

Chapitre 2

Éléments de météorologie alpine

Jacques VILLECROSE

Christophe ANCEY

Patrick BORNUIAT

L'OBJET DE CE CHAPITRE est de donner quelques éléments de météorologie de montagne. Le premier paragraphe rappelle des notions de physique (thermodynamique) qui permettent de comprendre un peu mieux ce qui se passe dans l'atmosphère. Le second dresse un tableau des principaux éléments intervenant dans l'évolution du temps en montagne. Le troisième paragraphe entre un peu plus dans le détail en décrivant le scénario-type d'une dépression sur les zones tempérées tandis que le quatrième ouvre une parenthèse sur quelques phénomènes météorologiques particuliers des zones de montagne tels que le foehn. Enfin un dernier paragraphe est consacré aux chutes de neige et au transport de neige par le vent.

2.1 Quelques notions de physique

Avant d'aller plus en avant dans la description des phénomènes météorologiques, il n'est pas inutile de donner ou de rappeler quelques propriétés physiques de l'eau. L'eau désigne tout à la fois la molécule (composée de deux atomes d'hydrogène reliés à un atome d'oxygène) et la matière composée d'un grand nombre de ces molécules. Un tel ensemble moléculaire peut exister sous trois états (ou phases) différents :

- solide : *glace* ;
- liquide : *eau liquide* ;

– gazeux : *vapeur d'eau*.

Ce sont la température¹ et la pression² qui conditionnent la phase sous laquelle se trouve l'eau : considérons un récipient fermé contenant une certaine quantité d'eau et supposons que l'on puisse faire varier la pression et la température au sein du récipient. Selon la valeur du couple pression/température, l'eau se trouve dans l'une de ces trois phases possibles, comme on l'indique dans la figure 2.1. Dans certains cas (le long des lignes frontières séparant chaque phase sur la figure 2.1), plusieurs phases peuvent coexister dans le récipient. Sur la figure 2.1, on distingue trois courbes frontières : les courbes de *fusion*, *sublimation* et *vaporisation* constituent les lieux où s'effectuent les changements de phase de l'eau. Ces courbes se rencontrent en un point, appelé *point triple*³, où l'eau existe sous ses trois phases. On rappelle dans la figure 2.2 la définition des changements de phase.

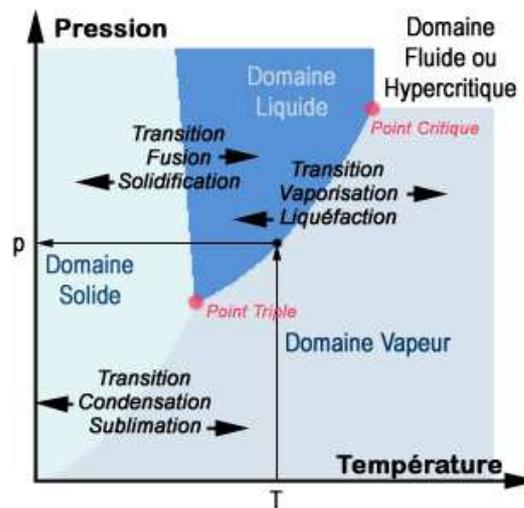


Figure 2.1 Diagramme des phases en fonction de la température (T) et de la pression (P). Les coordonnées du point triple sont indiquées.

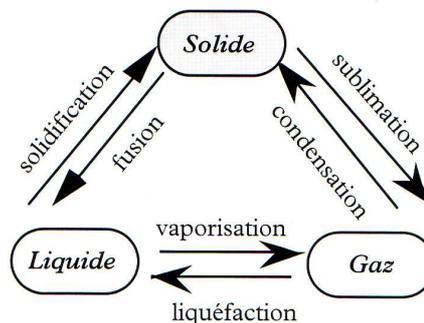


Figure 2.2 Désignation des différents types de changements de phase selon le sens de ce changement.

1. Nous utiliserons comme unité de mesure de la température le degré celsius (abrégié °C).

2. Nous utiliserons comme unité de mesure de la pression le pascal (abrégié Pa). La pression atmosphérique vaut environ 10^5 Pa.

3. Ce point est atteint pour une température de $T = 0^\circ\text{C}$ et une pression $P = 611$ Pa.

Pour passer d'une phase à l'autre, il faut fournir ou retirer de l'énergie au système : par exemple, pour faire fondre un glaçon maintenu à une température de 0°C , il faut fournir une quantité de chaleur supplémentaire de 334 joules^4 par gramme d'eau. Inversement, pour solidifier un gramme d'eau liquide à 0°C , il faut retirer 334 J . On appelle par la suite *chaleur latente* la quantité de chaleur échangée au cours d'un changement de phase.

2.2 L'atmosphère

2.2.1 Composition de l'atmosphère

L'atmosphère est une mince pellicule (quelques kilomètres d'épaisseur) qui entoure le globe terrestre. Elle est composée d'un mélange de gaz (azote, oxygène, etc.). L'eau y est également présente sous les trois états : gazeux, liquide (nuage), solide (neige, grêle). La phase gazeuse est largement dominante. L'air ne peut pas contenir n'importe quelle quantité de vapeur d'eau à une température et à une pression données : il existe une valeur limite, appelée *seuil de saturation*, au-delà de laquelle la vapeur d'eau se condense sous forme liquide ou solide selon la température. Ce mécanisme de condensation est fondamental car il conditionne les précipitations de pluie ou de neige. La valeur du seuil de saturation est une fonction croissante de la température : ainsi à 20°C , l'air peut contenir jusqu'à $17,2 \text{ g}$ de vapeur d'eau par m^3 tandis qu'à 0°C , le seuil de saturation est de $4,8 \text{ g}$. Pour savoir si l'air est saturé ou non, les météorologistes emploient le taux d'humidité (mesuré avec un hygromètre) qui est le rapport de la quantité de vapeur d'eau contenue sur le seuil de saturation (à convertir en %).

↪ Une expérience simple permet de se faire une idée du phénomène de condensation. Lorsque l'on chauffe une casserole d'eau, il faut attendre un certain moment pour que l'eau évaporée condense sous forme de buée sur les parties les plus froides de la pièce.

2.2.2 Champ de pression

La structure de l'atmosphère est complexe et, à l'échelle planétaire, de grands ensembles tourbillonnaires apparaissent sous l'effet conjugué de la rotation de la Terre (force de Coriolis) et de la répartition inégale de la température à la surface de notre planète. Celle-ci résulte du bilan entre énergie reçue (rayonnement solaire) et celle perdue (rayonnement terrestre). Le bilan est positif dans les régions équatoriales et tropicales, mais largement négatif aux pôles. Ce déséquilibre entraîne entre les régions froides et les régions chaudes des échanges thermiques plus ou moins réguliers, dont la trajectoire est fortement perturbée par la rotation de la Terre sur elle-même. Si celle-ci n'intervenait pas, on pourrait imaginer un mécanisme de circulation atmosphérique très simple qui se résumerait à une seule cellule convective : chauffé à l'équateur, l'air s'élèverait en altitude (mouvement ascendant) puis prendrait directement la route du nord pour combler le déséquilibre thermique du globe. Ce faisant, il se refroidirait peu à peu. Devenu trop froid, donc trop lourd,

4. Nous utiliserons comme unité de mesure de la chaleur le joule (J).

au niveau des pôles, il finirait par « retomber » sur les régions polaires (mouvement descendant). Les mouvements descendants provoquent une augmentation de la pression atmosphérique ; à l'inverse les mouvements ascendants provoquent une diminution de la pression atmosphérique. Nous n'aurions donc, dans le scénario simplifié proposé, qu'une zone de hautes pressions au niveau des pôles et qu'une zone de basses pressions au niveau de l'équateur.

La réalité est bien différente. La rotation de la Terre sur elle-même entraîne la dislocation de la cellule convective précédemment décrite en une chaîne de cellules plus petites ; et, consécutivement, l'apparition d'un chapelet de zones permanentes ou semi-permanentes de basses et de hautes pressions ceinturant le globe et dont la position exacte varie suivant la saison.

Ainsi distingue-t-on par exemple les zones de hautes pressions subtropicales, dont le fameux anticyclone des Açores ; à noter que d'autres anticyclones, comme l'anticyclone Sibérien, résultent essentiellement d'effets thermiques saisonniers (important refroidissement hivernal de l'air dans les basses couches) et non de la circulation atmosphérique générale qu'ils peuvent d'ailleurs contrarier.

Aux latitudes moyennes (*grosso modo* entre les parallèles 40° et 60°) il apparaît des centres d'action dépressionnaires, mobiles et à la durée de vie limitée. Ces dépressions résultent de véritables à coups (ou turbulence) dans les mécanismes des échanges air chaud-air froid. Elles donnent naissance aux perturbations nuageuses de grande étendue dont le passage, comme nous le verront plus loin, occasionne à nos latitudes de fréquents changements de temps.

Le qualificatif « basse » ou « haute » est choisi en référence à une pression normale (standard) prise au niveau de la mer (à 15°C) : $P = 1013,3 \text{ hPa} = 760 \text{ mm}$ de mercure. Mais cette pression varie beaucoup dans le temps et l'espace. Dans nos régions, elle fluctue généralement entre 950 et 1050 hPa. Ces champs de pression sont responsables de grands mouvements d'air, dont la vitesse augmente quand la pression diminue, ou plus exactement quand il existe un gradient de pression entre deux points. En outre la pression décroît régulièrement quand l'altitude augmente (c'est ce principe qui est utilisé pour les altimètres). Vers 3000 m, la pression atmosphérique baisse d'un tiers par rapport à la pression au niveau de la mer. Vers 5000 m, ce rapport n'est plus que de la moitié.

2.2.3 Champ de température

Le perpétuel déséquilibre de l'atmosphère à l'échelle du globe est encore renforcé par un déséquilibre au niveau local où l'influence du relief et des courants thermiques devient prépondérante. On peut dire de manière grossière que les grandes structures liées aux champs de pression provoquent des déplacements horizontaux tandis que les effets thermiques et le relief sont la cause de courants verticaux. L'air froid plus dense que l'air chaud a tendance à glisser vers les couches inférieures de l'atmosphère et inversement l'air chaud aura tendance à remonter vers les couches supérieures de température *normale* plus froide : ce sont les courants de convection qui assurent à l'échelle locale l'équilibre (plus ou moins stable) de l'atmosphère et la formation des nuages par condensation de la vapeur d'eau. La température est donc le deuxième agent important dans la dynamique de l'atmosphère. Dans des conditions normales, on observe que la température décroît à peu près linéairement

(en moyenne entre 0,6 et 0,7°C tous les cent mètres) tant que l'on ne s'éloigne pas trop de la troposphère (entre 0 et 11 km d'altitude).

Pour se faire une idée rapide du champ de température au sein de l'atmosphère, on cherche souvent à connaître la position des *isothermes* (0° et -10°C). L'isotherme 0°C représente la surface, plus ou moins accidentée, qui regroupe les points de l'atmosphère où la température est égale à 0°C en *atmosphère libre* (loin de l'influence du sol). Au-dessus de cette surface, la température de l'air est négative et devient positive au-dessous d'elle. Sa connaissance est dès lors fondamentale car elle renseigne grossièrement sur l'état thermique de l'atmosphère, et plus ou moins directement sur la limite possible pluie-neige ou encore l'altitude au-dessus de laquelle on peut s'attendre à un regel nocturne. Elle est déterminée par le lâcher biquotidien de ballons-sondes à partir de 7 stations couvrant le territoire national. L'isotherme 0°C ne subit que peu de variation d'altitude entre le jour et la nuit. En revanche, des changements météorologiques (comme le passage d'une dépression) peuvent entraîner des variations importantes de l'isotherme 0°C, à cause du changement des masses d'air.

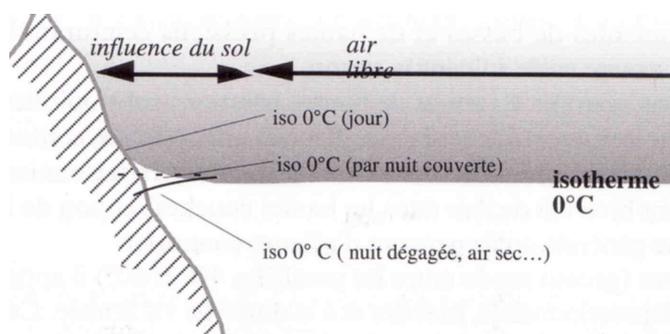


Figure 2.3 Température au sol et isotherme 0°C en fonction des conditions météorologiques et de l'heure.

La transformation glace/eau n'étant pas immédiate, la limite pluie/neige se situe en général 300 à 400 m au-dessous de l'isotherme 0°C. Mais, dans certaines conditions, elle peut descendre beaucoup plus bas (jusqu'à 1000 m au-dessous), notamment lorsque les précipitations sont très intenses. Dans ce cas, la fonte de la neige demande beaucoup d'énergie ; celle-ci étant puisée dans la couche d'air (chaleur latente), un refroidissement supplémentaire se propage vers le sol à condition qu'il n'y ait pas trop de vent. Ce phénomène s'observe assez fréquemment sous de puissants *cumulonimbus* (au printemps, par exemple) mais également l'hiver dans certaines régions comme le nord du sillon rhodanien et plutôt par régime perturbé du sud-ouest. Dans ce dernier cas, pour peu que la masse d'air de basse couche soit en situation d'isothermie faiblement positive, des chutes de neige se produisent jusqu'en plaine avec un isotherme 0°C situé théoriquement vers 1500 m, d'où quelques mauvaises surprises pour les automobilistes et les météorologistes... Le gel nocturne dépend non seulement de l'altitude de l'isotherme mais aussi de la nébulosité, de la nature du sol (sol enneigé ou nu), et du profil de la pente.

De manière grossière, on peut tout de même préciser que

- lorsque le ciel est dégagé, que l'air est sec, et qu'il n'y a pas de vent, la limite de gel est largement au-dessous de l'altitude de l'isotherme 0°C. Dans le cas de la neige (importantes pertes calorifiques par rayonnement infrarouge durant

les nuits dégagées), il est fréquent de trouver une croûte de regel plusieurs centaines de mètres au-dessous de l'isotherme 0°C ;

- lorsque le ciel se couvre de nuages (effet de serre), la limite de regel est approximativement l'altitude de l'isotherme 0°C . La présence de végétation (sous-bois) joue un rôle similaire aux nuages en réfléchissant le rayonnement infrarouge.

Il faut par ailleurs noter qu'il peut exister plusieurs isothermes 0°C dans l'atmosphère : ce phénomène appelé *inversion de température* se rencontre par exemple l'hiver dans les basses vallées alpines qui sont recouvertes d'une épaisse chape nuageuse alors que le soleil brille généreusement sur les hauteurs ; c'est la mer de nuage.

On retiendra que la pression et la température sont les deux principaux agents qui gouvernent la dynamique infiniment complexe de l'atmosphère. Pour l'étude de celles-là, les centres de météorologie sont amenés à dresser des cartes de champs de pression et des profils de température. Pour avoir une idée du champ de pression, on trace une carte avec des courbes isobares, qui sont les courbes le long desquelles la pression reste constante (principe semblable aux courbes de niveau sur une carte topographique). En ce qui concerne la température, les météorologues cherchent à connaître le profil vertical de température (mesures réalisées avec un ballon-sonde). Les bulletins météorologiques donnent ainsi la valeur de l'isotherme 0°C ou -10°C : c'est-à-dire l'altitude à laquelle la température de l'air ambiant est de 0°C ou -10°C .

2.2.4 Vent

Vent synoptique

Les différences de pression à la surface du globe donnent naissance à des mouvements d'air : on appelle *vent synoptique* ce mouvement régi à l'échelle terrestre par les champs de pression. On caractérise le vent par sa direction et par son intensité : la direction indique d'où vient le vent et l'intensité traduit la force qu'il exerce sur les obstacles (en fonction de sa vitesse).

↔ Un vent de nord-ouest de 30 km/h est un mouvement d'air dirigé du nord-ouest vers le sud-est avec une vitesse de 30 km/h par rapport au sol.

À l'échelle planétaire, ces mouvements initialement dirigés vers les basses pressions sont contrariés par la force de Coriolis qui est un effet résultant de la rotation de la terre sur elle-même : le vent est ainsi dévié et tend à prendre une direction parallèle aux courbes isobares. C'est pour cela que les dépressions ont une structure en spirale si caractéristique sur les photographies prises de satellite et que le vent tourne dans le sens des aiguilles d'une montre autour d'un anticyclone de l'hémisphère nord (et dans le sens opposé pour une dépression).

Vent local

À l'échelle locale, le vent subit l'influence du sol et du relief qui modifient son intensité et sa direction. Le sol a pour effet de freiner l'air mais en même temps au contact des versants, des crêtes, et des cols sa vitesse est accélérée. Le relief va forcer le vent à changer de direction pour le contourner latéralement ou passer par dessus. De plus, localement, les effets thermiques et les variations de pression influent considérablement sur le vent. Il est donc très important de retenir qu'en altitude, les caractéristiques du vent synoptique (direction, intensité) sont liées aux conditions météorologiques (champs de pression et de température); lorsqu'on s'approche du sol, ces caractéristiques sont modifiées par le relief. Par ailleurs en montagne, on distingue les versants au vent et sous le vent, selon que le vent souffle contre la pente ou non.

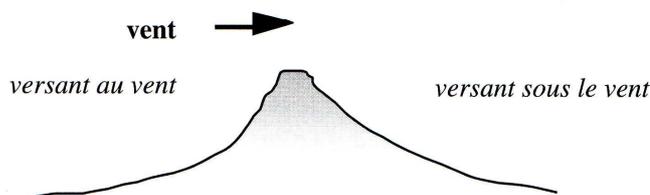


Figure 2.4 Définition des versants au vent et sous le vent.

↪ En pratique, il est assez facile de constater qu'au passage d'un col ou d'une ligne de crête l'intensité du vent est nettement augmentée. En outre, des changements de direction du vent (par rapport au vent synoptique) sont fréquents en zone de montagne : ainsi dans la vallée de la Tarentaise pour un flux d'altitude provenant de l'est, le foehn prend une orientation sud à Val-Thorens et nord-est à La Rosière (les effets thermiques semblent jouer un rôle important dans ce cas-ci).

2.2.5 Nuages

Les nuages sont composés, pour une grande part, de micro-gouttelettes d'eau liquide et solide en suspension, qui résultent de la condensation de la vapeur d'eau ; un tel processus est toujours issu dans l'atmosphère d'un refroidissement. Les origines de ce refroidissement peuvent être diverses mais il est souvent consécutif à une *détente*, c'est-à-dire à une diminution de pression. Une masse d'air, saturée ou non au départ, qui subit une détente, libère le surplus de vapeur d'eau sous forme généralement liquide (même si la température est négative, par effet de surfusion), parfois sous forme solide quand la température est très basse (-40°C environ) : c'est le cas des nuages se formant à très haute altitude (6000 à 8000 m) du type *cirrus* ou *cirrostratus* dont la composition uniquement cristalline⁵ explique le phénomène du halo (diffraction des rayons du soleil par les cristaux de glace).

↪ Un exemple courant de détente est donné par les bombes à aérosol : lorsque l'on pulvérise un gaz initialement contenu dans une bombe,

5. C'est-à-dire que le nuage ne comporte que des cristaux de glace.

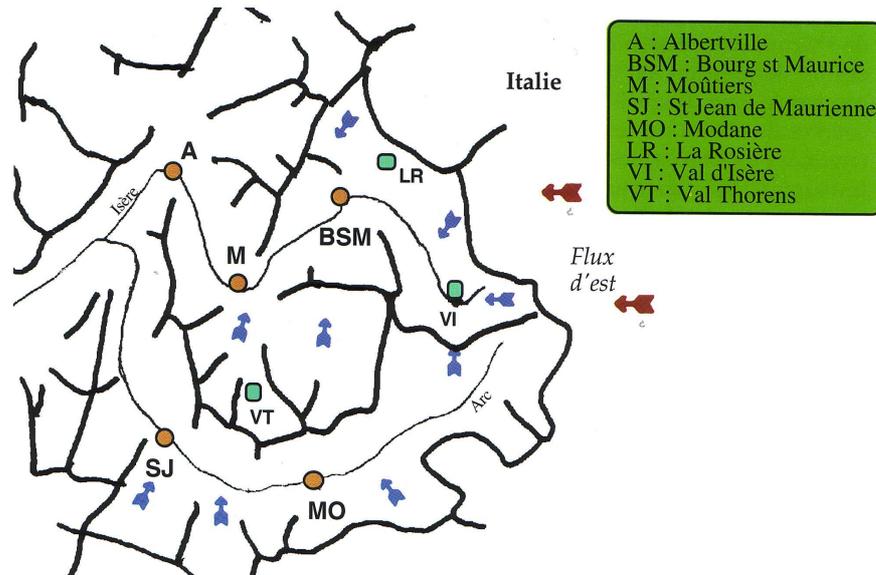


Figure 2.5 Carte d'écoulement du foehn dans les vallées de la Maurienne et de la Tarentaise. D'après [10].

celui-ci se détend car son volume augmente. Sa température baisse inversement et refroidit la surface de la bombe.

Ce processus initial est suivi, dans certaines conditions de température et en présence d'impuretés atmosphériques (noyaux de condensation), de phénomènes de condensation solide qui aboutissent à la naissance, au grossissement puis à la chute vers le sol des cristaux de glace dont le destin final va dépendre de la structure thermique de la masse d'air. On aura alors soit de la neige, soit de la pluie (voir § 2.5.1). Certains nuages peuvent se former localement en raison d'un renforcement du vent au voisinage d'une crête ou d'un sommet se trouvant, à cause de son altitude, à proximité d'une tranche d'air humide (« âne » sur le mont Blanc par exemple) ou d'un réchauffement important du sol qui, si la masse d'air est suffisamment instable, va se propager vers le haut et donner naissance aux nuages à forte extension verticale (dits d'évolution diurne) du type *cumulus* ou *cumulonimbus*. Mais les formations nuageuses les plus étendues se rencontrent généralement au voisinage des perturbations atmosphériques.

2.3 La perturbation

2.3.1 Naissance d'une perturbation

En raison de la circulation atmosphérique générale, les masses d'air froid polaire et chaud tropical se côtoient le long de zones ou lignes de courants de vents forts en altitude appelés *courant-jet*. Ce contact ne reste pas éternellement pacifique car ces axes de courant-jet sont animés de turbulences qui donnent naissance à des couples dépression-perturbation dont la vie et la mort vont ensuite conditionner en grande partie le temps tel que nous le ressentons en régions tempérées.

Très schématiquement, on peut dire que l'air froid, dense, a tendance à s'écouler vers le sud et qu'en échange l'air chaud s'efforce de progresser vers le nord. Ces zones d'échange constituent les dépressions dont le centre se comporte comme un véritable tourbillon, lui-même entraîné par le flux général (en majorité d'ouest à nos latitudes). L'effet d'aspiration vers le centre du tourbillon (convergence) provoque un enroulement en spirale ou en « coquille d'escargot » si caractéristique sur les images satellite ; c'est un phénomène comparable au tourbillon généré par un siphon lorsque l'on vide une cuve d'eau par exemple.

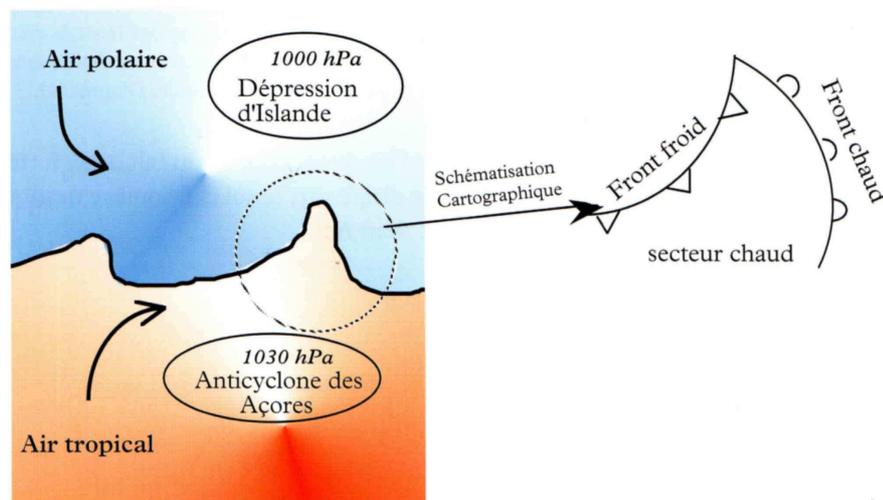


Figure 2.6 La perturbation née de la zone de contact (rencontre des masses d'air tropical et polaire) provoque un enroulement en spirale caractéristique sur les vues de satellite. D'après [1].

Dans le même temps l'air chaud, plus léger que l'air froid environnant, est en permanence rejeté en altitude. La zone de contact entre les deux s'établit donc selon des surfaces (plus ou moins) faiblement inclinées que l'on appelle *surfaces frontales* dont l'intersection avec le sol constitue des lignes appelées *fronts* qui composent la perturbation proprement dite. Lorsque le déplacement de ces lignes est impulsé par de l'air chaud, celui-ci, au cours de son effort pour remplacer (littéralement laminer) l'air froid antérieur, est obligé du fait de sa faible densité de passer au-dessus de ce dernier, de se soulever : on parle de *front chaud*.

Lorsqu'au contraire l'impulsion vient de l'air froid, celui-ci du fait de sa forte densité se déplace comme un coin qui serait dirigé vers le sol et il soulève devant lui l'air chaud plus léger : on parle alors de *front froid*.

Dans les deux cas, le *soulèvement* de l'air chaud en altitude provoque des phénomènes de détente et donc une très forte condensation. En définitive, il y a apparition le long des lignes frontales de zones nuageuses très étendues et suffisamment épaisses pour provoquer des précipitations. Enfin, au cours de l'évolution d'une perturbation (et notamment là où l'air froid se déplace très rapidement) l'air froid rejette tout l'air chaud en altitude et parvient à rattraper une autre masse d'air froid aux caractéristiques différentes, puis à entrer en contact avec lui : on parle alors d'*occlusion*.

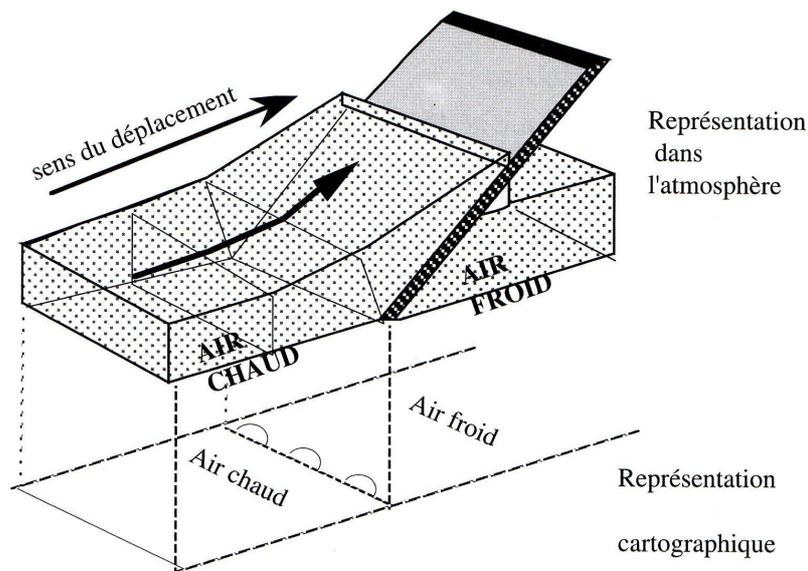


Figure 2.7 Dans le cas d'un front chaud, l'air chaud monte lentement au-dessus de l'air froid. Comme la surface frontale est faiblement inclinée, le front s'étend sur plusieurs centaines de kilomètres. Les cartes météorologiques ne peuvent pas rendre compte de l'étalement de la surface frontale en altitude. Pour le représenter sur une carte, on trace l'intersection de la surface frontale avec le sol. La frontière ainsi délimitée est appelée front chaud, et on la représente comme l'indique la figure, par une ligne continue avec des demi-cercles pointés vers la masse froide. D'après [1].

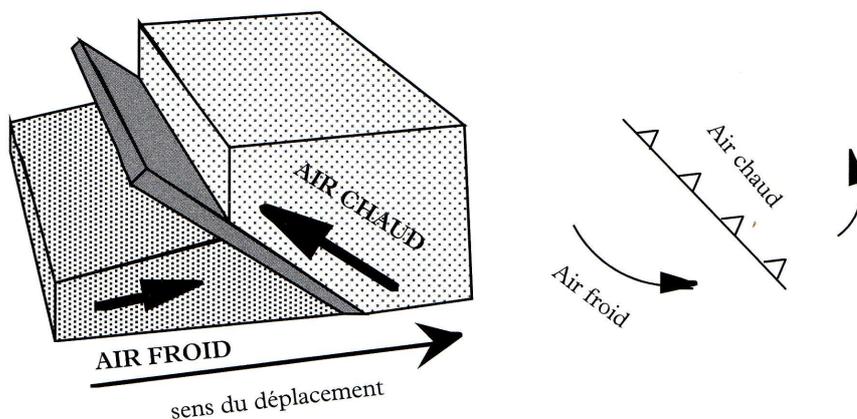


Figure 2.8 Dans le cas du front froid, l'air chaud est chassé par l'air froid et rejeté violemment en altitude. La surface frontale est fortement inclinée, le front s'étend sur quelques dizaines de kilomètres. Le principe de représentation est identique au cas précédent. Le front froid est schématisé comme indiqué sur la figure. D'après [1].

2.3.2 Voyage d'une perturbation

Chaque perturbation amène son lot de nuages et de précipitations mais aucune n'est exactement semblable à l'autre. Chacune a sa propre signature que le météorologiste, avec plus ou moins de succès, essaye de déchiffrer à l'avance. On peut néanmoins décrire le scénario « type » du passage d'une perturbation océanique, c'est-à-dire circulant dans un flux général de sud-ouest à nord-ouest, tel qu'il peut être observé d'un point donné de notre continent. Comme on va le voir, le fait de

se placer en montagne va modifier sérieusement (souvent dans un sens aggravant, parfois au contraire de façon positive) les phénomènes atmosphériques résultant du passage de la perturbation. On peut découper ce scénario en trois phases :

- l'arrivée de l'air chaud (*front chaud*) ;
- la zone de transition entre le *front chaud* et le *front froid* ;
- l'arrivée de l'air froid (*front froid*).

2.3.3 Vers le chaud

L'arrivée de l'air chaud (ou si l'on préfère l'approche d'un front chaud) se manifeste d'abord à haute altitude par l'apparition de nuages fibreux plus ou moins espacés (*cirrus*) qui, si l'aggravation est sérieuse, sont bientôt remplacés par des voiles grisâtres de plus en plus épais de *cirrostratus* (halo). Ces nuages peu dangereux pour l'alpiniste, puisqu'évoluant largement au-dessus des sommets, ne font qu'altérer la qualité de l'ensoleillement mais, si le voile est suffisamment épais, ils peuvent modifier le bilan thermique à la surface de la neige, empêchant par exemple un dégel significatif. La pression atmosphérique peut être déjà en baisse sensible. Le vent généralement se renforce, au moins sur les hauts sommets où il s'oriente généralement (tout au moins dans le cas d'une circulation océanique) au sud-ouest. On se trouve dans ce que les météorologistes appellent la *tête* et qui n'est rien d'autre que la marge rapprochée de la perturbation.

↔ On peut noter à ce sujet que l'apparition de cirrus et de cirrostratus annonce souvent une dégradation plus ou moins rapide des conditions météorologiques, mais pas toujours. La partie active du front chaud peut en effet passer nettement plus au nord, cas fréquent dans les Alpes du Sud et les Pyrénées en régime océanique, ou bien ces nuages ne sont pas associés à une perturbation organisée et ne font, d'une certaine manière, que passer, pris dans un rapide courant général d'altitude qui peut être, lui, franchement anticyclonique sur nos régions et provenant de « champs de bataille » dépressionnaires très éloignés.

Mais généralement la concomitance de ces nuages, d'un renforcement du vent et d'une forte baisse de la pression constitue un indice assez fiable d'aggravation sérieuse qui va trouver sa confirmation, au fil des heures, par l'arrivée d'*altostratus* (voile épais mais encore translucide par endroit) et (ou) d'*altocumulus* (appellation générique recouvrant des nuages pouvant avoir des aspects très différents : nappes en galets, rouleaux plus ou moins soudés ou bancs effilés en forme d'os de seiche). Ces nuages évoluent entre 3000 et 5000 m, de sorte que les hauts sommets sont déjà pris et reçoivent bientôt les premières chutes de neige. Du fait de la très faible pente du front chaud, on voit que l'aggravation ressentie par l'alpiniste peut se produire plusieurs heures avant le passage du front lui-même. En région de plaine et de vallée par contre, les conditions sont encore clémentes malgré la disparition du soleil. La baisse de pression s'accroît. En montagne, il suffit de surveiller son altimètre. Si l'on a pris soin la veille de le caler avec soin sur l'altitude vraie du refuge, une augmentation de 100 m ou plus le matin (soit une chute de pression supérieure à 1 hPa/h) est un très mauvais signe. Le vent (tout au moins celui ressenti sur les sommets car, plus bas, sa direction est souvent modifiée par le

relief) tourne plus au sud et son renforcement peut être ressenti à des altitudes de plus en plus basses. Ce vent de sud entre dans les grandes vallées pyrénéennes orientées nord/sud. La vallée d'Aspe, la plus à l'ouest, est la première atteinte puis le phénomène se propage vers l'est et se produit successivement dans les vallées d'Ossau, du Gave, d'Aure et ainsi jusqu'au Luchonnais.

Lorsque le front lui-même se rapproche (on parle alors de *corps* perturbé), le plafond baisse graduellement ou parfois très vite jusqu'à noyer la montagne dans des nuages très sombres et aux contours flous (*nimbostratus*) que l'on peut éventuellement distinguer de la vallée tandis que l'alpiniste est dans le brouillard. Les précipitations se renforcent. Elles sont souvent plus fortes qu'en plaine. C'est d'ailleurs vrai aussi bien pour le front froid que pour le front chaud. En effet, à l'effet de soulèvement frontal, se superpose celui dû à la présence du relief (on parle alors de soulèvement forcé). C'est ainsi qu'à Saint-Pierre-de-Chartreuse le cumul annuel de pluie représente en moyenne le double de celui mesuré à Grenoble.

↔ À souligner que l'accroissement des précipitations avec l'altitude n'est pas homogène ni d'un massif à l'autre, ni même à l'échelle d'un seul massif. La position de celui-ci par rapport au flux général mais aussi la topographie locale jouent un rôle important. Les ascendances (et donc l'instabilité) sont renforcées en des endroits privilégiés : parties concaves, resserrements des vallées, cirques, etc. La vallée de l'Eau d'Olle, ligne de partage entre les massifs de Belledonne et des Grandes-Rousses, en constitue un exemple frappant : la topographie locale favorable entraîne dans cette zone des précipitations pouvant représenter dans certains cas le triple de ce qui tombe à altitude égale, par exemple, sur le versant Grésivaudan de Belledonne.

Du côté des températures, la masse d'air s'est globalement radoucie même si l'impression ressentie par l'alpiniste soumis au vent et à l'humidité est parfois tout autre. Ce radoucissement peut entraîner, au-dessous d'une certaine altitude, la transformation de la neige en pluie mais, pour une masse d'air donnée, ce niveau d'altitude pourra être très variable d'un massif à l'autre. En hiver dans le nord des Alpes, les massifs préalpins sont soumis de plein fouet au redoux (dit noir lorsqu'il s'accompagne de précipitations). En revanche, dans les massifs situés plus à l'intérieur, l'air froid antérieur reste longtemps prisonnier des vallées et l'air chaud a bien du mal à le remplacer. Ainsi il n'est pas rare que, pendant plusieurs heures voire une journée ou plus, il pleuve à 1800 ou 2000 m dans le Vercors alors que dans le même temps il neige à gros flocons à Bourg-Saint-Maurice, pourtant situé à 850 m d'altitude.

2.3.4 Entre le front chaud et le front froid

Une fois le front chaud passé, on entre dans ce que les météorologistes appellent le *secteur chaud*. Les précipitations s'arrêtent ou deviennent très faibles voire sporadiques. L'air est nettement plus doux. La couche nuageuse se fractionne et des éclaircies peuvent apparaître entre des bancs nuageux persistant à plusieurs niveaux.

En fait, la physionomie du secteur chaud va beaucoup dépendre de la position

exacte où l'on se trouve par rapport au centre de la dépression ou plutôt par rapport à ce que l'on appelle le point triple de la perturbation et qui n'est que la projection sur un plan horizontal de l'intersection des fronts chaud et froid avec l'occlusion. Si l'on s'en trouve assez près, le secteur chaud ne verra que très peu d'amélioration sensible du temps. Seule une légère et temporaire atténuation des précipitations sera observée avant l'arrivée, souvent rapide, du front froid. Au contraire, plus on est loin du *point triple* et plus l'amélioration peut être belle. Dans certains cas, la masse d'air s'assèche considérablement surtout dans sa partie supérieure tandis que l'humidité reste importante dans les basses couches : brumes et nuages de type *stratus* (sorte de brouillard décollé du sol) ou *stratocumulus* (d'aspect voisin de certains *altocumulus* mais d'altitude nettement plus basse) persistent en plaine et vallée alors qu'il fait assez beau en montagne, tout au moins à partir d'une certaine altitude, avec des voiles nuageux très élevés plus ou moins denses.



Figure 2.9 L'âne (nuage lenticulaire sur la Grande Casse et le ciel chargé de cirrus. De quoi sera fait le temps demain? Cliché J. Villecrose.)

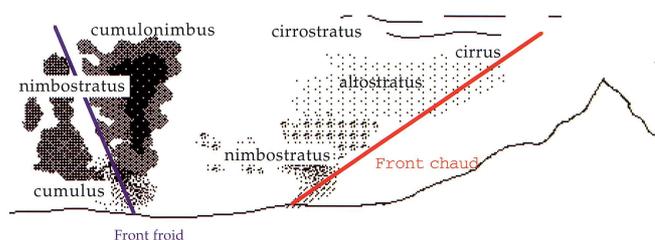


Figure 2.10 Passage d'une dépression polaire, avec passage dans un premier temps d'un front chaud, puis d'un front froid. Si ce dernier rattrape le front chaud, il y a occlusion : l'air chaud se retrouve entièrement rejeté en altitude. D'après [1].

Dans tous les cas de figure, la pression atmosphérique se stabilise. Le vent

général souffle maintenant de l'ouest. Il reste souvent fort à très fort dans les secteurs chauds actifs mais autrement, il a tendance à faiblir.

2.3.5 Vers le froid

L'éruption de l'air froid provoque un nouveau soulèvement de l'air chaud qui s'accompagne d'une aggravation nuageuse et pluvieuse souvent brusque, beaucoup plus rapide en tout cas que celle due au passage du front chaud (la pente du front froid est en effet plus forte). Le vent a tendance à revenir temporairement au secteur sud et la pression recommence à baisser. Au passage du front froid proprement dit, les précipitations sont intenses, accompagnées souvent de manifestations orageuses durant le printemps et l'été, parfois même en plein hiver lorsque la poussée froide est suffisamment vigoureuse pour entraîner de rapides ascendances turbulentes qui donnent lieu à la formation de ces fameux *cumulonimbus* (nuages très sombres et très développés verticalement, en forme de tours finissant par une enclume, particulièrement redoutables pour l'alpiniste).

Dans le cas d'un secteur chaud actif, l'arrivée du front froid ne constitue pas à proprement parler une surprise puisque l'on est déjà dans le mauvais temps. En revanche, si le secteur chaud a été peu actif ou carrément inexistant (puisque certaines perturbations se présentent privées en quelque sorte de leur front chaud), le front froid peut arriver sans signe annonciateur dans le ciel et surprendre donc complètement l'alpiniste qui, de plus, suivant son cheminement, ne bénéficie que d'un horizon limité.

Puis, tout aussi brusquement qu'elle avait commencé, la pluie cesse et un coin de ciel bleu apparaît. L'atmosphère est plus fraîche. La pression connaît une hausse, elle aussi brutale. Le vent s'oriente franchement nord-ouest à nord. Le front froid est passé. On est déjà dans ce que les météorologistes appellent la *traîne*, appellation générique qui, en région de plaine, se traduit souvent par un temps incertain avec alternance de belles éclaircies et de passages nuageux plus ou moins denses et parfois accompagnés d'averses ou bien par un ciel le plus souvent gris et bas. Mais en montagne, surtout l'hiver, les temps de *traîne* sont ressentis bien différemment. En gros, deux schémas sont possibles tout en admettant, surtout à partir du printemps, de nombreuses variantes.

Mais revenons à l'hiver !

- Soit les masses d'air froid postérieures sont relativement homogènes avec leur humidité concentrée essentiellement en basse couche. Dans ce cas, même si la masse d'air est potentiellement instable, les phénomènes de *convection* (liés à l'échauffement par le bas) sont insignifiants en région de montagne (températures trop froides, sol enneigé) et les nuages s'étalent en *stratocumulus* constituant ainsi les fameuses mers de nuages qui, si elles persistent, constituent un cauchemar pour ceux qui vivent au-dessous, et... un paradis pour les montagnards qui bénéficient d'un ciel bien dégagé et généralement très limpide. Suivant les cas, le sommet de ces mers de nuages se situe entre 1000 et 2000 m. Au-dessus, il n'y a que le vent, qui peut rester fort au moins sur les crêtes, et les avalanches dues aux récentes chutes de neige pour poser problème.
- Soit l'air froid postérieur comporte des limites secondaires surtout marquées

en altitude et qui correspondent à des discontinuités d'épaisseur de la couche d'air froid instable. Alors, dans ce cas, celles-ci vont se comporter en région de montagne comme de véritables fronts, le vent et le relief provoquant de nouveaux soulèvements. Ainsi, après les quelques éclaircies qui ont suivi immédiatement le passage du front, le mauvais temps affecte à nouveau le relief qui reste alors dans le brouillard et soumis à des précipitations quasiment continues sous forme de neige jusqu'à des altitudes de plus en plus basses. Ces chutes de neige se présentent souvent sous forme de neige roulée en raison du caractère instable de la masse d'air. En résumé, le front froid est passé depuis longtemps et pourtant on a l'impression que rien n'a vraiment changé.

Les successions de perturbation/traîne active (fréquentes dans les régimes d'ouest à nord-ouest) apportent des précipitations neigeuses souvent importantes sur le nord des Alpes et des Pyrénées. Ce sont surtout elles qui favorisent un bon enneigement à basse et moyenne altitude.

Par ailleurs, bien plus qu'au passage des fronts eux-mêmes, les *traînes* donnent lieu à des *effets de foehn* assez spectaculaires entre le sud et le nord des Alpes, voire entre des massifs relativement proches. Par régime de nord-ouest par exemple, on observe souvent un dégradé du mauvais vers le beau entre les Préalpes du Nord (Chartreuse, Vercors, Chablais, etc.) et les massifs plus intérieurs comme l'Oisans, le sud de la Vanoise et la haute Maurienne et plus encore derrière la ligne de foehn, vers les Hautes-Alpes, où la masse d'air, après avoir en quelque sorte déversé son humidité sur les massifs situés en amont du flux, continue son voyage sous une forme nettement asséchée qui entraîne souvent du grand beau temps. On l'aura peut-être déjà compris, la prévision de l'activité d'une *traîne* n'est pas toujours chose aisée et les temps de traîne offrent de bonnes et de mauvaises surprises au montagnard... comme au météorologiste !

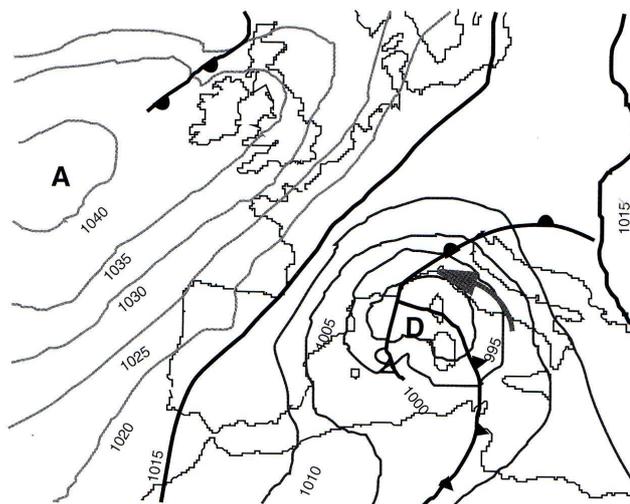


Figure 2.11 Situation dite de retour d'est. Épisode du jeudi 12 janvier 1978 à 18 heures : une dépression située sur la Méditerranée occidentale est en train de se combler, mais un retour d'est (signalé par la flèche) va occasionner d'importantes chutes de neige sur les Alpes (plusieurs avalanches mortelles dans la vallée de Chamonix). D'après [11].

Nous venons de voir le scénario-type d'une perturbation océanique c'est-à-dire correspondant à une circulation zonale (de secteur ouest au sens large) qui est géné-

ralement la plus fréquente sur les Alpes d'octobre à avril. D'autres sont possibles : méridiennes (Sud ou Nord), elles apportent dans le premier cas d'importantes précipitations limitées au sud des Alpes soit, dans l'autre, du froid bien sûr mais généralement peu d'humidité. Enfin, du fait de creusements dépressionnaires importants dans le golfe de Gênes, certaines perturbations océaniques se réactivent en Méditerranée et reviennent en quelque sorte vers les Alpes où elles peuvent provoquer en quelques heures d'abondantes chutes de neige sur la chaîne frontalière (Mercantour, Queyras, haute Maurienne). Ce sont les situations dites de *retour d'est* ou *lombarde*⁶. Des phénomènes similaires peuvent affecter également les Pyrénées (Canigou, Pyrénées ariégeoises) lors de dépressions centrées à proximité des Baléares.

De mai à septembre, les pulsations d'air froid polaire deviennent moins vigoureuses et le temps sur les Alpes est plus souvent commandé par des situations moins bien organisées où les évolutions *convectives* prennent le dessus sur celles purement *dynamiques*. Les chutes de neige se limitent généralement au domaine de la haute montagne, ce qui n'exclut pas des quantités ponctuellement importantes.

2.4 Quelques phénomènes particuliers aux zones montagneuses

En montagne, le relief est la source de phénomènes particuliers qui contribuent à rendre plus complexe encore la météorologie des zones alpines.

2.4.1 Brises

Les *brises* sont des vents journaliers avec un cycle horaire fixé par le soleil. Ainsi les brises de pente sont des vents qui soufflent le long des versants ensoleillés et dont la direction dépend du soleil : le jour, le soleil réchauffe le sol et on assiste à une brise montante tandis que la nuit le sol se refroidit plus vite que l'atmosphère et la brise devient descendante. La vitesse est de l'ordre de la dizaine de kilomètres par heure. Le basculement entre brises montante/descendante se fait environ 30 minutes après le lever du soleil. L'intensité de la brise est fonction de la position du soleil : elle croît le matin, atteint son maximum à midi (heure solaire) et décroît l'après-midi. À une échelle plus vaste, le phénomène est identique pour un massif : un flux s'organise entre la vallée et la plaine en fonction du soleil. La brise de vallée est plus conséquente, peut atteindre des vitesses respectables (40 km/h) et contrarie fortement le vent synoptique. Les brises de vallée s'établissent le plus souvent en période météorologiquement calme. En cours de nuit, la brise descendante s'établit et provoque dans les vallées un brassage de l'air qui contrarie fortement la formation des brouillards locaux. C'est ainsi que la région de Tarbes et Lourdes au débouché de la vallée du Gave de Pau profite des brises nocturnes pour balayer 40 à 50 % des brouillards qui sévissent à proximité.

6. La lombarde est un vent violent d'est, qui souffle sur les chaînes frontalières et qui peut être associé à d'importantes chutes de neige.

2.4.2 Foehn et effet de foehn

Le *foehn*, dans son acception la plus courante désigne un vent descendant, turbulent, chaud et sec. Dans les Alpes françaises, ses effets les plus spectaculaires et sa fréquence la plus élevée sont observés à proximité de la chaîne frontalière avec l'Italie qui constitue un obstacle de grandes dimensions à l'écoulement de l'air humide accumulé dans les plaines lombardes. La barrière des Pyrénées s'oppose à la circulation méridienne des perturbations et provoque un effet de foehn marqué et très fréquent sur les versants français par flux de sud à sud-ouest et sur les versants espagnols par flux de nord à nord-ouest.

À Bourg-Saint-Maurice, par exemple, le foehn souffle en moyenne 11 % des jours de l'année. Sa vitesse moyenne varie entre 3 et 10 m/s mais avec des pointes de 20 à 40 m/s. La hausse de température qui l'accompagne est brutale : 3 à 5°C et jusqu'à 15°C en 2 heures. Parallèlement l'humidité relative baisse d'au moins 30 %. Si le terme de foehn prédomine en haute Tarentaise, celui de lombarde est plus souvent employé en Maurienne et haute Maurienne, ainsi que plus généralement du Briançonnais au Mercantour.

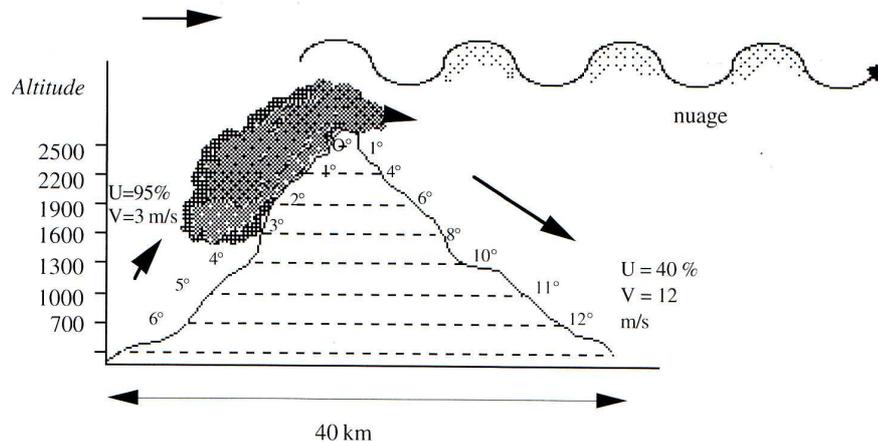


Figure 2.12 Effet de foehn. De l'air chaud et humide remonte une pente. En se refroidissant, la vapeur d'eau se condense et forme des nuages, qui peuvent donner des précipitations. L'air libéré de son humidité provoque un vent chaud et sec sur l'autre versant. C'est l'effet de foehn. Le passage de la crête provoque un sillage, qui donne naissance à des nuages lenticulaires. À titre indicatif, on donne la variation de température de chacun des versants, ainsi que la perte d'humidité (relative U) du vent dont la vitesse moyenne croît.

D'un point de vue météorologique, le foehn se déclenche le plus souvent par un régime de sud-ouest à sud en altitude (foehn océanique) mais également par régime de sud-est (foehn méditerranéen). Dans le cas le plus classique (foehn océanique), il résulte de la transformation locale que subit une masse d'air tiède et humide au sud-est ou à l'est des Alpes lorsqu'elle franchit les cols, attirée en quelque sorte par une dépression se dirigeant de sud-ouest en est, au nord de la chaîne. Quel que soit le type de foehn, cette transformation (appelée *effet de foehn*) suit le processus suivant : l'air doux et humide, obligé de remonter le versant au vent, se refroidit par détente, d'où la formation de nuages et de précipitation si les nuages sont suffisamment épais. Passée la ligne de crête, la masse d'air subit une compression, donc un réchauffement qui a pour conséquence la disparition progressive des nuages. Mais

l'air, ayant perdu de la vapeur d'eau en précipitant, se réchauffe plus rapidement qu'il ne s'était refroidi. D'où, en vallée, des contrastes thermiques saisissants de part et d'autre de la crête. Au niveau de cette dernière et à proximité, un rouleau de nuage persiste et semble ne pas pouvoir dépasser les lignes de crête : on parle de *mur de foehn*.

Plus haut, on assiste souvent à la formation de nuages lenticulaires, appelés nuages d'onde, et qui sont dus à un effet de sillage de l'air au passage de la ligne de crête : le mouvement de montée/descente associé au scénario classique refroidissement/réchauffement provoque la condensation de la vapeur d'eau, donc la naissance de nuages, dont la forme épouse la forme des ondulations de l'air. Dans certaines situations (flux de sud-est en altitude), les nuages épais et les précipitations débordent sur le versant français de la chaîne frontalière. L'hiver et au printemps, il peut alors tomber 1 à 2 mètres de neige en 24 heures sur certains massifs comme la haute Maurienne ou l'est du Queyras (secteur d'Abriès) alors que quelques kilomètres plus à l'ouest, les chutes de neige sont insignifiantes ou nulles.

2.5 Les chutes de neige

La neige désigne tout à la fois des flocons en train de tomber et l'agglomération au sol de cristaux de glace. Ce paragraphe concerne spécifiquement les chutes de neige et le transport de neige par le vent. La neige au sol fait l'objet du chapitre suivant.

2.5.1 Précipitation de neige

Formation dans les nuages

Les cristaux de glace s'élaborent dans les nuages par condensation solide de la vapeur d'eau. Ceux-ci sont composés de vapeur d'eau et de micro-gouttelettes (résultant de la saturation de l'air) qui peuvent rester à l'état liquide même par des températures largement inférieures à 0°C : on parle alors de surfusion. Cet équilibre est instable et cesse dès qu'il est perturbé : des noyaux de congélation en suspension permettent alors le développement de cristaux de glace élémentaires, appelés *germes*, qui vont croître en respectant une symétrie hexagonale. On assiste à un grossissement des cristaux au détriment des gouttelettes surfondues et des cristaux les plus petits.

Le cristal possède donc une forme initialement hexagonale, puis évolue vers des formes plus complexes en fonction de la température extérieure. Ainsi c'est la température au sein du nuage qui conditionne la direction de la croissance du germe ; les directions privilégiées sont les bases, les faces latérales et les arêtes, qui vont respectivement former trois familles de cristaux : les *colonnes*, les *plaquettes* et les *étoiles*. La température au sein de la masse nuageuse pouvant fluctuer, la forme des cristaux pourra être complexe et résulter des trois processus mentionnés plus haut. Dès que la masse des cristaux est suffisante pour compenser les effets de la pesanteur et de turbulence au sein du nuage, ils tombent. Si les températures

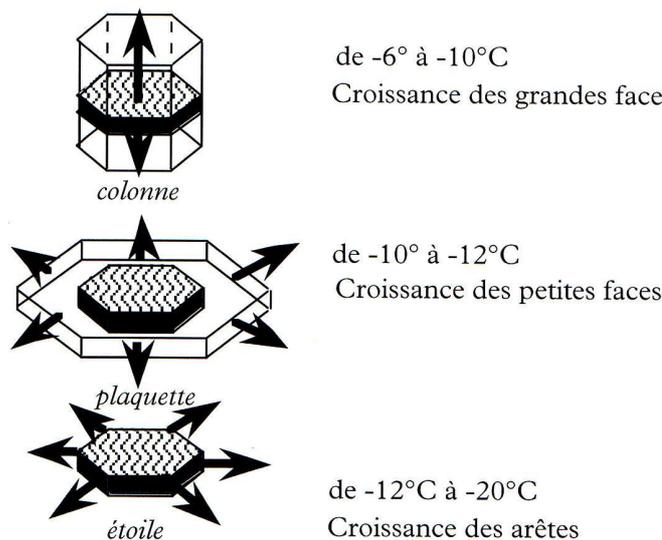


Figure 2.13 Les différents types de croissance en fonction de la température de l'air.

restent négatives ou proches de zéro pendant la chute, les flocons se déposent au sol sous forme de neige.

Les différents types de cristaux

L'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM) a proposé une classification morphologique des différents cristaux : parallèlement aux trois familles respectant la symétrie du germe, il existe d'autres classes présentant des formes nettement plus complexes et asymétriques : *aiguilles*, *dendrites spatiales*, *colonnes entre deux plaques* (ou en « boutons de manchette ») et *particules irrégulières*. De plus, il existe des formes particulières de précipitation solide :

- la *neige roulée* ou *grésil* : ce sont des cristaux ayant traversé des masses nuageuses turbulentes composées de gouttelettes surfondues, qui au contact des cristaux se congèlent (processus de givrage). On observe surtout la formation de grésil lorsque la masse d'air est sursaturée (plus de 140 % d'humidité) et dans les nuages convectifs (au passage d'un front froid par exemple ou dans la traîne). Si le phénomène dure assez longtemps, le cristal disparaît sous une gangue de particules sphériques de glace opaque qui rappelle l'aspect de boules de mimosa. Ces cristaux grossièrement sphériques et de taille importante (5 à 6 mm) ne subissent par la suite que peu de transformations au sein du manteau (tant que la neige est sèche) et constituent des *couches fragiles* (de peu de cohésion) qui favorisent le départ des avalanches ;
- les *granules de glace* : ce sont des cristaux de glace issus de la congélation de gouttes de pluie ayant rencontré une tranche d'air à température négative au voisinage du sol. Leur forme est grossièrement sphérique comme le grésil mais leur taille moyenne est plus petite (moins de 5 mm) ;
- la *grêle* : elle est formée de morceaux de glace d'un diamètre en général compris entre 5 et 50 mm ; le grêlon est le résultat de la superposition de couches de glace plus ou moins sphériques. La grêle se rencontre habituellement lors de violents orages.

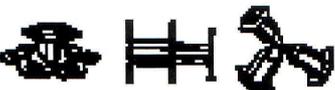
Nom	Conditions de formation	Forme du cristal
<i>Plaquettes</i>	Température de l'air entre -10 °C et -12 °C.	
<i>Étoiles</i>	Température de l'air entre -12 °C et -20 °C.	
<i>Colonnes</i>	Température de l'air entre -6 °C et -10 °C.	
<i>Aiguilles</i>	Température de l'air de -5 °C à -8 °C avec forte humidité.	
<i>Dendrites spatiales</i>	Température inférieure à -20 °C. Congélation simultanée de plusieurs cristaux.	
<i>“Boutons de manchette”</i>	Combinaison des autres formes par changement des conditions au cours de la chute du cristal.	
<i>Particules irrégulières</i>	Combinaison des autres formes.	
<i>Neige roulée (grésil)</i>	Congélation de gouttelettes surfondues autour d'un cristal durant sa chute.	
<i>Granules de glace</i>	Gouttes de pluie congelées.	
<i>Grêle</i>	Gouttes de pluie congelées formées dans un cumulonimbus d'orage.	

Tableau 2.1 Tableau de classification des 9 familles de cristaux d'après l'O.M.M.

REMARQUE : il existe des cristaux qui ne résultent pas de précipitations. Il s'agit du :

- givre de surface, qui se forme la nuit par ciel dégagé lorsque la neige subit un important refroidissement (bilan thermique négatif) et refroidit l'air à son contact. La vapeur d'eau de l'air se condense en plaquettes de givre ou en paillettes sur les cristaux de neige à la surface du manteau. Du givre de surface, une fois enfoui, forme également des couches fragiles ;
- givre opaque, qui est un dépôt de glace provoqué par la congélation de gouttelettes (en surfusion) sur des surfaces très froides exposées au vent. Ce phénomène se rencontre habituellement par temps de brouillard et venteux. Des « flammes » de glace apparaissent le long de ces objets et sont orientées dans le sens du vent ; leur effet sur certaines structures (câbles, pylônes, etc.) peut

être désastreux car les dépôts de glace entraînent une surcharge importante. Nous n'en reparlerons pas car il ne concerne pas le manteau neigeux.

2.5.2 Influence de la température

Si la température est largement négative, les cristaux tombent isolément ou en légers flocons. Au-dessous de -5°C , les flocons ne subissent que très peu d'altérations et se déposent en couches de neige poudreuse de faible masse volumique (entre 20 et 100 kg/m^3). Si la température augmente et s'approche de 0°C (jusqu'à $+2^{\circ}\text{C}$ au voisinage du sol), des flocons plus humides et volumineux arrivent au sol. Des précipitations de neige avec intermittences de pluie sont alors possibles. La couche déposée est constituée de neige humide et lourde (de 150 à 200 kg/m^3 voire plus). En moyenne, la limite pluie/neige se situe de 200 à 400 m au-dessous de l'isotherme 0°C .

2.5.3 Influence du vent

L'action du vent est double. D'une part, il va être l'agent de transformation mécanique le plus important ; son action commence dès la chute des cristaux car il augmente les chocs et casse leurs branches. D'autre part, au cours de la précipitation il transporte la neige qui se dépose dans les zones les moins soufflées. La neige déposée au sol peut être encore reprise par le vent et transportée sur des grandes distances, parfois plusieurs jours après la chute (surtout lorsqu'il s'agit de neige poudreuse). D'importantes accumulations de neige peuvent dès lors prendre naissance.

Mécanisme de transport par le vent

Le vent est capable d'éroder localement le couvert neigeux et de transporter les particules arrachées. La capacité d'érosion et de transport est fonction de l'intensité du vent et de la qualité superficielle de la neige : en deçà d'une vitesse seuil, le vent est incapable de contrebalancer efficacement l'équilibre des grains (par gravité et force de cohésion). Cette vitesse seuil dépend fortement de l'état de surface du manteau : pour une neige poudreuse, une vitesse de 5 m/s est suffisante pour mettre en mouvement les particules tandis que pour une neige compacte, un vent de 30 m/s n'a qu'un faible effet [2].

Il existe trois modes de transport de la neige

- le *charriage* : à de faibles vitesses du vent, les grains sont mis en mouvement et se déplacent le long du sol en glissant et en roulant sur les autres grains ;
- la *saltation* : à des vitesses plus importantes, le vent est capable d'éjecter les particules qui rebondissent et heurtent en retombant d'autres particules qui se mettent à leur tour en mouvement ou bien marquent un temps d'arrêt avant d'être de nouveau éjectées. Ces trajectoires en *sauts de puce* sont irrégulières. Lorsque l'écoulement d'air près du sol est sous forme de bouffées turbulentes, des tourbillons prennent et projettent (jusqu'à 1 mètre de hauteur) les particules de neige qui sont reprises par le vent tant que sa

concentration en particules est inférieure au seuil de saturation [3] (on parle de *saltation modifiée*). Au sol, ces différences de vitesse donnent naissance à des zones de circulation rapides et lentes, qui créent des formes particulières d'érosion et de dépôt : les *rides*, les *vagues* ou les *zastругis* ;

- la *suspension* : il s'agit d'une diffusion turbulente provoquée par des tourbillons qui mettent en suspension les particules de neige préalablement projetées par saltation. Ces phénomènes sont souvent visibles près des crêtes ou des cols : on parle de la « chasse-neige » (ou de crêtes qui « fument »). La neige peut parcourir ainsi de grandes distances (de l'ordre du kilomètre), limitées toutefois par la sublimation des particules.

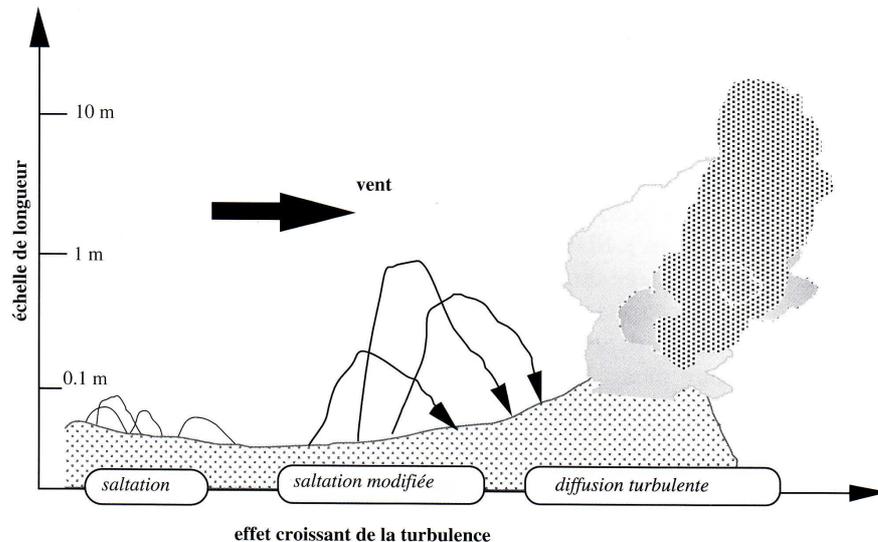


Figure 2.14 Les principaux modes de transport de neige par le vent et leur échelle de longueur (hauteur de l'écoulement de neige reprise).

Accumulation de neige par le vent

La neige transportée par le vent se dépose dans les zones de moindre influence : accumulations, congères et corniches sont les types de dépôt qu'on rencontre couramment en montagne. Sur les plateaux ou en plaine, les dépôts existent sous forme de congères et de glaçage des routes (ou « tôle ondulée »).

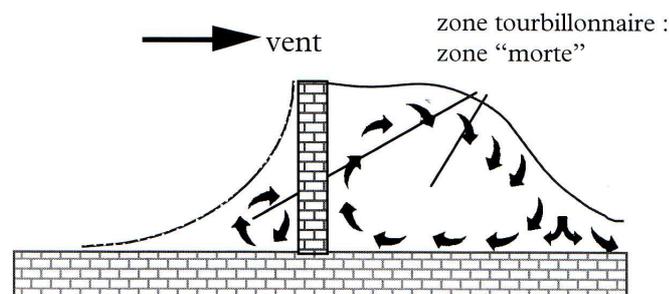


Figure 2.15 Effet d'un obstacle sur un écoulement d'air : création de zones mortes.

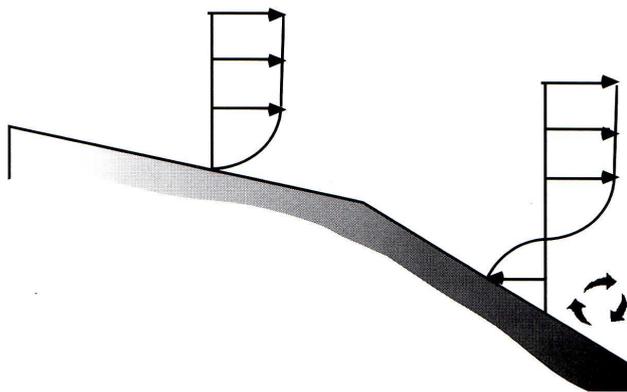


Figure 2.16 Effet d'un changement de déclivité.

La position de ces accumulations est intimement liée aux perturbations des mouvements d'air dues au relief. En effet, lorsqu'un mouvement d'air rencontre un obstacle, il se crée des zones « mortes » (devant ou derrière l'obstacle) qui ne participent plus au courant général. L'influence du vent y devient négligeable ou bien il se crée un flux local tourbillonnaire en « circuit fermé » (zone de recirculation). C'est ainsi que des congères importantes se forment derrière des obstacles tels que haies, édifices, croupes, etc. Un changement de déclivité dans une pente peut être suffisant à provoquer un décollement des lignes de courant, alimentant un courant de sens inverse au flux général ou créant des effets de sillage.

Les différents types de dépôt

Les trois formes classiques de dépôt sont :

- la *corniche*, qui se forme le long de crêtes ventées. Selon un scénario souvent proposé pour expliquer leur croissance, les corniches sont formées de grains très fins (0,1 mm) qui s'agglomèrent très facilement [4] ;
- la *congère*, qui est une accumulation de neige derrière un obstacle (bâtiment, végétation, rocher, etc.) ou dans les creux (combes, trous, cuvettes, etc.) ;
- la *plaque à vent*, où la neige entraînée par le vent durant la précipitation ou reprise au sol, est déposée plus loin, dans une zone plus ou moins à l'abri du vent. Ainsi, on trouve fréquemment des accumulations de neige soufflée juste derrière une ligne de crête. L'épaisseur de ces dépôts est souvent importante, et c'est ainsi que le vent peut adoucir ou gommer le relief en garnissant les creux, en formant des « plaques », en surchargeant des pentes entières (le plus souvent, la pente sous le vent).

REMARQUE : beaucoup d'idées fausses et de descriptions fantaisistes circulent encore sur la plaque à vent : par définition, c'est une accumulation de neige soufflée. À ce stade, on ne peut rien dire sur la nature de la neige déposée, sur son extension géographique ou sur sa stabilité : ainsi, certaines personnes la décrivent comme une couche de neige dure, de densité élevée (supérieure à 200 kg/m^3), de couleur mate, se formant derrière une crête ou un col, adhérent mal à la sous-couche, susceptible



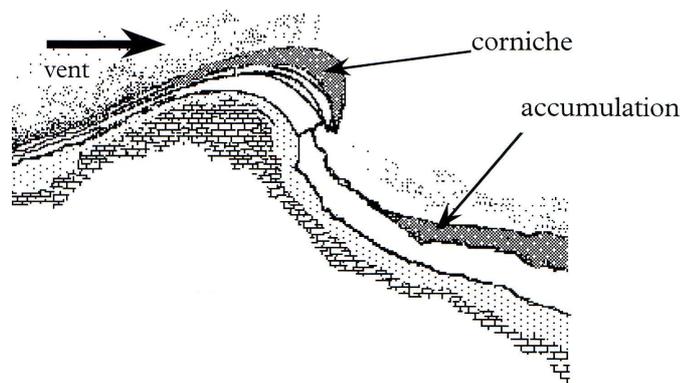


Figure 2.17 La corniche se forme au fil des épisodes venteux.

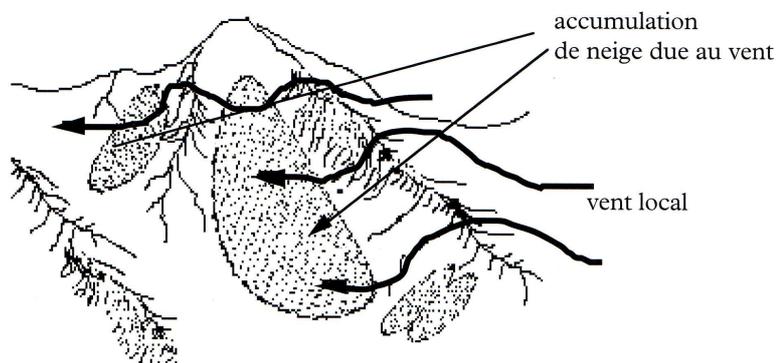


Figure 2.18 La plaque à vent est une accumulation de neige transportée par le vent durant ou après une précipitation.

de se briser en blocs et de partir en avalanche au passage de skieur(s). Ces descriptions sont souvent erronées [5, 6, 7, 8, 9]; entre autres, le skieur doit prendre garde à ne pas focaliser son attention uniquement sur les plaques dures.

Par ailleurs, il faut préciser que les accumulations de neige soufflée par le vent existent avec des tailles diverses : à l'échelle locale (ordre de grandeur la dizaine de mètres, voire la centaine), on parle de plaque à vent ; à l'échelle d'un versant, on parle également de *suraccumulation de neige*, dont la formation conjugue plusieurs effets : transport de neige par le vent, effet de barrière du relief qui « accroche les nuages », conformation du relief qui dévie le vent synoptique, etc. La notion de *suraccumulation* est surtout employée pour l'analyse spatiale du risque.

Répartition des zones d'accumulation et d'érosion

La répartition locale du vent pour un vent synoptique donné dépend fortement de la configuration du terrain et des micro-reliefs. De ce fait, le transport et le dépôt de neige par le vent sont aussi extrêmement variables sur le terrain. Cette variabilité des caractéristiques des accumulations (dont leur localisation géographique) est

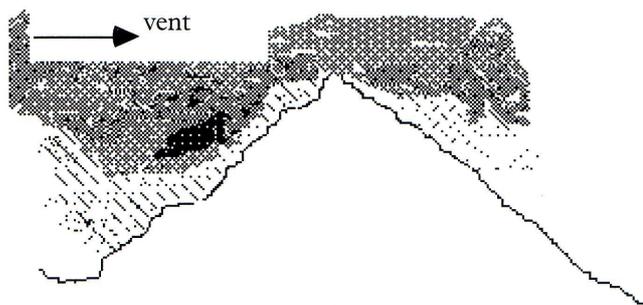


Figure 2.19 Exemple de suraccumulation affectant le versant au vent durant un épisode météorologique, qui va surcharger ce versant-ci.

encore renforcée par l'existence de plusieurs modes de dépôt :

- *affaiblissement du vent* : lorsque la vitesse du vent diminue, les particules de neige se déposent ;
- *zone « morte »* : dans certains contextes météorologiques, le relief peut créer des zones qui ne participent que faiblement au courant général, « piégeant » ainsi la neige qui s'y dépose ;
- *obstacle* : lorsque la neige en mouvement rencontre un obstacle, elle peut être arrêtée ou freinée par celui-ci ; on peut ainsi trouver des accumulations au pied d'un couloir ou de barres rocheuses.

Nature de la neige déposée

La morphologie des grains et les caractéristiques mécaniques (cohésion, résistance au cisaillement, etc.) sont extrêmement variables dans les zones d'accumulation : on trouve toute une gamme de qualité de neige allant de la neige friable à de la neige très dure. La neige transportée contient des grains fins, des particules reconnaissables et de très petits grains (0,1 mm de diamètre). Il semble que plus le vent souffle violemment, plus on peut s'attendre à trouver des particules fines avec des angles aigus [4]. Le vent peut par ailleurs reprendre de la vieille neige déjà métamorphosée et rien n'interdit de trouver des accumulations avec des grains à faces planes. Comme le vent a tendance à diminuer la taille des grains, le temps de frittage s'en trouve extrêmement diminué : on peut alors aboutir plus rapidement à une bonne cohésion de frittage que dans le cas d'une métamorphose de faible gradient affectant une couche de neige non ventée. Dans beaucoup de cas, lorsque le vent souffle irrégulièrement au cours du temps, la nature du dépôt est complexe et laisse apparaître différentes natures de neige lorsque l'on effectue un sondage par battage. Au cours d'un même épisode venteux, le dépôt peut résulter de la superposition de plusieurs couches : on trouvera ainsi à la fois des grains fins et particules reconnaissables, compte tenu d'une part de la variation d'intensité du vent et d'autre part du frittage.

Bibliographie

- [1] J.-P. Triplet et G. Roche, *Météorologie Générale*, (École Nationale de Météorologie, Toulouse, 1996).
- [2] F. Naaim-Bouvet et G. Brugnot, *Transport de la neige par le vent. Connaissances de bases et recommandations*, (Cemagref, Grenoble, 1992).
- [3] A. Clappier et T. Castelle, Modélisation numérique du transport de neige par saltation, *symposium de Chamonix*, CISA-IKAR, juin 1991, (1991, ANENA Grenoble) pp. 105–117.
- [4] G. Guyomarc'h et L. Merindol, Étude du transport de neige par le vent, *symposium de Chamonix*, CISA-IKAR, juin 1991, (1991, ANENA Grenoble) pp. 77–82.
- [5] A. Duclos, Plaques à vent ou plaques friables, *La Montagne et Alpinisme* **175** (1994) 72–74.
- [6] C. Ancey, Avalanches : dangers réels et dangers perçus par le skieur, *Sommet* 2 (1994) 29–35.
- [7] C. Rey, La prévision du risque et les plaques, *Neige et Avalanches* **62** (1993) 24–27, 1993.
- [8] A. Duclos, Neige, vent et avalanches, *Neige et Avalanches* **64** (1993) 21–27, 1993
- [9] C. Ancey, *Plaque à vent : mythes et réalité*, (1994, Cemagref, Grenoble).
- [10] P. Souhaité, *Contribution à la prévision du foehn en Savoie*, (Météo-France, CDM de Bourg-Saint-Maurice, janvier 1989).
- [11] Direction de la Météorologie, Bulletin quotidien de renseignements du vendredi 13 janvier 1978.

Références complémentaires

- J.-J. Thillet et A. Joly : Débat sur le front polaire, *La Météorologie* 8^e série, 18 (1995) 58–67.
- E. Choissnel : Le cycle de l'eau, *La Météorologie* 8 série, 20 (1997) 12–30.
- J.-J. Thillet : *La météorologie de montagne* (1997, Le Seuil, 192 p.).
- P. Souhaité : Recueil de fiches d'aide à la prévision montagne en Savoie pour les situations d'hiver, Monographie n^o 7 (Météo-France, Paris, 1993) 60 p.

