La chute de pression due au passage de la tornade peut être calculée à partir de l'équation (8) (p.11) traduisant l'équilibre entre forces de pression et centrifuge dans une tornade. En utilisant la relation $V_{tr} = dr/dt$, on obtient:

$$\frac{dp}{dr} = \frac{1}{V_{tr}} \frac{dp}{dt} = \rho \frac{V^2}{r}. \quad (10)$$

La chute de pression p s'obtient en intégrant cette relation dans l'espace. Aussi, la vitesse à laquelle la pression maximale diminue s'écrit:

$$\frac{dp}{dt} = \rho V_{tr} \frac{V_{rot}^2}{R_m}, \quad (11)$$

et a permis d'écrire les valeurs de la dernière colonnes du tableau 31.

2.1 Pression de vent

L'écoulement d'un fluide autour d'un objet engendre des pressions et dépressions sur les parois de cet objet. Les forces résultantes sont directement liées à l'aérodynamisme de l'objet considéré.

¹ La vitesse de rotation peut être estimée facilement. Pour une tornade en région I, la vitesse de rotation maximal est $V_{rot} = 290mph = 467km/h = 130m/s$. Etant donné que le rayon de la tornade à cet endroit est $R_m = 150ft = 46m$, la vitesse de rotation est $\omega = \frac{V_{rot}}{R_m} = 2.8rad/s$, ce qui correspond à une période de rotation $T = \frac{2\pi}{\omega} = 2.2s$.

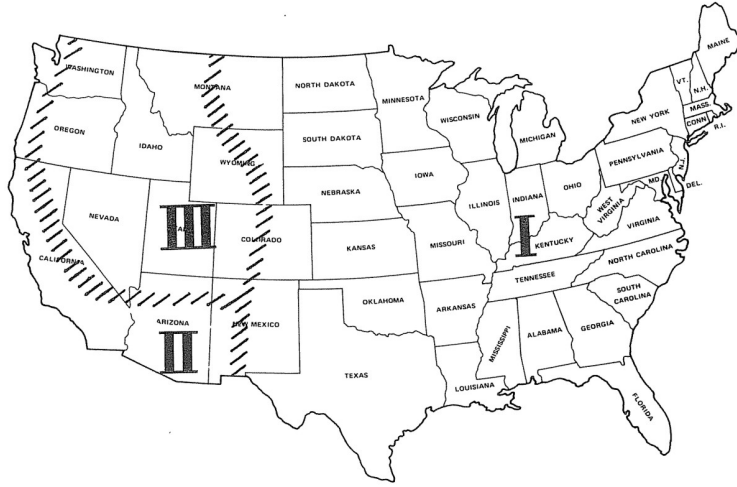


Fig. 30: Limites des régions à considérer pour chaque intensités de tornade.

Région	V_{max} (mph)	V_{rot} (mph)	V_{tr} (mph)	R_m (ft)	p (psi)	$\frac{dp}{dt}$ (psi/s)
I	360	290	70	150	3	2
II	300	240	60	150	2.25	1.2
III	240	190	50	150	1.5	0.6

Tab. 2: Paramètre décrivant la tornade pour les trois régions I, II, III

Des théories relativement pointues permettent d'estimer ces efforts; elles sont appliquées dans les applications du génie civil, de l'aéronautique, de l'automobile, etc.

Dans le contexte d'une tornade, des modèles similaires peuvent être appliqués. La différence réside dans la considération de vitesse de vent d'un ordre de grandeur supérieur, et présentant une distribution spatiale particulière. Le calcul des pressions dues à l'écoulement d'un fluide autour d'un corps est réalisé à l'aide des relations suivantes

$$p_w = q_F C_p + q_M C_{pi} \quad (12)$$

où C_p et C_{pi} représentent les coefficients de pressions extérieur et intérieur, obtenus en fonction de la forme de l'objet considéré et de l'incidence du vent par rapport à lui. Les pressions de base externe et interne, q_F et q_M sont calculées par

$$q_F = C_s^F p_{max} \quad (13)$$

$$q_M = C_s^M p_{max} \quad (14)$$

où p_{max} représente la pression dynamique maximale, correspondant à la vitesse maximale du vent $p_{max} = \frac{1}{2} \rho V_{max}^2$, qui est a priori connue selon le type de région puisque V_{max} est donné au tableau 31 ($\rho = 1.2 \text{ kg/m}^3$). Finalement, les coefficients de réduction C_s^F et C_s^M permettent de prendre en compte l'effet de taille de l'élément étudié, par rapport aux dimensions de la tornade. Si l'élément est de grandes dimensions par rapport au vortex, il serait défavorable de considérer une pression maximale sur l'entièreté de la surface. C'est la raison pour laquelle ce coefficient réducteur peut être appliqué. En ce qui concerne les pressions extérieures, C_s^F est donné à la figure 32 en fonction du rapport L/R_m des dimensions caractéristiques, où L représente une dimension caractéristique horizontale perpendiculaire à la direction du vent. Le facteur C_s^M s'appliquant aux pressions intérieures peut être considéré de la même façon, pour autant que les ouvertures soient réparties uniformément. D'autres procédures plus complexes sont à appliquer dans le cas contraire.

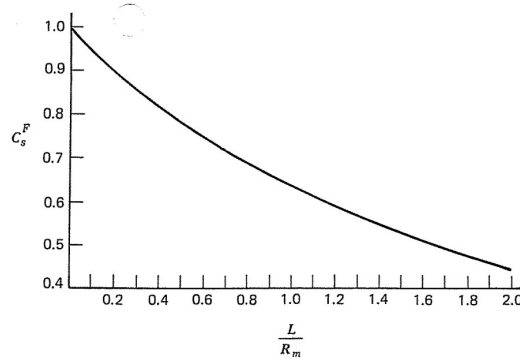
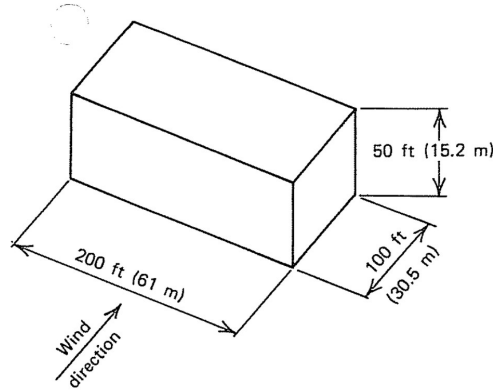
Fig. 31: Facteur de forme C_s^F (C_s^M).

Fig. 32: Exemple de bâtiment à dimensionner.

Exemple A titre d'exemple, considérons le bâtiment de la figure 32. Supposons qu'il soit construit dans une région de type I. La vitesse maximale du vent et le rayon du vortex valent donc $V_{max} = 360\text{mph} = 161\text{m/s}$ et $R_m = 150\text{ft} = 46\text{m}$. La pression dynamique maximale vaut:

$$p_{max} = \frac{1}{2}\rho V_{max}^2 = 15500\text{N/m}^2. \quad (15)$$

Le rapport des dimensions caractéristiques vaut $L/R_m = 200/150 = 1.33$, ce qui permet d'estimer les facteurs réducteurs C_s^F et C_s^M à partir de la figure 32:

$$C_s^F = C_s^M = 0.56 \quad (16)$$

Les pressions de base interne et externe valent donc:

$$q_F = q_M = 0.56 \times 15500 = 8700\text{N/m}^2. \quad (17)$$

Finalement, compte tenu des valeurs de coefficients de pressions extérieur et intérieur $C_p = 0.7$ et $C_{pi} = 0.3$ pour ce cas de figure, le vent s'écoulant à la vitesse de 161m/s autour du bâtiment engendre des pressions sur la face avant valant:

$$p_w = 0.7 \times 8700 + 0.3 \times 8700 = 8700\text{N/m}^2. \quad (18)$$

2.2 Changement de pression atmosphérique

Le passage de la tornade sur un bâtiment crée donc une dépressurisation significative de celui-ci. De manière simplifiée, ceci explique le soulèvement de toitures, voitures et autres objets

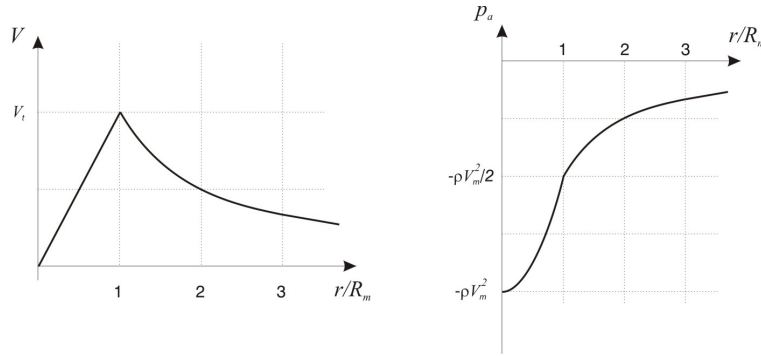


Fig. 33: Dépression dans une tornade.

lourds. Aussi, étant donné que les dimensions caractéristiques d'un bâtiment sont souvent plus grandes que la taille du vortex, le dépressurisation met un certain temps à le traverser. Durant le passage de la tornade, la pression sur les parois (y compris intérieures) augmente, puis diminue. Ces changements de pression atmosphériques peuvent engendrer des dégâts considérables. Nous tentons de la quantifier dans ce paragraphe.

Pour simplifier les calculs, on suppose généralement (faute d'autres informations) que:

1. la vitesse du vent et les pressions de vent ne varient pas avec l'altitude (modèle tranche horizontale);
2. les composantes transversales de la vitesse du vent sont données par

$$V_t = \begin{cases} V_m \frac{r}{R_m} & \text{pour } 0 \leq r \leq R_m \\ V_m \frac{R_m}{r} & \text{pour } R_m \leq r \leq \infty. \end{cases} \quad (19)$$

où V_m est la vitesse de vent tangentiel maximale (pratiquement, V_{rot}) et R_m est le rayon correspondant à la vitesse tangentielle maximale (cf. figure 33).

Avec cette forme particulière du champ de vitesse, l'équation du vent cyclostrophique (11) s'écrit

$$\frac{dp}{dr} = \begin{cases} \rho V_m^2 \frac{r}{R_m^2} & \text{pour } 0 \leq r \leq R_m \\ \rho V_m^2 \frac{R_m^2}{r^3} & \text{pour } R_m \leq r \leq \infty. \end{cases} \quad (20)$$

L'intégration de cette relation depuis $r = 0$ jusque $r = \infty$, avec comme condition limite $r(\infty) = 0$, de sorte à représenter la variation de pression autour de la pression atmosphérique, donne:

$$p_a = \begin{cases} \frac{1}{2} \rho V_m^2 \left(\frac{r^2}{R_m^2} - 2 \right) & \text{pour } 0 \leq r \leq R_m \\ -\frac{1}{2} \rho V_m^2 \frac{R_m^2}{r^2} & \text{pour } R_m \leq r \leq \infty \end{cases} \quad (21)$$

Ce profil de dépression est également représenté à la figure 33. On y constate que la dépression maximale apparaît au centre du tourbillon et vaut $-\rho V_m^2$.

Pour une structure fermée parfaitement étanche, la pression intérieure reste inchangée durant le passage de la tornade. Cette dépression maximale est donc la pression à considérer pour le dimensionnement. Elle permet par exemple de déterminer des conditions de soulèvement de tout ou partie de la structure.

Pour une structure supposée parfaitement ouverte, pour les besoins du raisonnement, l'écoulement d'air autour de la structure se fait comme si les structure n'existait pas et les pressions internes et externes s'équilibrent en chaque instant. Pour ce type de structure, aucune précaution particulière ne doit donc être considérée à l'égard de la dépressurisation.

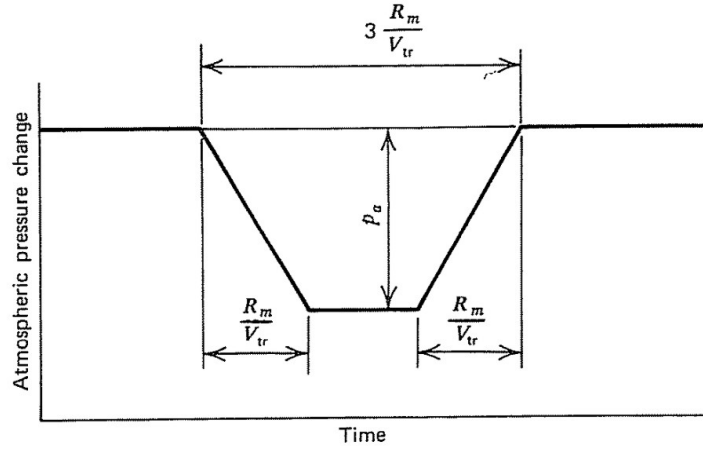


Fig. 34: Evolution au cours du temps de la dépression (version idéalisée).

Les structures réelles se trouvent dans une situation intermédiaire entre ces deux extrêmes, et il est difficile de dire dans quelle mesure la pression maximale peut être réduite. Le calcul d'une structure réelle requiert donc généralement des simulations numériques, permettant d'estimer les dépressions sur les parois du bâtiment, ainsi qu'éventuellement les pressions différentielles sur les parois internes.

L'évolution au cours du temps de la dépression en un point peut être modélisée à partir de (??), en y remplaçant r par $V_{tr}t$. Une relation plus simple, mais présentant une allure semblable est plutôt utilisée (figure 34). Elle présente l'avantage d'être bornée dans le temps.

L'évolution au cours du temps des pressions sur les différentes parois du bâtiment peut être calculée pas-à-pas, de la façon suivante. Supposons que le bâtiment soit composé de N compartiment différents. Sur l'effet de la tornade, la masse d'air dans le compartiment n passe, sur un intervalle de temps Δt , de $W_n(t)$ à

$$W_n(t + \Delta t) = W_n(t) + [G_{n,in} - G_{n,out}] \Delta t \quad (22)$$

où $G_{n,in}$ et $G_{n,out}$ représentent les masses d'air entrant et sortant du compartiment par unité de temps. Ces flux peuvent être calculés à partir des pressions à l'extérieur et dans le compartiment, et des dimensions géométriques des ouvertures entre ce compartiment et ses voisins. Ceci nécessite donc de calculer l'évolution au cours du temps des pressions:

$$p_n(t + \Delta t) = \left[\frac{W_n(t + \Delta t)}{W_n(t)} \right]^k p_n(t) \quad (23)$$

où $k = 1.4$ représente le rapport entre la chaleur spécifique de l'air à pression constante et à volume constant. Sur base de cette estimation de pressions, et, considérant les caractéristiques géométriques du problème, le flux entre deux compartiments prend une expression donnée par

$$G = 0.6C_c A_2 \sqrt{2g\gamma_1 (p_{n_1} - p_{n_2})}. \quad (24)$$

Ceci est une des multiples versions existantes (souvent empiriques) et C_c représente un facteur de forme, A_2 est la surface de l'ouverture entre les compartiments n_1 et n_2 , g représente l'accélération de la pesanteur et γ_1 est le poids volumique de l'air dans le compartiment 1. Ceci étant, les calculs peuvent être réalisés à partir d'un schéma de distribution de pression dans le bâtiment étudié (35).

Les logiciels les plus avancés fournissent les évolutions au cours du temps des pressions différentielles sur les parois du bâtiment. Aussi, pour autant que des pressions ultimes soient fournies, au cours du calcul, l'écoulement d'air peut être réorienté, selon que des cloisons internes, morceaux de mur, ou fenêtres externes soient démolis lors du passage. Dans ce tels cas de figure, un résultat du calcul donne donc également une idée du niveau de destruction du bâtiment.

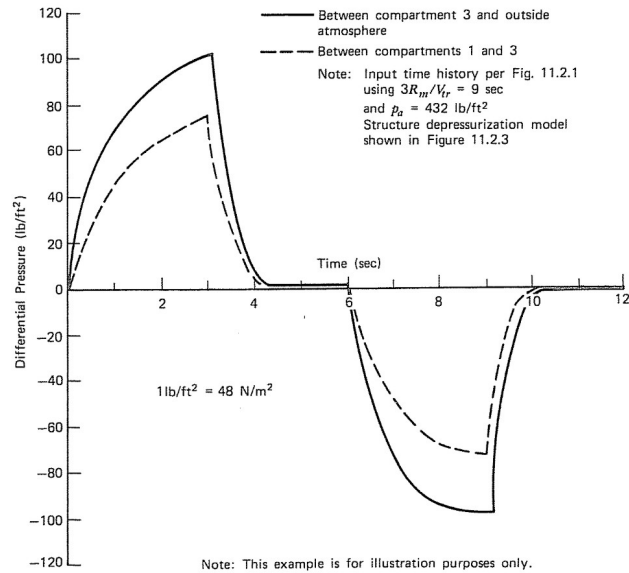
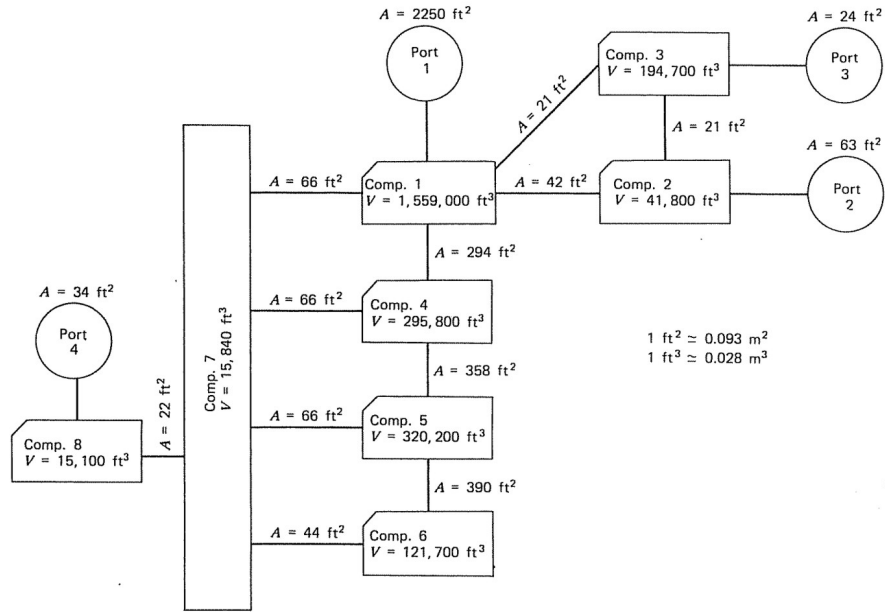


Fig. 35: Exemple de distribution de pressions, et évolution au cours du temps des pressions sur des parois.

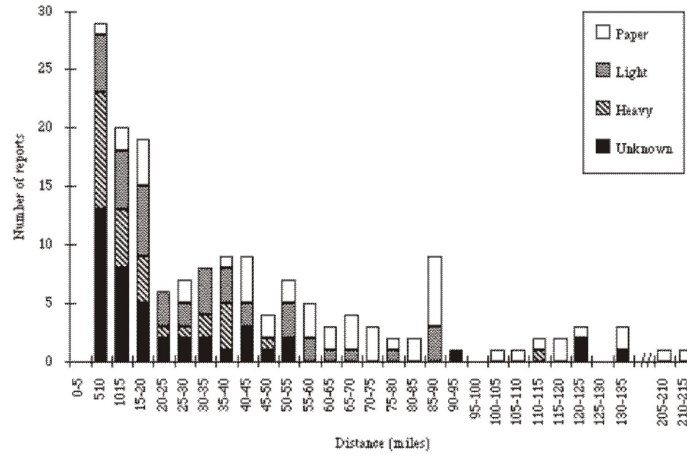


Fig. 36: Histogramme de la distance de vol des débris en fonction de leur poids. Statistiques sur la période 1871-1990. Les débris sont classés sous les groupes *paper* (papier), *light* (objet de moins de 500g), *heavy* (plus de 500g) ou *unknown* (poids inconnu mais pas du papier).

2.3 Transport et impact de débris

Une troisième cause de dégâts significatifs concerne les impacts de débris transportés par la tornade. Pour des tornades d'intensité 3 déjà, des débris de l'ordre du kilo commencent à être projetés avec des vitesses importantes. Aux intensités 4 et 5, ces véritables missiles peuvent être aussi divers qu'une voiture, ou un tronc d'arbre. Il va de soi que les impacts de ces objets sur des structures, ou personnes peuvent avoir des conséquences dramatiques.

Etant donné que les tornades se déplacent dans l'espace, les trajectoires des objets volants s'apparentent généralement à des branches de spirales. Les distances atteintes peuvent être impressionnantes, comme cela est indiqué à la figure 36. On y observe en effet des distances de vol de l'ordre de 340km pour des documents et 180 km pour des objets lourds!

Les points critiques dimensionnant une structure sont les vitesses d'impact de ces objets. Nous présentons ici une méthode simplifiée pour le calcul de ces vitesses. Les forces aérodynamiques s'exerçant sur un corps en mouvement sont typiquement exprimées à l'aide des coefficients aérodynamiques

$$\mathbf{f} = \frac{1}{2}\rho C_D A |\mathbf{v}_w - \mathbf{v}_M| (\mathbf{v}_w - \mathbf{v}_M) \quad (25)$$

où \mathbf{f} représente le vecteur des forces appliquées sur l'objet (6 composantes), \mathbf{v}_w et \mathbf{v}_M représentent les vecteurs vitesses du vent et de l'objet respectivement, C_D est un coefficient de traînée et A représente le maître-couple. Ce modèle est simplifié et suppose qu'il existe une valeur moyenne du produit $C_D A$ qui puisse être considérée malgré les rotations tumultueuses de l'objet sur lui-même. Typiquement, une bonne estimation de ce produit est obtenue par une moyenne des grandeurs obtenues en alignant l'objet sur ses trois axes principaux d'inertie successivement:

$$C_D A = c(C_{D_1} A_1 + C_{D_2} A_2 + C_{D_3} A_3) \quad (26)$$

où c est le coefficient de moyennage: $c = 0.33$ pour les masses importantes (véhicules, arbres, etc.), mais peut être pris sécuritairement $c = 0.5$ pour des plus petits objets, susceptibles de tourner plus rapidement et moins uniformément autour d'eux-mêmes.

L'équation du mouvement gouvernant la trajectoire d'un débris s'obtient en considérant la force aérodynamique et l'accélération de la pesanteur

$$\frac{d\mathbf{v}_M}{dt} = \frac{1}{2}\rho \frac{C_D A}{m} |\mathbf{v}_w - \mathbf{v}_M| (\mathbf{v}_w - \mathbf{v}_M) - g\mathbf{e}_3 \quad (27)$$

	m	C_{D1}	C_{D2}	C_{D3}	$\frac{C_{DA}}{m}$ (m^2/kg)	V_{max} (I)	V_{max} (II)	V_{max} (III)
Planche en bois	14.3 kg/m	2.0	2.0	2.0	0.0270	83 m/s	70 m/s	58 m/s
Tuyau acier $\phi 160$	28 kg/m	0.7	2.0	0.7	0.0043	52 m/s	42 m/s	10 m/s
Voiture	1810 kg	2.0	2.0	2.0	0.0070	59 m/s	52 m/s	41 m/s
Barre à béton $\phi 24$	4 kg/m	1.2	2.0	1.2	0.0040	51 m/s	40 m/s	8 m/s

Tab. 3: Paramètre décrivant la tornade pour les trois régions I, II, III

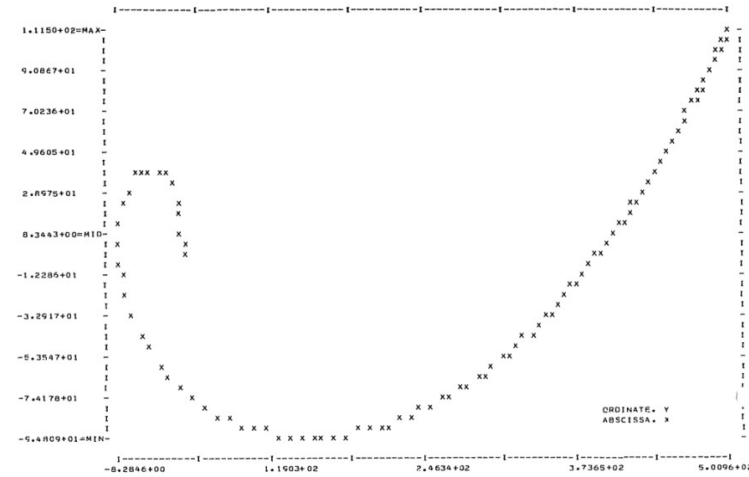


FIGURE 11.3.3. Horizontal projection of calculated missile trajectory (coordinates in meters).

Fig. 37: Exemple de trajectoire d

où \mathbf{e}_3 représente le vecteur unitaire vertical et m est la masse de l'objet considéré. Cette relation montre que la trajectoire et la vitesse d'un objet volant est conditionnée par le rapport C_{DA}/m . Quelques valeurs indicative de cette quantité sont données au tableau 3.

L'équation 27 peut être intégrée dans le temps, à condition de déterminer des conditions limites raisonnable et une évolution au cours du temps réaliste. Avec le champs de vitesse de vent présenté au paragraphe précédent, et une position initiale de l'objet à 40m de haut et situé à une distance R_m du centre de la tornade, la figure 37 présente la trajectoire d'une planche en bois ($\frac{C_{DA}}{m} = 0.02m^2/kg$). Pour les mêmes hypothèses, la figure 38 représente les vitesses maximales atteintes en fonction du type de tornade, et du rapport d'aérodynamisme de l'objet volant. On peut lire sur ce graphique les informations reprises à la table 3, à savoir par exemple que la vitesse d'une voiture peut atteindre les 50m/s (180km/h).

2.4 Mesures constructives - safe-room

cf. Beamer Presentation

References

- [1] Simiu, E., and Scanlan, R. (1996). Wind Effects On Structures, John Wiley and Sons.
- [2] FEMA 361, Design and Construction Guidance for Community Safe Rooms, 2nd Ed., August 2008.
- [3] FEMA 543, Risk Management Series Design Guide for Improving Critical Facility Safety from Flooding and High Winds, July 2007.

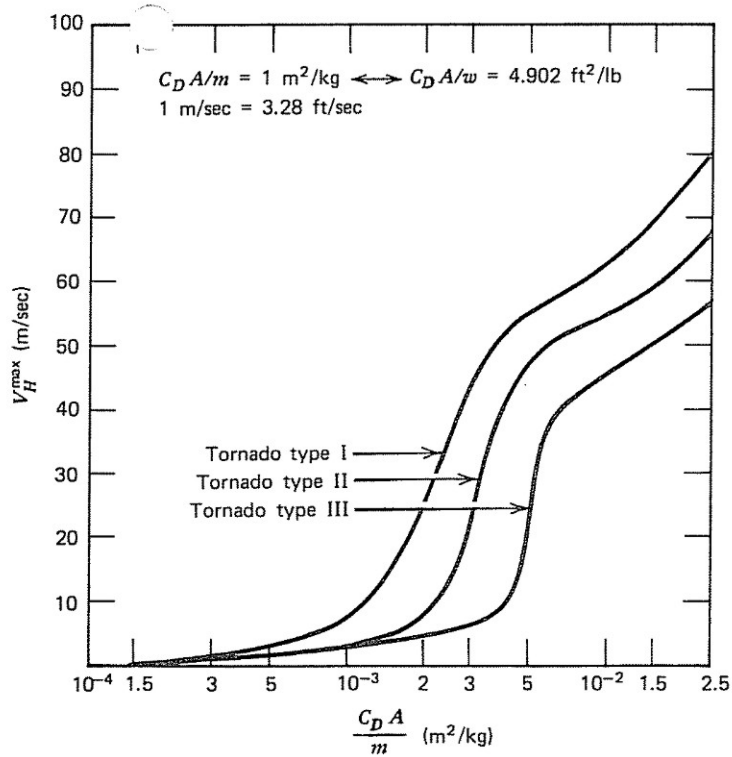


Fig. 38: Histogramme de la distance de vol des débris en fonction de leur poids. Statistiques sur la période 1871-1990. Les débris sont classés sous les groupes *paper* (papier), *light* (objet de moins de 500g), *heavy* (plus de 500g) ou *unknown* (poids inconnu mais pas du papier).

-
- [4] Dyrbye, C., and Hansen, S. O. (1997). Wind loads on structures.
 - [5] Holmes, J. D. (2007). Wind Loading on Structures, SponPress, London.
 - [6] Baker, C. J. (2007). "The debris flight equations." Journal Of Wind Engineering And Industrial Aerodynamics, 95(5), 329-353.
 - [7] <http://www.fema.gov/plan/index.shtm>
 - [8] <http://www.gcn.ou.edu/~jsnow/Research/Debris/BAMS.html>
 - [9] <http://www.tornadoproject.com/>
 - [10] <http://www3.aere.iastate.edu/wind/tornadofacilities.htm>
 - [11] <http://wikipedia.com>