Le texte suivant est tiré du livre « les climats, mécanismes et répartition », Alain Godard, Martine Tabeau, ed.Armand Colin, 2002.

Chapitre 3

Pressions et vents

L'atmosphère est une enveloppe essentiellement gazeuse bien qu'elle comprenne des corps sous les trois états de la matière. Elle présente une stratification verticale liée aux variations que subit la température de l'air avec l'altitude.

En basse atmosphère, dans la couche dénommée « troposphère », la température diminue avec l'altitude. L'épaisseur de la troposphère varie avec la latitude : entre 7 km à l'équateur et 18 km aux pôles. Au-delà d'une discontinuité appelée « tropopause » commence la stratosphère. La température y croît avec l'altitude jusque vers 50 km. C'est dans la stratosphère que se place la couche d'ozone, gaz qui filtre et absorbe la radiation ultraviolette du soleil, limitant ainsi l'énergie qui parvient à la surface de la planète.

En climatologie, traditionnellement, on ne s'intéresse que peu aux couches atmosphériques situées très au-delà de la tropopause. Dans la stratosphère, les mécanismes sont différents de ceux de la troposphère par suite de la raréfaction progressive de l'air, de sa mobilité laminaire qui produit des vents violents de plus de 300 km/h, et de la disparition de l'eau.

1. La pression atmosphérique

1.1. *Définition*

La masse de l'atmosphère est d'environ 5 130 millions de tonnes. Elle pèse donc un certain poids à la surface de la planète ; elle exerce une pression appelée *pression atmosphérique*.

Si l'air était équiréparti tout autour de la terre, la pression atmosphérique « normale » au niveau de la mer s'élèverait à 1 013,25 hPa. L'hectopascal est l'unité habituellement utilisée en météorologie et en climatologie et a remplacé le millibar (1 hPa = 1 mb = 1 000 dynes). Une colonne d'air de 1 cm^2 de section est en moyenne équilibrée par une colonne de mercure de même section atteignant 76 cm de hauteur, si bien qu'on indique parfois la pression atmosphérique en cm ou mm de mercure (76 cm de Hg = 1 013,25 hPa).

1.2. *Variation altitudinale*

L'attraction newtonienne et la compressibilité de la masse gazeuse conduisent les molécules d'air à se tasser au contact du substrat terrestre. L'air est de plus en plus dilué au fur et à mesure que l'on se dirige vers l'espace, mais sans que l'on puisse d'ailleurs donner une limite altitudinale nette à la haute atmosphère. Plus des neuf dixièmes de la masse atmosphérique sont concentrés dans la troposphère ; les trois quarts étant traversés sur les dix premiers kilomètres, 99 % sur les 31 premiers kilomètres.

L'atmosphère se raréfiant vers le haut, la pression diminue avec l'altitude. Les relations entre l'altitude et la pression atmosphérique permettent d'établir

des correspondances, des niveaux de référence (700 hPa, 500 hPa), dans ce que l'on dénomme l'atmosphère standard.

Tableau 3.1 — **Atmosphère standard**

Pression moyenne (hPa)	Altitude approximative (km)
300	9,2
500	5,6
700	3
1 015	surface

1.3. *Variations horizontales, champs de pression*

Si l'atmosphère était soumise à la seule pesanteur, elle resterait immobile au-dessus de nous, ce qui n'est évidemment pas le cas puisque le temps change. Nous avons vu dans les deux chapitres précédents que l'échauffement n'était pas réparti de façon égale selon les latitudes. Ces inégalités se traduisent par des différences de pression sur un même plan horizontal et en conséquence par une mobilité de l'air.

Lorsque la pression enregistrée au sol ou à un quelconque niveau altitudinal est supérieure à la normale, la situation est *anticyclonique*; au contraire, lorsque la pression est inférieure à la normale la situation est *dépressionnaire*.

Si l'on veut cartographier les variations horizontales de pression (le champ de pression) en surface, il faut au préalable éliminer deux influences perturbatrices :

– celle de l'altitude : pour ce faire, il suffit d'introduire une correction qui tient compte de la diminution de pression vers le haut et a pour effet de ramener les valeurs à ce qu'elles seraient au niveau de la mer (le procédé de réduction rappelle donc celui qu'on emploie pour les températures);

– celle des oscillations semi-diurnes de pression (la « marée barométrique ») qui sont liées aux variations diurnes de température et sont surtout sensibles dans la zone intertropicale.

Ces opérations effectuées, il est facile de tracer à partir des valeurs reportées sur une carte les lignes d'égale pression ou *isobares*, resserrées ou écartées selon que le gradient horizontal de pression est fort ou faible. Le dessin fermé des isobares montre à l'évidence que la répartition des pressions n'est pas aléatoire (fig. 3.1) et fait apparaître des *individus isobariques* de hautes pressions (anticyclone ou maximum barométrique) et de basses pressions (dépression, minimum barométrique). On souligne généralement la netteté du dispositif en renforçant l'isobare 1 015 hPa qui correspond en gros à la pression moyenne au niveau de la mer.

Cette figuration par isolignes n'est pas sans rappeler une carte de relief en courbes de niveau et la terminologie simple qu'on adopte parfois — dorsale, col, talweg, etc. — fait clairement référence à la topographie. On qualifiera par exemple de *marais barométrique* un champ de pression aux contrastes faibles, aux unités mal individualisées.

Si les anticyclones sont souvent de plus grande taille que les dépressions, ils sont en revanche moins « saillants » que les dépressions ne sont « creuses », et les gradients barométriques horizontaux y sont généralement moins accusés.

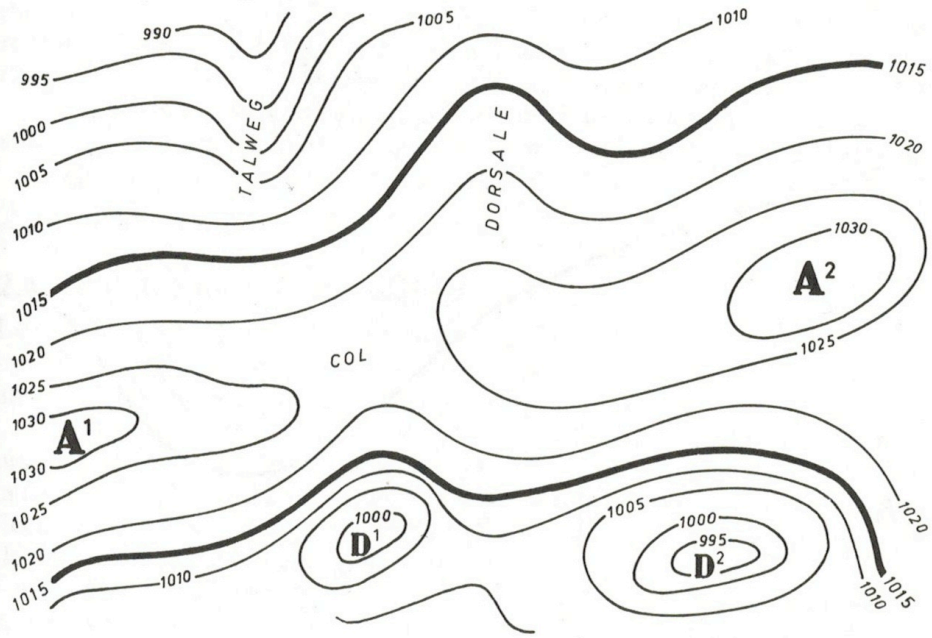

FIG. 3.1 — **Un exemple de champ de pression en surface.**
Les isobares sont cotées de 5 en 5 hPa. A : Anticyclone; D : Dépression.

Certains anticyclones et certaines dépressions montrent une persistance à se reformer au même endroit, de sorte qu'ils apparaissent bien sur les cartes moyennes. C'est le cas dans l'Atlantique nord de la dépression d'Islande et de l'anticyclone des Açores. Ces unités statistiquement permanentes commandent le temps qu'il fait et méritent donc leur nom de centres d'action. Elles expliquent les climats dont la répartition sera exposée au chapitre 8.

L'étude de l'évolution du temps suppose une analyse des changements de pression durant un intervalle de 6, 12, 24 heures. On utilise des cartes de variations de champ de pression dressées à partir de lignes d'égal changement de pression ou isallobares. Le dessin fait apparaître des noyaux de hausse ou de baisse de pression très utiles à la compréhension de l'évolution du temps.

De même qu'on construit des cartes barométriques au niveau de la mer, on peut cartographier le champ de pression à telle ou telle altitude, en utilisant les données fournies par les sondages. Mais dans la pratique il est plus commode de repérer et de reporter les altitudes auxquelles se situent les *surfaces isobares*, c'est-à-dire les surfaces dont tous les points subissent la même pression atmosphérique. On le fait d'ordinaire pour certains niveaux-références de l'atmosphère-standard, en particulier 700, 500 et 300 hPa. La figuration directement obtenue n'est autre que la topographie de la surface isobare analogue en tout point à une représentation du relief en courbes de niveau.

La photocopie non autorisée est un délit.

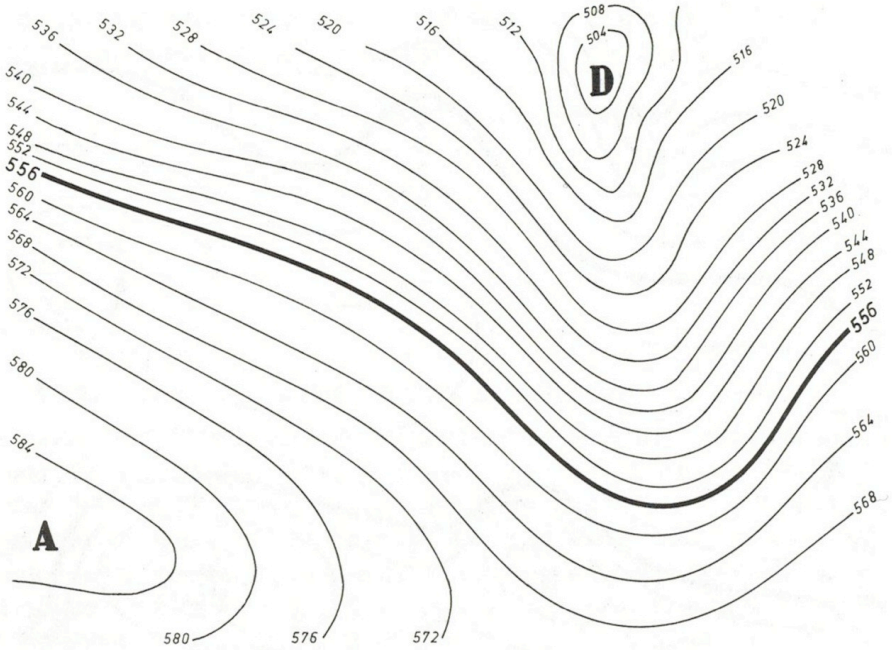

FIG. 3.2 — **Un exemple de topographie de la surface 500 hPa.**
Les altitudes sont cotées en décamètres; l'équidistance est de 4 dam.

Les lignes d'égale altitude ou *isohypses* sont cotées en décamètres (dam). Pour le niveau 500 hPa (fig. 3.2), l'altitude moyenne est de 556 dam. Les altitudes supérieures trahissent l'existence d'anticyclones relatifs et les altitudes inférieures des basses pressions relatives.

En comparant les champs de pression en surface et à différents niveaux altitudinaux, on constate qu'il n'y a pas obligatoirement correspondance entre les uns et les autres. Certains individus isobariques se renforcent, sont épais, d'autres au contraire s'affaiblissent ou disparaissent au-delà de quelques milliers de mètres d'altitude. Pour comprendre ces dispositifs, il faut faire appel à l'origine des anticyclones et des dépressions et à la densité de l'air (elle-même fonction de sa température) qui décroît plus vite avec l'altitude dans un air froid et dense que dans un air chaud plus dilaté.

On oppose ainsi habituellement les cellules thermiques et les cellules dynamiques. Les premières sont pelliculaires et naissent par le bas du contact entre un air et un substrat (continental ou océanique) très différents par leur température.

Tel est le cas en Europe centrale en hiver où l'air se tasse par refroidissement à la base (anticyclone d'Europe centrale). La dépression du golfe de Gênes naît en Méditerranée lorsque les eaux plus chaudes que l'air dilatent les particules à l'interface. Ces hautes ou basses pressions disparaissent en moyenne troposphère où elles sont remplacées par de l'air advecté.

Au contraire, les cellules dynamiques qui doivent leur origine à des mécanismes de tassement ou d'aspiration en altitude, comme l'anticyclone de Sainte-Hélène ou la dépression des Aléoutiennes, ont tendance à se maintenir

ou à se renforcer au-delà du niveau 500 hPa. Naturellement, le substrat peut renforcer dans les basses couches la tendance dynamique. C'est le cas de la dépression d'Islande en hiver sur les eaux chaudes de la dérive nord-atlantique.

On voit par ces différents exemples combien il est important de connaître la situation en altitude quand on veut comprendre le temps et son évolution.

2. Les vents

2.1. *Le vent tributaire du gradient*

Le vent est un déplacement d'air né des différences de pression existant sur un même plan horizontal. Il tend à rétablir l'équilibre de pression en vidant les anticyclones au profit des basses pressions.

Sur un géoïde supposé immobile, le vent dépendrait uniquement du champ de pression, sa direction serait perpendiculaire aux isobares et se confondrait avec la force du gradient barométrique. Sa vitesse serait proportionnelle à la valeur de l'écart de pression par unité de longueur — le gradient — et à la densité de l'air (le déplacement est d'autant plus rapide que la densité est basse).

Ces deux principes s'appliquent aux vents réels, mais le plus souvent ceux-ci sont fort éloignés de ce vent associé au seul effet de gradient. Les vents locaux et alternatifs type brise (vents faibles se déplaçant sur des distances réduites) sont les rares cas de vent réel qui s'en rapprochent.

La vitesse et la direction du vent dans les basses couches sont modifiées par le substrat continental qui introduit des forces de frottement susceptibles de freiner ou de dévier l'écoulement de l'air.

2.2. *Le vent géostrophique*

On a remarqué depuis longtemps que les vents ne soufflaient pas directement des anticyclones vers les dépressions, mais de telle sorte que :

– dans l'hémisphère nord, l'air quitte les anticyclones en tournant dans le sens des aiguilles d'une montre et pénètre dans les dépressions en tournant en sens inverse des aiguilles d'une montre.

– dans l'hémisphère sud, l'air quitte les anticyclones en tournant en sens inverse des aiguilles d'une montre et pénètre dans les dépressions en tournant dans le sens des aiguilles d'une montre.

Cette «règle» est le fruit des observations empiriques effectuées au XIXe siècle par le météorologiste hollandais Buys-Ballot (fig. 3.3).

Pour un observateur terrestre (fig. 3.4), tout se passe comme si une influence déviatrice agissait sur les déplacements d'air pour les écarter de leur simple trajectoire rectiligne. En réalité, cette force appelée déviation ou accélération de Coriolis (du nom d'un mathématicien français du début du XIXe siècle) n'est qu'apparente.

Un mobile qui se déplacerait au-dessus d'un disque animé d'un mouvement rotatif et vers un point situé au-delà de ce disque aurait pour un observateur placé en ce point une trajectoire *absolue* rectiligne. Par contre, pour un autre observateur placé sur le disque, le mouvement *relatif* du mobile apparaîtrait

© Armand Colin. La photocopie non autorisée est un délit.

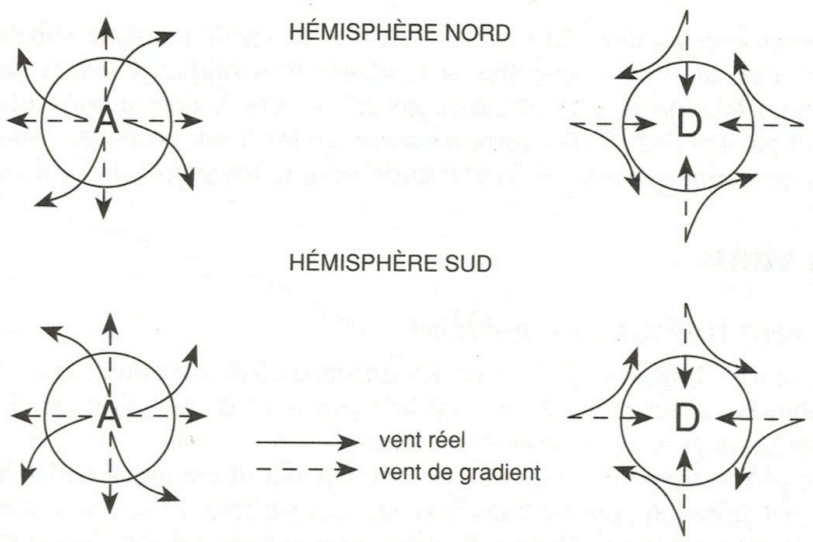

FIG. 3.3 — **Règle de Buys Ballot.**

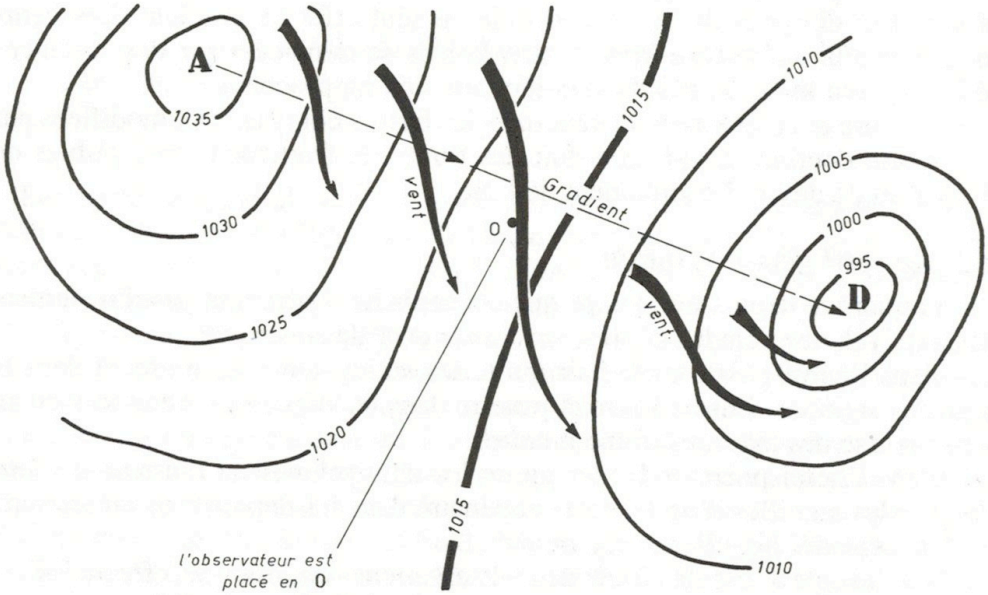

FIG. 3.4 — **Déviation des vents de surface dans l'hémisphère nord.**

courbé vers la droite. Les mêmes relations peuvent s'appliquer aux vents soufflant au-dessus de la terre qui tourne sur elle-même d'Ouest en Est.

Une telle déviation n'est pas sans limites : elle ne peut évidemment pas aboutir à un déplacement d'air opposé à la force de gradient, c'est-à-dire des basses pressions vers les hautes pressions. C'est donc en définitive par un ajustement exact entre la

force horizontale de pression et la force de Coriolis que le vent tend à souffler parallèlement aux isobares — on parle de *vent géostrophique* — maintenant ainsi (pour l'hémisphère nord) les hautes pressions sur sa droite, les basses pressions sur sa gauche, évitant que les anticyclones ne se vident, que les dépressions ne se comblent.

En fait, la déviation à 90° du vent géostrophique suppose une force de Coriolis importante. Or cette dernière est proportionnelle :

1. *à la vitesse du vent.* Toute cause de frottement réduisant la force du vent aura du même coup pour effet de diminuer la déviation. On s'explique ainsi que les vents géostrophiques ne soient réalisés qu'en altitude, à partir de 1 000 m et au-delà.

2. *à la position en latitude*, car la force de Coriolis est proportionnelle au sinus de la latitude. Elle sera donc maximale près des pôles (sin. 90° = 1) et nulle à l'équateur (sin. 0° = 0). Aussi est-il facile de saisir pourquoi dans la zone intertropicale les vents font — même sur les océans — un angle plus marqué avec le tracé des isobares que dans les moyennes et hautes latitudes.

À proximité immédiate de l'équateur, l'absence de cyclones dévastateurs très creusés s'explique de la même manière.

3. Interactions mouvements horizontaux/mouvements verticaux

S'il est commode d'analyser successivement les pressions et les vents, il ne faut pas en déduire pour autant que les seconds découlent simplement des premières. L'atmosphère est constamment le siège d'ajustements réciproques.

3.1. *Divergence et convergence*

Au voisinage du sol, dans un anticyclone, l'air afflue sans cesse du haut vers le bas, à la fois parce que la forte densité favorise cette descente, mais aussi parce que le mouvement divergent des vents de surface, obliques aux isobares, crée les conditions propres à ce renouvellement par le haut. On est donc en droit d'affirmer que *dans les anticyclones l'air est subsident avec vents divergents de surface*. Mais il serait vain de vouloir distinguer la cause et l'effet. Pour les mêmes raisons, on ne peut pas séparer dans la dépression voisine l'ascendance et la convergence et l'on doit seulement constater que *dans les dépressions l'air est ascendant avec vents convergents de surface* (fig. 3.5).

Il est clair qu'un afflux d'air en surface contribue à diminuer au-dessus de la dépression la décroissance de pression vers le haut. Aspiration de bas en haut et divergence en altitude vont souvent de pair. Inversement, le mouvement divergent de l'air au sol favorise au-dessus de l'anticyclone un certain déficit relatif. L'inversion du champ de pression en altitude qui en résulte est dans ce cas d'origine purement dynamique et non thermique.

Ainsi s'affirme la complexité de ces mécanismes intimement liés les uns aux autres où interviennent en même temps les excès et les déficits instantanés d'alimentation, les mouvements compensateurs dans le sens vertical et horizontal, les processus dynamiques et thermodynamiques.

© ARMAND COLIN. La photocopie non autorisée est un délit.

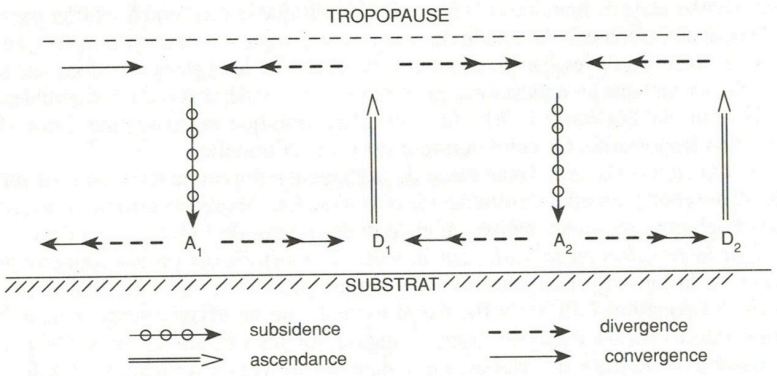

FIG. 3.5 — **Mouvements verticaux et horizontaux associés au champ de pression.**

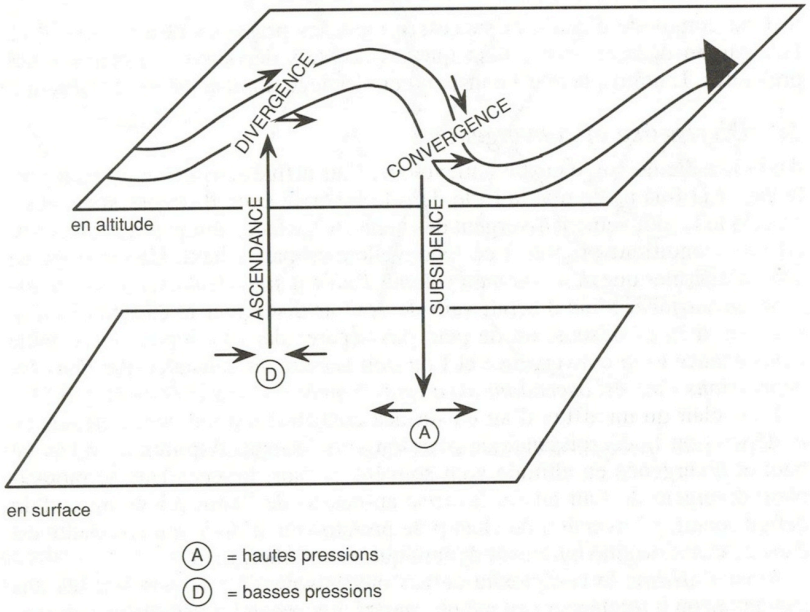

FIG. 3.6 — **Onde d'altitude et pression au sol.**

3.2. *La courbure du flux*

En altitude et notamment dans l'atmosphère libre, les vents peuvent être assimilés à des flux géostrophiques. Ces courants aériens, qui dans l'hémisphère nord laissent sur leur droite les hautes pressions et sur leur gauche les basses pressions, comportent des ondulations, « les ondes d'altitude » qui leur donnent tantôt une courbure anticyclonique (sens des aiguilles d'une montre), tantôt une courbure cyclonique (sens inverse). On est presque tenté de dire qu'ils « construisent » en quelque sorte les anticyclones et les dépressions d'altitude. Ainsi le flux d'Ouest de la figure 3.6 est-il associé à de hautes pressions sur son flanc sud, à de basses pressions sur son flanc nord.

Bien que les différences de pression d'un point à l'autre soient beaucoup plus faibles dans le sens latéral (200 hPa au maximum) que dans le sens vertical, les déplacements horizontaux l'emportent largement par leur ampleur et par leur vitesse sur les mouvements verticaux.