

## Est-il réellement si difficile de prévoir le temps qu'il fera demain ?

PAR

O. TALAGRAND

*Attaché de recherche au CNRS*

A côté d'autres sciences de la nature comme l'astronomie par exemple, la météorologie fait un peu figure de parent pauvre. Elle n'a pas, aux yeux de beaucoup, le sérieux et la profondeur d'autres disciplines, et les météorologistes sont parmi les rares scientifiques dont le grand public mette parfois en doute la compétence professionnelle. Et de fait, notre connaissance et notre compréhension des phénomènes de l'atmosphère peuvent paraître peu développées : comparées à l'exactitude rigoureuse des prévisions astronomiques, les prévisions météorologiques sont bien vagues et bien limitées. Cela est d'autant plus surprenant si l'on songe à l'influence que l'état de l'atmosphère a sur les activités humaines de toutes sortes, et aux multiples avantages que l'on gagnerait à savoir prévoir avec plus de précision le temps à venir. Et l'on est porté à conclure soit que la physique des phénomènes atmosphériques est d'une complexité et d'une difficulté qui dépassent largement celles de la majorité des autres branches de la physique, soit que l'on n'a pas encore mis à l'étude de ces phénomènes tous les moyens intellectuels et matériels nécessaires à les comprendre.

Un problème majeur auquel se heurte l'étude de l'atmosphère est la difficulté à l'observer et à y déceler des lois générales. L'évolution de l'atmosphère apparaît extrêmement aléatoire et, en dehors

des variations saisonnières, elles-mêmes très fluctuantes d'une année sur l'autre, on n'observe guère dans l'atmosphère de ces régularités propres à donner prise à l'investigation scientifique. Pendant très longtemps, la prévision du temps est restée tout à fait locale et empirique : elle était le fruit d'une observation souvent minutieuse et prolongée de la nature, mais dont on ne pouvait déduire aucun principe général et qu'on ne pouvait rattacher précisément à aucune loi connue de la physique. Au milieu du XIX<sup>e</sup> siècle, le seul caractère général et régulier que l'on connût dans l'atmosphère était probablement les alizés, qui soufflent en permanence dans les deux hémisphères, des tropiques vers l'équateur.

A cette époque, un certain nombre d'observations, comme celle que fit l'astronome Le Verrier en 1855, stimulèrent l'étude de l'atmosphère : cette année-là, une tempête endommagea gravement les flottes française et anglaise stationnées en Crimée. Le Verrier remarqua après coup que cette tempête, avant d'atteindre la Crimée, avait traversé toute l'Europe d'ouest en est et que son arrivée aurait parfaitement pu être prévue si un réseau approprié d'observations et de communications avait existé. Les besoins de l'art de la guerre ont toujours servi de stimulant aux progrès de la science. Les observations de ce genre mirent en évidence la nécessité, pour prévoir le temps à venir en un endroit donné, de connaître la situation météorologique du moment sur de larges régions avoisinantes. On créa systématiquement des stations d'observations météorologiques. C'est de cette époque que datent la plupart des services météorologiques nationaux, chargés de fournir des prévisions quotidiennes. Différentes heures de la journée furent choisies, auxquelles les stations de tous les pays effectuent leurs mesures et les transmettent aux différents centres météorologiques.

Pendant longtemps, les données ainsi recueillies ont servi de base aux prévisions opérationnelles, réalisées à partir de lois semi-empiriques sur l'évolution de la situation météorologique.

Ces prévisions ne s'étendaient guère au-delà d'une journée. Cependant, les réseaux d'observations sont restés limités essentiellement aux pays développés, laissant pratiquement vides de mesures d'immenses parties du globe, en particulier dans les régions océaniques.

#### LES SATELLITES MÉTÉOROLOGIQUES

Depuis une douzaine d'années, l'utilisation des satellites météorologiques a profondément transformé la situation, au moins en ce qui concerne les observations. Ces satellites fournissent



FIG. 1. — Photographie de la couverture nuageuse du globe obtenue le 16 mai 1968 à 15,45 TU par le satellite ATS 3 (Photo NASA).

en permanence des photographies de la couverture nuageuse du globe, comme celle de la figure 1. Ce type d'information a considérablement amélioré notre connaissance de la situation météorologique et a déjà rendu d'inappréciables services, par exemple dans la prévision des redoutables cyclones tropicaux (fig. 2). Ces cyclones sont maintenant suivis dès leur apparition, et leurs déplacements peuvent être prévus avec une grande précision 24 ou 48 heures à l'avance. Il y a un peu plus d'une dizaine d'années encore, un de ces cyclones pouvait soudainement ravager de grandes étendues terrestres sans même que son existence ait été connue auparavant.

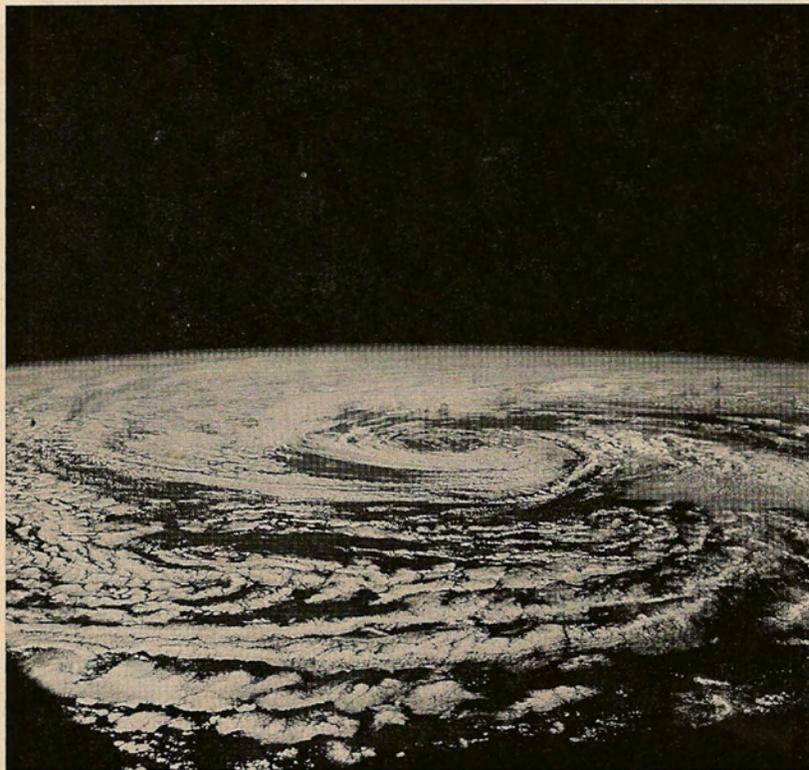


FIG. 2. — Cyclone tropical. Photographie prise le 11 mars 1969 au-dessus du Pacifique lors du vol Apollo 9 (Photo NASA).

Les observations par satellites ont été surtout limitées jusqu'à présent aux photographies de la couverture nuageuse, mais elles prennent de l'importance dans bien d'autres domaines. Une technique, qui a été développée ces dernières années et qui est opérationnelle depuis le lancement l'automne dernier du satellite ITOS D, permet de déterminer le profil vertical de température dans l'atmosphère à partir de la mesure du rayonnement infra-rouge émis par l'atmosphère vers l'espace extra-terrestre. D'autre part, la mesure du déplacement des nuages dans le temps fournit une estimation du champ des vents. Le satellite européen METEOSAT, qui doit être lancé en 1976, utilisera cette dernière technique en la combinant avec des mesures spectrales qui permettront de déterminer la nature et l'altitude des nuages.

#### LA CIRCULATION GÉNÉRALE DE L'ATMOSPHÈRE

Les observations météorologiques servent essentiellement à fournir l'information de base nécessaire aux prévisions opérationnelles. Cependant, l'accumulation des mesures effectuées depuis maintenant plus d'un siècle nous a progressivement apporté une connaissance assez détaillée des caractères généraux, plus ou moins permanents, de l'atmosphère. Ces caractères constituent ce que l'on appelle la « circulation générale ». Il faut noter que cette circulation générale est extrêmement difficile à mesurer avec précision. Les fluctuations dans le temps des différents champs météorologiques sont telles que seuls des ensembles extrêmement importants de données statistiques permettent une évaluation convenable de leurs propriétés moyennes. Mais le traitement de tels ensembles statistiques requiert un travail considérable. Notre connaissance de la circulation générale reste encore, malgré la quantité de mesures dont nous disposons, assez élémentaire.

Le trait dominant de la circulation générale est probablement l'équilibre approché, appelé équilibre géostrophique, qui prévaut aux latitudes moyennes entre les deux forces principales

déterminant le mouvement de l'air : la force de pression d'une part, dirigée des zones de hautes pressions vers les zones de basses pressions, et la force de Coriolis d'autre part, due à la rotation de la terre, perpendiculaire à la vitesse de l'air, dirigée vers la gauche dans l'hémisphère sud, vers la droite dans l'hémisphère nord (fig. 3). C'est à cause de cet équilibre que le vent tourne autour des zones de hautes et de basses pressions au lieu de se diriger des hautes pressions vers les basses. L'équilibre géostrophique établit

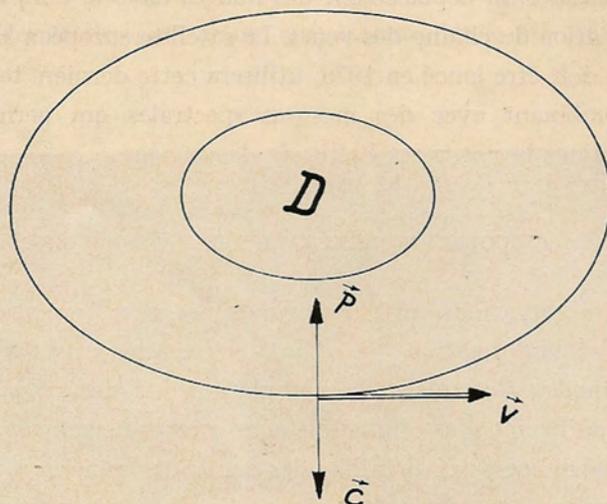


FIG. 3. — L'équilibre géostrophique représenté dans le cas d'une dépression dans l'hémisphère nord. La force de pression  $\vec{P}$ , perpendiculaire aux isobares, et la force de Coriolis  $\vec{C}$ , perpendiculaire au vecteur vitesse, et proportionnelle à son module, s'équilibrent. La vitesse est tangente aux isobares, et proportionnelle au gradient de pression.

en outre une relation entre la répartition des masses dans l'atmosphère et la répartition des vents. Le champ de masse, par l'intermédiaire des gradients de pression, provoque des mouvements dans l'atmosphère. Ces mouvements, à leur tour, modifient la répartition des masses. Le champ de masse et le champ de vent interagissent donc constamment l'un sur l'autre et il est naturel qu'il existe entre eux un espèce d'état d'équilibre, qui est précisément l'équilibre géostrophique. Dans les régions équatoriales,

la force de Coriolis s'annule, l'équilibre géostrophique n'est plus satisfait, et la relation entre les champs de masse et de vent n'est pas aussi simplement caractérisée.

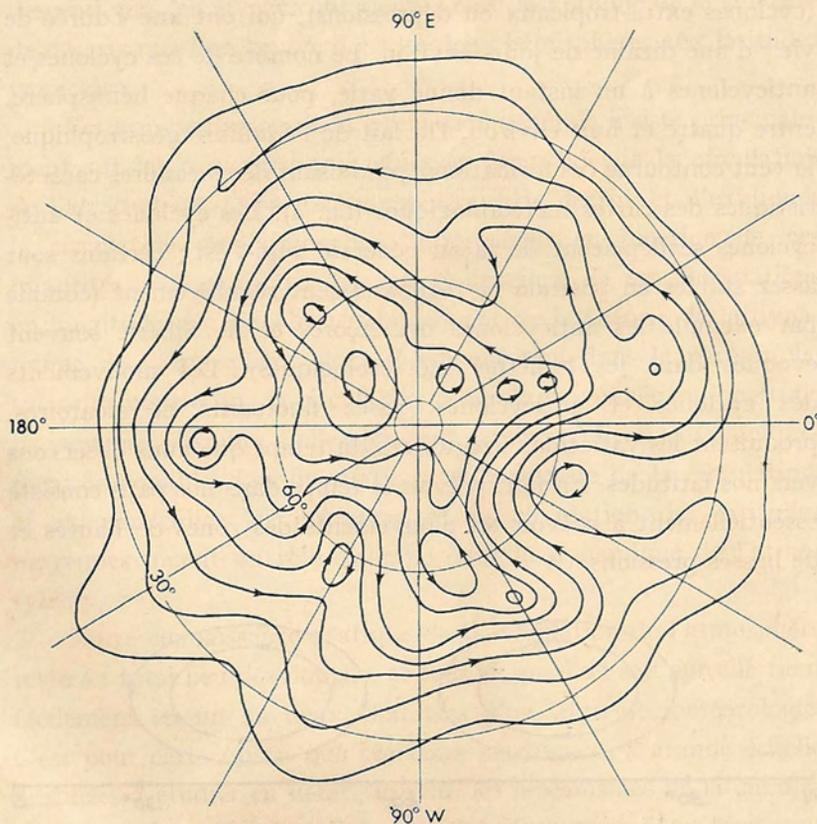


FIG. 4. — Exemple de lignes de courant de l'écoulement atmosphérique (hémisphère nord) au niveau de pression 500 mb (environ 5000 m).

Le champ de vent lui-même est constitué principalement dans chacun des deux hémisphères, par un courant d'ouest aux latitudes moyennes et par une cellule de type convectif aux latitudes tropicales. L'écoulement d'ouest des latitudes moyennes est toujours présent et bien caractérisé : son maximum, situé vers 12 kilomètres d'altitude, est constitué en général par un courant

très localisé et très rapide, le jet-stream, dont la vitesse peut atteindre plusieurs centaines de kilomètres par heure. On observe constamment dans l'écoulement d'ouest l'apparition et la disparition de zones de hautes pressions (anticyclones) et de basses pressions (cyclones extra-tropicaux ou dépressions), qui ont une « durée de vie » d'une dizaine de jours environ. Le nombre de ces cyclones et anticyclones à un instant donné varie, pour chaque hémisphère, entre quatre et huit environ. Du fait de l'équilibre géostrophique, le vent contourne ces formations, produisant des méandres caractéristiques des cartes météorologiques (fig. 4). Les cyclones et anticyclones se déplacent de façon générale vers l'est ; certains sont assez stables en position et réapparaissent régulièrement (comme par exemple les anticyclones des Açores et de Sibérie souvent évoqués dans les bulletins météorologiques). Les mouvements des cyclones et anticyclones, assez fluctuants et aléatoires, produisent les variations irrégulières du temps que nous observons vers nos latitudes. En fait, prévoir le temps dans nos pays consiste essentiellement à prévoir les mouvements des zones de hautes et de basses pressions.

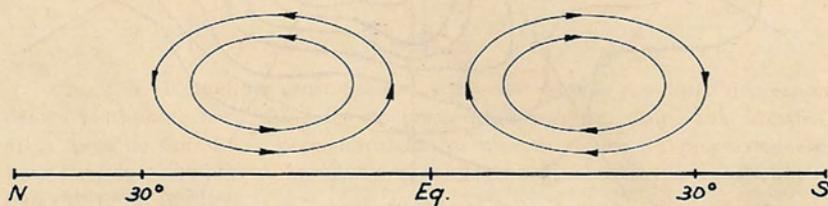


FIG. 5. — Les deux cellules de Hadley intertropicales.

Les deux cellules jumelles des latitudes tropicales, appelées cellules de Hadley (fig. 5), sont constituées d'un courant ascendant au-dessus de l'équateur et d'un courant dirigé vers les tropiques aux niveaux supérieurs de l'atmosphère compensé, après une descente de l'air au-dessus des tropiques, par un courant dirigé vers l'équateur aux niveaux inférieurs (alizés). La force de Coriolis dévie le courant supérieur vers l'est et le courant inférieur vers

l'ouest. La partie ascendante au-dessus de l'équateur est chargée d'humidité puisée dans l'océan qui se condense dans le mouvement de montée, produisant les pluies abondantes des régions équatoriales. Ainsi asséché, l'air est transporté vers les tropiques où il descend vers les niveaux inférieurs ; c'est là l'origine de la ceinture de déserts que l'on trouve dans les deux hémisphères aux latitudes tropicales.

Cette présentation de la circulation générale insiste principalement sur les caractères moyennés en longitude de la circulation de l'atmosphère. On a longtemps essayé de décrire et d'expliquer la circulation de l'atmosphère uniquement en fonction de ces quantités moyennes, en faisant abstraction de ses fluctuations en longitude. En fait, le développement de la théorie de la dynamique de l'atmosphère, dont il est question dans le paragraphe suivant, montre que la circulation générale moyennée en longitude ne peut pas se suffire à elle-même, et même qu'elle est dynamiquement impossible. Les fluctuations en longitude de la circulation, et en particulier les méandres de la circulation des latitudes moyennes jouent un rôle essentiel dans la dynamique de l'atmosphère.

Notre connaissance pratique de la circulation de l'atmosphère reste au total peu développée, et tout ce que l'on sait sur elle tient facilement en un ou deux chapitres d'un livre de météorologie. C'est pour cette raison que plusieurs expériences à grande échelle destinées à étudier en détail, in situ, les mécanismes de la circulation générale, ont été réalisées ces dernières années, ou bien sont en cours de préparation. L'expérience franco-américaine EOLE, réalisée en 1971-72, a permis, à la suite d'expériences similaires à plus petite échelle (expériences américaines GHOST) de suivre pendant plusieurs mois, à l'aide d'un satellite, quatre cents ballons plafonnants qui déviaient avec les vents dans l'hémisphère sud en mesurant les principaux paramètres météorologiques (pression, température, vent). Cette expérience a permis de préciser dans le détail notre connaissance de la circulation de l'hémisphère

austral. Un projet international beaucoup plus vaste, le Global Atmospheric Research Program (GARP) sera réalisé sur plusieurs années à partir de 1974. Un important programme d'observation a été défini, utilisant essentiellement des ballons plafonnants et des bouées dérivant à la surface des océans. Les ballons et les bouées seront localisés par des satellites, qui recueilleront en outre leurs mesures pour les transmettre ensuite aux différentes stations d'écoute. La première partie du programme GARP sera réalisée pendant l'été 1974 au-dessus de l'Océan Atlantique, et aura pour objet principal l'étude de la formation et de la dynamique des cyclones tropicaux.

LA THÉORIE DES PHÉNOMÈNES ATMOSPHÉRIQUES ;  
LA MÉTÉOROLOGIE DYNAMIQUE

Une connaissance détaillée de la situation atmosphérique instantanée est indispensable pour prévoir l'évolution météorologique. Mais, il est évidemment tout aussi indispensable de connaître les lois qui régissent cette évolution. Les lois semi-empiriques que l'on peut tirer de l'observation ne permettent guère de prévoir l'évolution de l'atmosphère au-delà de 24 à 48 heures. En fait, l'étude de la dynamique des phénomènes atmosphériques (que l'on appelle la météorologie dynamique) constitue en elle-même une discipline scientifique qui, outre son intérêt propre, a une portée qui s'étend bien au-delà des simples prévisions météorologiques : elle est un problème original de mécanique des fluides, dont l'étude peut apporter des éléments nouveaux à la mécanique des fluides en général. Sur un plan plus pratique, elle est indispensable à l'étude de questions telles que le régime et l'évolution des climats.

L'approche la plus fondamentale et la plus sûre consiste à étudier l'atmosphère à partir de lois générales de la physique. L'atmosphère est une couche gazeuse, relativement très mince (99 % de sa masse sont situés au-dessous de 30 km d'altitude)

située à la surface d'une sphère tournante, la Terre. L'atmosphère est échauffée par le rayonnement solaire. Cet échauffement, non uniforme sur toute la surface de la terre, produit des gradients de pression qui, combinés à la rotation terrestre, mettent les masses d'air en mouvement. L'atmosphère, d'autre part, est en interaction constante avec les continents et les océans sous-jacents (force de frottement, échanges d'eau, vaporisée ou liquide, et de chaleur). Enfin, l'atmosphère réémet de l'énergie vers l'espace extra-terrestre sous forme de rayonnement infra-rouge. Au total, l'atmosphère est un moteur thermique, dont la source chaude est le rayonnement solaire, et la source froide le rayonnement propre terrestre.

Les lois qui régissent l'évolution d'un tel système sont connues depuis longtemps : ce sont les lois de la thermodynamique et de la dynamique des fluides. L'atmosphère ne pose au physicien aucun problème fondamentalement nouveau. Il suffit cependant d'observer un fluide en mouvement (un torrent de montagne, ou la fumée d'une cigarette, par exemple), pour se rendre compte de la complexité d'un écoulement fluide et de la difficulté qu'on doit rencontrer à en faire la théorie jusque dans ses moindres détails. Et la « météorologie », telle que l'observent et la subissent les humains, est faite des « détails » de l'écoulement atmosphérique. En outre, les phénomènes atmosphériques sont d'une complexité qui dépasse largement tous les moyens d'étude et d'analyse habituels. A cet égard, l'apparition des calculateurs électroniques a été à l'origine, comme on le verra plus loin, de progrès importants. C'est en fait la quantité d'informations à traiter pour pouvoir étudier convenablement l'évolution de l'atmosphère qui a constitué jusqu'à présent l'obstacle essentiel, pratique et nullement théorique, au développement de la science météorologique.

Les équations qui régissent l'évolution dynamique de l'atmosphère sont écrites dans le tableau I. Elles définissent, en tout point, à un instant donné, les dérivées par rapport au temps des champs de vitesse horizontale, de température et d'humidité en fonction des valeurs de ces champs à l'instant considéré. Quelques

hypothèses simplificatrices ont été faites par rapport aux équations les plus générales, en particulier l'approximation hydrostatique, qui suppose que l'accélération verticale de l'air est négligeable, et qui est toujours vérifiée sauf dans des régions extrêmement localisées. Malgré ces simplifications, les équations du tableau I sont appelés « équations primitives », et constituent la forme la plus générale pratiquement utilisée dans l'étude de la dynamique de l'atmosphère. Elles définissent un problème aux conditions initiales : connaissant les valeurs des différents champs (vitesse horizontale, température, humidité) à un instant donné, les équations primitives permettent de calculer, au moins théoriquement, leur évolution future. Il faut pour cela connaître en fonction du temps les conditions aux limites appropriées, en l'occurrence l'intensité du rayonnement solaire atteignant l'atmosphère, et les interactions entre l'atmosphère et les océans et continents. En outre, il faut pouvoir évaluer à tout instant les forces de frottement, l'apport de chaleur et de vapeur d'eau en tout point de l'atmosphère (termes  $\vec{F}$ ,  $Q$  et  $E$  des équations du tableau I). Ces différents paramètres sont encore assez mal connus et leur évaluation précise constitue un des problèmes importants de la météorologie. L'expérience montre d'ailleurs que, s'ils sont déterminants pour l'évolution à long terme de l'atmosphère, ils n'ont pas beaucoup d'influence sur son évolution à quelques jours.

Sauf dans quelques cas extrêmement particuliers, on ne connaît pas de solutions analytiques générales des équations primitives, et il paraît très peu probable que les mathématiciens en découvrent dans un avenir proche. Plus précisément, la présence dans les équations primitives des termes non linéaires, dits d'advection, qui représentent l'effet du mouvement du fluide lui-même sur la variation dans le temps des différents champs, complique considérablement les propriétés mathématiques de ces équations. L'étude théorique de la météorologie dynamique exige, soit que l'on résolve numériquement, suivant une méthode approchée, les équations primitives, soit qu'on détermine leur solution exacte,

mais à partir d'hypothèses simplificatrices. Commencée, il y a une cinquantaine d'années, l'étude de la météorologie dynamique a permis de comprendre, au moins en partie, de nombreux phénomènes atmosphériques : le Suédois Rossby a étudié les ondes de la circulation des latitudes moyennes et déterminé leurs principales propriétés, permettant ainsi une bien meilleure prévision de leur évolution avec le temps. La formation de ces ondes a été expliquée par un type particulier d'instabilité hydrodynamique, l'instabilité barocline, dont on a développé une théorie assez détaillée. La stratification de l'atmosphère en couches horizontales et les propriétés de ces différentes couches jouent un rôle essentiel dans l'apparition de l'instabilité barocline. Les cyclones tropicaux posent un problème important, aussi bien par ses aspects théoriques que par les applications pratiques qu'aurait sa solution : la genèse et la dynamique de ces cyclones restent mal comprises. On sait depuis longtemps que leur énergie provient essentiellement de la condensation de la vapeur d'eau ; c'est la raison pour laquelle ils prennent toute leur puissance au-dessus de la mer, pour s'affaiblir assez rapidement lorsqu'ils atteignent un continent, où leur source d'énergie est coupée. L'Américain Charney, il y a quelques années a mis en évidence le rôle joué dans la formation des cyclones par un phénomène d'instabilité appelé instabilité convective de « seconde espèce » par opposition à l'instabilité convective habituelle de la dynamique des fluides. La convergence de vapeur d'eau dans la couche de l'atmosphère située immédiatement au-dessus de l'océan est un élément essentiel de l'instabilité convective de seconde espèce.

Une théorie complète de la dynamique de l'atmosphère requiert nécessairement une intégration numérique des équations primitives. La seule méthode pratiquement utilisable est la « discrétisation » des équations : les différents champs qui définissent l'état dynamique de l'atmosphère, au lieu d'être considérés comme des fonctions continues des variables d'espace, sont représentés par leurs valeurs aux points d'un réseau régulier couvrant tout le

volume de l'atmosphère. Connaissant les valeurs des champs aux points du réseau à un instant quelconque  $t_0$ , on détermine une valeur approchée de leurs dérivées temporelles en remplaçant dans les équations primitives les dérivées par rapport aux variables d'espaces par une combinaison appropriée des valeurs des champs en des points voisins du réseau. On peut alors de là déterminer les valeurs des champs à un instant ultérieur  $t_0 + \Delta t$ , où  $\Delta t$  est un intervalle de temps suffisamment petit pour que les valeurs des dérivées temporelles des différents champs n'y varient pas trop. On peut alors réitérer le processus et obtenir ainsi de proche en proche l'évolution de l'atmosphère sur une période aussi longue qu'on le désire. L'intégration des équations, qui porte sur des champs continus de l'espace et du temps, est ainsi remplacée par un calcul portant sur un nombre fini de paramètres. L'idée d'étudier l'atmosphère à l'aide de « modèles » numériques de ce genre est ancienne, mais s'est longtemps heurtée à l'impossibilité pratique d'effectuer la quantité de calculs nécessaire. Un véritable travail de pionnier, malheureusement peu fructueux, avait été réalisé en 1922 par le Britannique Richardson ; partant d'observations météorologiques réelles d'un jour donné, il passa plusieurs mois à calculer à la main une « prévision » pour une durée de six heures, sur une région couvrant toute l'Europe Occidentale. Sa méthode de calcul était malheureusement numériquement instable et les résultats qu'il obtint étaient complètement erronés. Cette tentative malheureuse découragea toute nouvelle initiative jusqu'après la dernière guerre et l'apparition des calculateurs électroniques. La mise au point d'algorithmes de discrétisation qui assurent une solution numérique stable et suffisamment proche de la solution exacte posa un certain nombre de problèmes, maintenant résolus de façon à peu près satisfaisante. Des modèles de plus en plus détaillés ont été développés, aussi bien dans le but de produire des prévisions météorologiques que dans celui d'étudier de façon générale la dynamique de l'atmosphère. Actuellement, les modèles les plus détaillés ont un réseau qui comprend environ 10.000 points

horizontalement pour toute la surface terrestre et une dizaine de niveaux verticalement dans l'épaisseur de l'atmosphère. L'incrément temporel  $\Delta t$  est de l'ordre d'une dizaine de minutes. Plusieurs heures de calcul (jusqu'à une dizaine) sont nécessaires pour simuler l'évolution de l'atmosphère sur 24 heures. Ces modèles saturent les calculateurs, même les plus puissants, dont les limites constituent un des obstacles les plus importants au développement de la simulation numérique de la dynamique de l'atmosphère. Bien entendu, des modèles moins détaillés, ayant une résolution moins fine, ou bien ne couvrant qu'une partie du globe terrestre, sont aussi utilisés.

Les modèles numériques ont déjà apporté de nombreux enseignements : ils reconstituent les principaux caractères dynamiques de l'atmosphère et ont montré que ces caractères sont déjà présents dans un système très simple : un modèle à deux niveaux, à basse résolution, ne prenant en compte aucune interaction énergétique de l'atmosphère avec l'extérieur, contient les courants d'ouest des latitudes moyennes, les ondes de Rossby, l'instabilité barocline et les traits essentiels de la dynamique de l'atmosphère. Les caractères généraux de la circulation atmosphérique et leur évolution à court terme peuvent être étudiés avec des modèles relativement simples, ce qui offre des perspectives encourageantes pour les prévisions météorologiques. Les modèles les plus détaillés reconstituent avec une bonne précision non seulement les caractères généraux et permanents de la circulation générale, mais aussi certains caractères secondaires comme les cyclones et anticyclones saisonniers : tous ces caractères sont simulés avec une précision comparable à leurs fluctuations d'une année à l'autre. Les effets sur la circulation atmosphérique de la répartition des océans et des continents, et de la présence de chaînes de montagnes ont été étudiés quantitativement à l'aide de modèles numériques, qui ont montré l'importance de ces effets, en particulier dans le déclenchement de l'instabilité barocline.

Pour ce qui est des prévisions météorologiques à proprement parler, les modèles numériques sont déjà couramment utilisés : un certain nombre de services météorologiques nationaux produisent déjà des prévisions numériques quotidiennes. Les modèles les plus simples fournissent des informations utiles sur des périodes de deux à trois jours. Des expériences réalisées a posteriori avec des modèles plus détaillés ont produit l'instabilité barocline dans des conditions où elle avait été réellement observée, plusieurs jours après le début de l'initialisation du modèle. Cependant, un certain nombre de difficultés restreignent les possibilités pratiques des prévisions numériques bien en-deçà de leurs possibilités théoriques. Le temps nécessaire pour rassembler les données réelles, effectuer les calculs nécessaires à la prévision et diffuser les résultats de celle-ci est important, et impose l'utilisation de modèles simples ; faute de quoi, l'alerte au typhon risquerait d'arriver après le typhon lui-même. D'autre part, les données mesurées réellement dans l'atmosphère ne correspondent qu'assez mal, aussi bien par leur nature que par leur distribution spatio-temporelle, à l'information nécessaire pour initialiser un modèle. Il faut donc définir, à partir des données mesurées, l'état réel de l'atmosphère à l'instant de l'initialisation du modèle et sous une forme appropriée à celui-ci. Mais cela introduit inévitablement des erreurs assez importantes, qui faussent d'autant la prévision numérique. C'est pour ces raisons que les prévisions numériques n'ont pas encore apporté de progrès importants par rapport aux méthodes de prévisions traditionnelles, encore que dans certains pays, comme les États-Unis, elles produisent des résultats nettement meilleurs que ceux des procédés classiques.

Un problème important posé par la simulation numérique est la représentation des interactions énergétiques entre l'atmosphère et l'extérieur. Si ces interactions ont peu d'influence sur l'évolution à court terme de l'atmosphère, elles jouent un rôle déterminant sur son évolution à long terme et sur le régime des climats. La quantité d'énergie reçue du soleil par l'atmosphère et la distribution,

dans tout le volume de l'atmosphère, de l'absorption de cette énergie solaire, sont à la base de la climatologie et la météorologie. L'absorption de l'énergie solaire est elle-même le produit d'un processus extrêmement complexe, de réflexion, de transmission, de diffusion, d'absorption et de réémission de l'énergie. Ce processus est d'autant plus complexe qu'il dépend en partie de la situation météorologique du moment : la présence de nuages dans l'atmosphère, ou de neige et de glace à la surface du sol ou de la mer, influe sur les propriétés réfléchives de l'atmosphère.

Les échanges entre l'atmosphère d'une part, les continents et les océans de l'autre, jouent aussi un rôle important dans le régime des climats. Notre connaissance de ces différents phénomènes, quoique déjà approfondie, est loin d'être suffisante pour que nous puissions en donner un bilan global et détaillé.

Un autre problème important lié aux techniques de simulation numérique, et essentiel pour les prévisions numériques, est celui de la représentation des composantes du mouvement d'échelle inférieure à la grille du modèle. Les mouvements de l'atmosphère, comme la plupart des mouvements fluides, sont « turbulents », c'est-à-dire constitués de la superposition d'un très grand nombre de mouvements d'échelles diverses, variant dans le cas de l'atmosphère depuis les distances intermoléculaires jusqu'aux dimensions de la planète. Les mouvements d'échelles différentes n'évoluent pas indépendamment les uns des autres, mais interagissent constamment entre eux. Ces interactions sont représentées dans les équations de la dynamique des fluides par les termes non linéaires d'advection évoqués plus haut. La théorie de ces interactions, ou théorie de la turbulence est un des problèmes essentiels de la mécanique des fluides. Dans un modèle numérique, qui a une résolution finie, les mouvements d'échelle inférieure à la maille de la grille ne sont pas représentés et l'effet de ces mouvements sur la partie de l'écoulement résolue par la grille n'est pas pris en compte. L'erreur ainsi produite atteint d'abord les mouvements d'échelle juste supérieure à la maille de la grille, puis conta-

mine progressivement les composantes de plus en plus grandes du mouvement. Cette source d'erreur est importante et suffirait par elle-même, indépendamment des autres sources à perturber largement une prévision à quatre ou cinq jours. Le mieux que l'on puisse faire pour y remédier est de donner une représentation statistique de l'effet des mouvements non résolus par le modèle. Aucune solution bien satisfaisante n'a encore été trouvée, et la question constitue un des problèmes importants de la théorie de la turbulence. D'ailleurs, même si l'on disposait d'une représentation statistique appropriée de l'effet des mouvements non résolus, la source d'erreur serait réduite mais non supprimée. Les détails particuliers des mouvements de petite échelle ne seraient toujours pas représentés et causeraient une erreur qui, elle aussi, atteindrait progressivement les composantes de plus en plus grandes du mouvement. Les estimations faites à partir des théories actuelles de la turbulence montrent qu'avec les résolutions généralement utilisées, l'écoulement calculé par le modèle serait entièrement contaminé au bout de quinze jours environ, fixant une limite aux capacités de prédiction du modèle. Si l'on augmente la résolution du modèle, cette limite de prédictabilité se trouve bien entendu reculée. Mais les théories de la turbulence montrent qu'elle ne recule que très peu en fonction de la résolution, et même qu'il existe une limite définitive que la prédictabilité d'un modèle ne peut pas franchir, quelle que soit sa résolution. Cette limite est estimée à une vingtaine de jours. De toute façon, sur un plan pratique, à moins d'une amélioration radicale et purement hypothétique de nos moyens de mesure et de calcul, on ne peut espérer définir l'état de l'atmosphère et calculer son évolution avec une résolution supérieure à quelques kilomètres. La limite de prédictabilité correspondante reste de l'ordre de quinze à vingt jours, au-delà de laquelle on ne peut espérer de prévision déterministe de l'état de l'atmosphère. La possibilité de prévisions à longue échéance, d'une année sur l'autre par exemple, s'en trouve évidemment grandement compromise. Cependant, il ne s'agit là que de prévisions

déterministes au sens le plus strict du mot, et il ne faudrait pas en conclure l'impossibilité de prévisions de nature différente. On peut prévoir, sans grand risque de se tromper, qu'en l'année 2073 par exemple, le mois de juillet sera en moyenne plus chaud en France que le mois de janvier. Mais il ne s'agit pas là d'une prévision déterministe de l'écoulement atmosphérique en ce sens qu'elle n'a pas pour point de départ l'état actuel de cet écoulement. Elle en est même complètement indépendante. Le paragraphe suivant présentera un autre exemple d'extension de la limite de prédictabilité de l'atmosphère au-delà de la limite déterministe. Signalons aussi qu'un des objets spécifiques de l'expérience GARP est d'étudier expérimentalement les échanges spectraux dans l'atmosphère dans le but de déterminer avec plus de précision cette limite théorique de prédictabilité.

#### L'ÉVOLUTION DU CLIMAT

Une des questions les plus importantes et des plus difficiles aussi que pose l'atmosphère est celle des variations des climats. Les climats terrestres fluctuent en permanence au cours du temps. Les plus aisément observables de leurs fluctuations, que chacun a eu l'occasion de constater par lui-même, sont les variations entre les saisons d'une année à l'autre. Pourquoi y a-t-il des hivers rudes et des « étés pourris » ? Pourquoi, pour prendre un exemple précis, les deux derniers hivers ont-ils été dans nos pays particulièrement doux ? La raison de ces fluctuations n'est pas encore élucidée, mais on admet généralement qu'elles sont les conséquences de variations de la circulation océanique. Les océans forment une masse fluide dont la dynamique est, sous certains aspects, similaire à celle de l'atmosphère, mais dont le temps de réponse aux actions extérieures est beaucoup plus long, de l'ordre de plusieurs mois à plusieurs années. De plus, les masses océaniques constituent avec leur capacité calorifique très élevée, des réserves d'énergie très importantes qui peuvent modifier considérablement l'état

de l'atmosphère. Les fluctuations de la circulation océanique, qui se prolongent sur des périodes assez longues, peuvent ainsi influencer sur l'atmosphère d'une façon différente d'une année à l'autre. Mais une théorie complète de ces interactions, qui suppose le développement de modèles conjoints de circulations atmosphérique et océanique, reste à faire. Une telle théorie, utilisant la prédictabilité plus longue de la circulation océanique, permettrait de prévoir certains caractères de l'atmosphère au-delà de la limite de prédictabilité théorique.

Il existe des fluctuations du climat qui s'étendent sur des périodes beaucoup plus longues, variant de quelques dizaines à plusieurs millions d'années, comme le montrent les refroidissements et réchauffements successifs des périodes géologiques ou bien, à une époque historique, les fluctuations de l'avance des glaciers. La cause de ces variations de longues périodes n'est pas élucidée non plus. Beaucoup d'hypothèses ont été avancées : changement de certains paramètres astronomiques, comme l'ellipticité de l'orbite terrestre, fluctuation de l'activité solaire (les études théoriques réalisées à l'aide de modèles numériques suggèrent qu'une variation relative de quelques unités de pourcentage du flux solaire suffirait à modifier de plusieurs degrés la température moyenne de l'atmosphère ; cette valeur est suffisante pour provoquer ou faire disparaître une glaciation à l'échelle des continents) recrudescence ou atténuation de l'activité volcanique terrestre, modifiant la quantité de poussières présentes dans l'atmosphère et, par voie de conséquence, la proportion du flux solaire absorbée. On a aussi émis l'hypothèse suivant laquelle le climat terrestre, même pour des conditions extérieures invariables, serait instable et pourrait prendre plusieurs états différents d'équilibre moyen, le passage de l'un de ces états d'équilibre à un autre ayant pu se produire à une ou plusieurs reprises, sous l'effet d'une perturbation mineure en elle-même. Il apparaît en tout cas que les méthodes de simulation numérique, si elles progressent suffisamment pour décrire le climat avec une précision supérieure aux fluctuations

concernées, deviendront un instrument essentiel à la solution du problème.

Un autre type d'évolution du climat, dont on s'inquiète beaucoup depuis quelques années, est celle qui pourrait être causée par les activités humaines, et particulièrement par les activités industrielles. L'augmentation de la pollution atmosphérique est cause spéciale d'inquiétude. Les seuls effets climatiques des activités humaines qui aient été effectivement observés jusqu'à présent sont de deux sortes : premièrement, des variations de l'humidité atmosphérique due à l'irrigation, à la création de nappes d'eau artificielles ou au contraire, à la destruction de végétaux. Certains de ces effets sont bien antérieurs à l'industrialisation. Les grandes villes, d'autre part, sont le centre d'un « îlot thermique » où la température est plus élevée de quelques degrés que la température des régions avoisinantes. Tous ces effets sont, à l'échelle terrestre, très locaux. Il n'y en a pas moins des raisons tout-à-fait fondées de s'inquiéter de l'effet des activités humaines sur le climat. L'augmentation dans l'atmosphère de la quantité de gaz carbonique et de particules solides (aérosols) contenus dans l'atmosphère est la principale de ces raisons. On a mesuré, depuis le début de l'ère industrielle, une augmentation importante (15 % en valeur relative) de la quantité de gaz carbonique. En extrapolant la cadence actuelle d'utilisation des combustibles fossiles, on prévoit que le taux de gaz carbonique augmentera encore de 20 % de sa valeur actuelle d'ici à la fin de ce siècle. Le gaz carbonique est transparent au rayonnement solaire, tandis qu'il est opaque au rayonnement infra-rouge émis par la terre. L'apport de gaz carbonique doit donc entraîner par le classique « effet de serre », une élévation de la température de l'atmosphère. Mais des effets secondaires peuvent intervenir : par exemple, une augmentation de la nébulosité consécutive à l'élévation de température. Cette augmentation de la nébulosité entraînerait une diminution de la quantité de chaleur absorbée par l'atmosphère et un arrêt de l'augmentation de température. Une estimation quantitative

de l'effet global résultant de l'augmentation de gaz carbonique ne peut être obtenue que par l'intermédiaire d'un modèle détaillé de la circulation générale, prenant en compte toutes les interactions possibles. Les estimations faites jusqu'à présent sont assez variables et prouvent surtout que les modèles actuels ne sont pas suffisamment précis pour fournir une réponse satisfaisante à la question. Cependant, les plus larges estimations prévoient une augmentation de plusieurs degrés de la température moyenne de l'atmosphère. Ces valeurs sont peut être excessives mais elles prouvent qu'il y a là un problème réel. En ce qui concerne les aérosols artificiels, il convient tout d'abord de remarquer que la quantité d'aérosols produite chaque année par les activités humaines est faible devant la quantité produite par les sources naturelles (les volcans principalement) : le rapport est de 1 à 7 suivant des estimations récentes. La production naturelle d'aérosols est elle-même assez fluctuante, et il paraît peu vraisemblable que les aérosols artificiels puissent avoir dans un avenir proche un effet climatique sensible. Mais leur quantité va certainement augmenter encore largement. Leur effet éventuel sur le climat est encore plus difficile à évaluer que dans le cas du gaz carbonique ; les théories assez complexes développées à ce sujet prévoient une augmentation de la réflectivité de l'atmosphère et, par conséquent, une tendance à la baisse de la température. La pollution par les aérosols aurait donc un effet opposé à celui de la pollution par le gaz carbonique, mais les estimations quantitatives sont encore plus incertaines dans le cas du gaz carbonique. Tant que l'on ne disposera pas des outils nécessaires à une étude approfondie des effets climatiques éventuels de la pollution (en l'occurrence de modèles suffisamment détaillés et précis), on devra se contenter de conjectures un peu vagues. Jusqu'à présent, aucune raison d'inquiétude grave n'est apparue, au moins en ce qui concerne les conséquences purement météorologiques de la pollution (il en va peut-être différemment des effets biologiques ou chimiques). Une vigilance sérieuse n'en est pas moins nécessaire et, si les humains ne veulent pas regretter un

jour d'avoir joué à l'apprenti sorcier, une surveillance permanente de l'atmosphère, et une étude approfondie des conséquences éventuelles de leurs activités, suivies de décisions appropriées, sont indispensables.

Ces quelques pages ont pu donner une idée générale de l'état de la science météorologique. Si nous commençons à comprendre et prévoir de nombreux phénomènes météorologiques, une connaissance approfondie de tous les mécanismes atmosphériques est encore lointaine. Ce ne sont pas tant nos connaissances théoriques qui nous limitent que nos moyens d'observation et d'investigation. Depuis une vingtaine d'années, les satellites et les calculateurs électroniques ont été à ce point de vue à l'origine d'importants progrès, et continueront à l'être dans les années à venir. Le domaine théorique qui se développera le plus est probablement celui de la turbulence et des échanges spectraux, avec pour « sous-produit » la question de la prédictabilité de l'atmosphère. Dans le domaine expérimental, c'est de l'étude du bilan radiatif et des échanges se produisant dans la couche limite que l'on doit attendre le plus de progrès. Quant à la prévision pure et simple du temps, la limite de prédictabilité théorique paraît bien définitive. Une prévision détaillée à quelques jours est possible. Mais, à moins d'une révolution, purement hypothétique, de nos théories sur la dynamique des fluides, la prévision à longue échéance des détails locaux de la météorologie, de la petite pluie ou de l'orage soudain, restera impossible. Les services météorologiques de tous les pays font régulièrement l'objet de demandes de la part de personnes qui, trois ou six mois à l'avance, aimeraient fixer sur la base d'informations météorologiques précises la date exacte d'un mariage ou d'une fête. Le météorologiste restera à jamais démuné de bases scientifiques pour répondre de façon appropriée à de telles demandes.

TABLEAU I. — Les « Équations primitives » de la dynamique de l'atmosphère.

$$[1] \quad \frac{\partial \vec{U}}{\partial t} = - (\vec{U} \cdot \nabla) \vec{U} - \omega \frac{\partial \vec{U}}{\partial p} - f \vec{k} \wedge \vec{U} - g \nabla z + \vec{F}$$

$$[2] \quad \frac{\partial T}{\partial t} = - \vec{U} \cdot \nabla T - \omega \frac{\partial T}{\partial p} + \frac{R T \omega}{c_p p} + \frac{Q}{c_p}$$

$$[3] \quad \frac{\partial q}{\partial t} = - \vec{U} \cdot \nabla q - \omega \frac{\partial q}{\partial p} + \left\{ \begin{array}{l} g \frac{\partial E}{\partial p} \quad \text{si } q < q_s \text{ ou } \frac{dq_s}{dt} > \\ \frac{dq_s}{dt} \quad \text{si } q = q_s \text{ et } \frac{dq_s}{dt} < 0 \end{array} \right.$$

$$[4] \quad \frac{\partial \omega}{\partial p} + \nabla \cdot \vec{U} = 0$$

$$[5] \quad \frac{\partial z}{\partial p} + \frac{R T}{g p} = 0$$

Dans ces équations les variables indépendantes sont les coordonnées horizontales  $x, y$ , la pression  $p$  que l'approximation hydrostatique permet d'utiliser comme coordonnée verticale indépendante, et le temps  $t$ . Les équations (1), (2) et (3) donnent respectivement les dérivées par rapport au temps du vecteur vitesse horizontale  $\vec{U}$ , de la température  $T$  et de l'humidité spécifique  $q$ . Les équations (4) et (5) définissent en fonction des variables précédentes la « vitesse verticale »  $\omega = \frac{dp}{dt}$  et l'altitude  $z$ . Le symbole  $d$  représente une dérivée par rapport au temps prise en suivant une particule fluide dans son mouvement, ou *dérivée lagrangienne*. La dérivation lagrangienne s'oppose à la *dérivation eulérienne*, notée  $\partial$ , et prise en un point « fixe » au cours du temps, c'est-à-dire

un point de coordonnées  $x, y, p$  constantes. La dérivée lagrangienne d'une variable quelconque est égale à la somme de sa dérivée eulérienne et de termes complémentaires appelé *termes d'advection*

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{U} \cdot \vec{\nabla} + \frac{\partial}{\partial p}$$

où  $\vec{\nabla}$  est l'opérateur gradient horizontal. Les termes d'advection représentent les variations locales d'une quantité dues aux mouvements du fluide. Ils figurent explicitement dans chacune des trois premières équations ci-dessus.

Dans l'équation (1), le terme  $f \vec{k} \wedge \vec{U}$  représente la force de Coriolis ( $f$  est le coefficient de Coriolis  $2\Omega \sin\varphi$ , où  $\Omega$  est la vitesse de rotation de la Terre et  $\varphi$  la latitude ;  $\vec{k}$  est le vecteur unitaire vertical dirigé vers le haut) ;  $g\vec{\nabla}z$  représente la force horizontale de pression ( $g$  est l'accélération de la gravité) et  $\vec{F}$  la force de frottement horizontale exercée sur une unité de masse du fluide.

Dans l'équation (2), le terme  $\frac{R}{C_p} \frac{T\omega}{p}$  représente la variation de température due à une compression (ou une détente) adiabatique ;  $R$  est la constante des gaz parfaits pour l'air,  $C_p$  la chaleur spécifique de l'air à pression constante.  $\frac{Q}{C_p}$  représente la variation de température due à l'apport d'énergie extérieure ;  $Q$  est la quantité de chaleur reçue par unité de temps par unité de masse du fluide.

Dans l'équation (3),  $q_s$  représente l'humidité spécifique saturante, fonction de la température et de la pression ;  $q_s$  est une limite supérieure de la valeur de  $q$ . Si l'air n'est pas saturé ( $q < q_s$ ) ou cesse d'être saturé, la variation de  $q$  est déterminée par l'advection et le flux turbulent de vapeur d'eau, essentiellement vertical, représenté par  $g \frac{\partial E}{\partial p}$  ( $E$  est le transport vertical turbulent de vapeur d'eau par unité de surface horizontale et par unité de temps). Si l'air est et reste saturé, la variation d'humidité

est simplement la variation d'humidité saturante  $\frac{dq_s}{dt}$ , elle-même déterminée par les variations de température et de pression.

L'équation (4) (équation de continuité) exprime la conservation de la masse. Elle permet de calculer  $\omega$  en tout point de l'atmosphère à partir de ses valeurs sur un niveau de référence. On prend en général  $\omega = 0$  au niveau  $p = 0$ , bien qu'il soit peu physique de supposer qu'il y ait au sommet de l'atmosphère un niveau où la pression serait nulle.

L'équation (5) exprime l'approximation hydrostatique. Elle permet de calculer l'altitude en tout point de l'atmosphère à partir de ses valeurs sur un niveau de référence. En écrivant qu'au niveau du sol la composante normale de la vitesse du vent est nulle, on obtient la pression au sol ce qui revient à connaître l'altitude sur un niveau de pression de référence.

Les termes  $\vec{F}$ ,  $Q$ ,  $E$  et  $q_s$  ne sont pas définis explicitement par les équations. Il est nécessaire d'en connaître une représentation paramétrique en fonction des différentes variables, indépendantes et dépendantes, pour pouvoir intégrer les équations primitives. Cela est facile pour  $q_s$ , mais plus difficile pour les trois autres termes. Les variables d'état de l'air figurant explicitement dans les équations ci-dessus sont la température et la pression. On peut en déduire la densité par l'équation d'état des gaz parfaits.