

1.1 Introduction

1.2 La dynamique atmosphérique au Sahel en saison des pluies

(provenant du Sahara)

La dynamique atmosphérique au Sahel en été résulte de plusieurs systèmes de circulation (Fig. 1.1). Dans les basses couches, on observe les flux d'harmattan et de mousson, ainsi que leur zone de convergence, appelée Front Intertropical (FIT). Dans les couches moyennes et hautes de la troposphère, les principaux jets présents sont le Jet d'Est Africain (JEA ou AEJ : African Easterly Jet), le Jet d'Est Tropical (JET ou TEJ : Tropical Easterly Jet), et le Jet d'Ouest Sub-Tropical (JOST). On observe aussi des zones de convection humide (ZCIT : Zone de Convergence Intertropicale) et sèches (la dépression thermique saharienne ou Heat Low).

(provenant de l'océan Atlantique)

1.2.1 Le flux d'harmattan

L'harmattan est un vent chaud et sec qui souffle du nord-est vers le sud-ouest, transportant l'air saharien vers le golfe de Guinée. Ce vent est généralement plus intense en hiver, avec des vitesses avoisinant 8 m/s, et nettement plus faible en été, autour de 5 m/s. Bien qu'il soit présent presque toute l'année sur le continent, son influence est nettement plus marquée en hiver qu'en été, et son épaisseur peut atteindre jusqu'à 5 km. Ce vent est également connu pour être chargé en poussières désertiques.

1.2.2 Le flux de mousson

Le flux de mousson, en provenance du golfe de Guinée, traverse l'équateur et change de direction pour s'orienter au Sud-Ouest sous l'influence de la force de Coriolis. Initialement constitué d'alizés de Sud-Est, ce flux s'enrichit en humidité lors de son passage au-dessus des régions maritimes, sous l'effet des hautes pressions exercées par l'anticyclone de Sainte-Hélène. Ce courant humide progresse vers le Nord et atteint son intensité maximale pendant l'été boréal, lorsque le gradient thermique entre les eaux du golfe de Guinée et les terres sahariennes devient particulièrement marqué. D'après Sultan et Janicot (2000), les précipitations au Sahel sont contrôlées par l'advection de l'humidité provenant du Golf de Guinée.

L'air
les

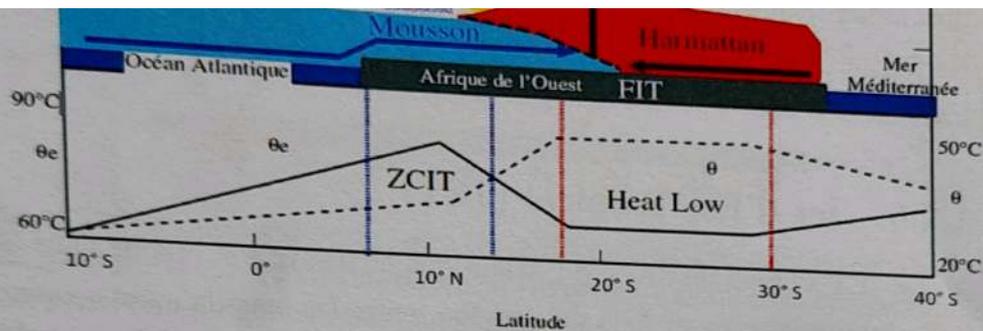


FIGURE 1.1 – Schéma conceptuel de la MAO selon une coupe moyenne zonale et profils méridiens de température potentielle θ et température potentielle équivalente θ_e dans la couche limite. D'après Peyrille (2005).

1.2.3 Le Front Intertropical (FIT)

Le Front Intertropical correspond à la zone de convergence en basses couches formée par l'interaction entre le flux de mousson, intense et chargé d'humidité, et le flux d'harmattan, plus sec et moins puissant. En été, il se situe généralement entre les latitudes 10° et 20°N, tandis qu'en hiver, sa position se déplace entre 0° et 10°N (Stuut et al., 2005). Cette zone est caractérisée par un fort cisaillement horizontal et vertical entre les deux flux (Bou Karam et al., 2008).

1.2.4 Jet d'Est Africain (JEA)

Le JEA, observé pendant l'été boréal dans la moyenne troposphère, entre 500 et 700 hPa, a son cœur situé autour de 15°N. Il s'étend du Tchad jusqu'au Cap-Vert, avec des vitesses maximales atteignant environ 15 m/s. Sa formation résulte du fort gradient thermique dans les basses couches entre le Sahara et le golfe de Guinée, ainsi que de l'inversion de ce gradient méridien en altitude. Le JEA joue un rôle crucial dans la convection au Sahel. Cadet et Nnoli (1987) ont démontré que le JEA transporte l'humidité au-dessus des régions sahéliennes. Par ailleurs, le cisaillement vertical du vent entre le niveau du jet et le flux de mousson pourrait expliquer l'organisation nocturne de la convection profonde et la formation des lignes

de grains (Houze et Betts, 1981 ; Lafore et Moncrieff, 1989).

1.2.5 Jet d'Ouest Sub-Tropical (JOST)

Le JOST constitue la composante zonale d'ouest de la branche divergente de la cellule de Hadley. Situé dans les couches supérieures de la troposphère, il peut atteindre des vitesses de 30 à 40 m/s et se positionne autour de 30°N de latitude durant la période de mousson. Son intensité est directement liée à celle de la cellule de Hadley qui le soutient. Par conséquent, le JOST est plus puissant dans l'hémisphère hivernal que dans l'hémisphère estival.

1.2.6 Jet d'Est Tropical (JET)

Le JET s'étend de l'Asie à l'Atlantique et trouve son origine dans les contrastes thermiques marqués en Asie du Sud-Est, entre les massifs montagneux du Tibet et les zones océaniques plus fraîches proches de l'équateur. En Afrique de l'Ouest, il est localisé entre 100 et 200 hPa, autour de 10°N, avec une vitesse maximale atteignant environ 20 m/s.

1.2.7 Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT)

L'installation de la ZCIT au-dessus du Sahel, dès le mois de juin, marque le début de la saison des pluies dans cette région (Sultan et Janicot, 2000 ; Le Barbé et al., 2002). Dans cette zone, on observe des maxima de rayonnement infrarouge, de conduction thermique et d'évaporation. L'atmosphère située au-dessus de la ZCIT présente une instabilité conditionnelle, permettant à l'air humide en provenance du Sud de s'élever verticalement jusqu'à atteindre son niveau de condensation. Ce mouvement ascendant est favorisé par des mécanismes dynamiques ou thermiques. Ce processus entraîne l'apparition de la convection profonde, caractérisée par des nuages très épais, un phénomène que nous discuterons plus en détail dans un paragraphe ultérieur.

1.2.8 La dépression thermique saharienne

En été, au nord du FIT, la région saharienne subit un réchauffement constant qui se transmet à l'air en surface par le biais de la turbulence. Cet air chaud, en s'élevant, génère dans la basse troposphère une zone de basse pression bien marquée, connue sous le nom de dépression thermique (Heat Low). Au début de l'été, elle est localisée au sud du Hoggar, avant de se déplacer rapidement vers l'ouest en juillet,

↳ induit une expansion verticale des colonnes d'air. En altitude, cette expansion crée une haute pression qui induit une circulation divergente et en retour une dépression en surface.

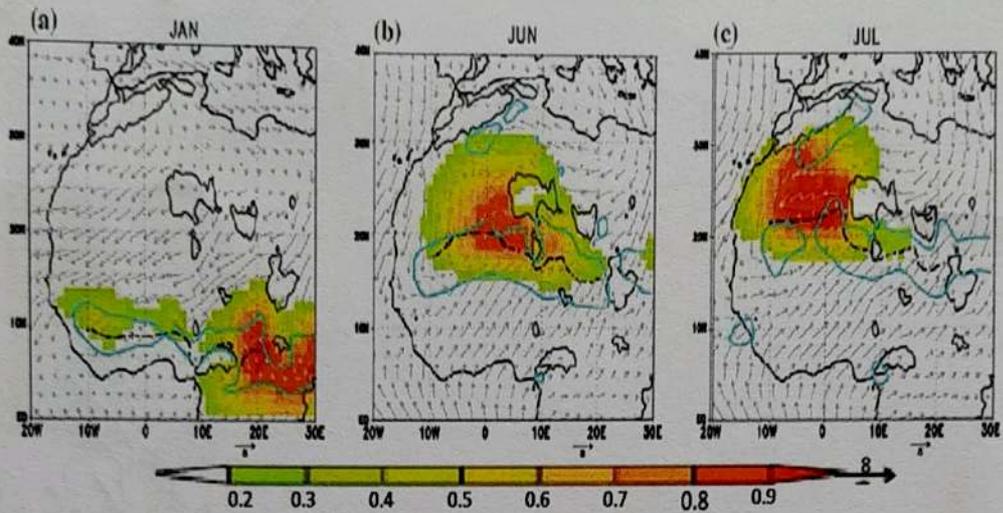


FIGURE 1.2 – Fréquence d'occurrence de la dépression thermique (couleur), vent à 925hPa (contour bleu), Front Intertropical (ligne noire pointillée, correspondant à la position minimum du géopotential à 925hPa entre 0°N et 28°N) et reliefs supérieurs à 925hPa (contour gris) pour les mois janvier (a), juin (b) et juillet (Lavaysse et al., 2009).

s'étendant entre l'Atlas et le Hoggar, comme le montre la figure 1.2 (Lavaysse et al. 2009). En hiver, cette dépression thermique se positionne au-dessus de la République centrafricaine (Fig. 1.2). ~~Ce phénomène~~ peut provoquer des émissions de poussières au Sahel (Kocha, 2011).

1.3 La convection profonde

La convection profonde se caractérise par la formation de cumulonimbus, dont l'extension verticale peut atteindre 14 à 16 km sous les tropiques. Ce phénomène météorologique, particulièrement violent, s'accompagne fréquemment de tonnerre, de grêle, d'éclairs et de précipitations intenses. Il se produit principalement pendant la saison de la mousson, en raison de l'instabilité de l'atmosphère et de l'abondante humidité présente. En effet, l'humidité transportée dans les basses couches par le flux de mousson, combinée au chauffage solaire, génère des courants ascendants chauds et saturés en vapeur d'eau. Ces masses d'air ascendant disposent souvent d'une énergie suffisante pour dépasser la barrière énergétique appelée inhibition convective (CIN). Une fois cette barrière franchie, elles atteignent le niveau de convection libre, à partir duquel elles peuvent s'élever librement dans l'atmosphère. Durant leur ascension, ces particules libèrent une énergie potentielle, connue sous le nom de CAPE (Convec-

*Comment ?
La dépression thermique saharienne en été
Dans la zone de convergence intertropicale, la pluie est associée à de la convection profonde.*

Sur la région ouest africaine, les phénomènes convectifs se produisent

Sur le globe dans beaucoup d'autres occasions.

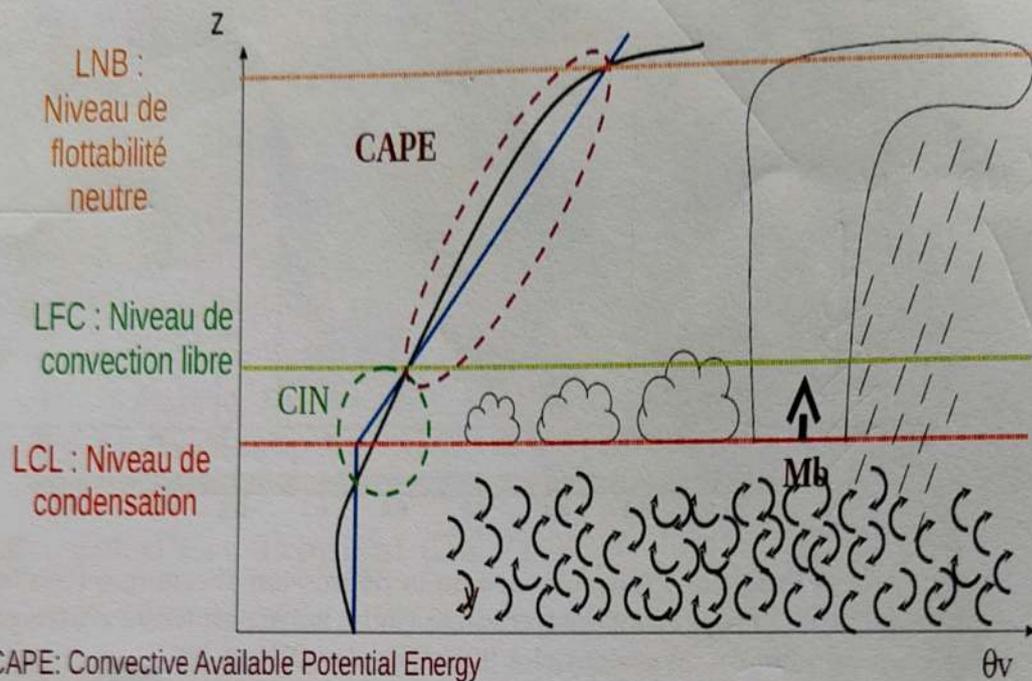


FIGURE 1.3 – Processus conduisant au déclenchement de la convection profonde (Rio, 2023 communication orale)

tive Available Potential Energy). Cette énergie détermine le potentiel orageux dans l'atmosphère. La figure 1.3 illustre le processus conduisant au déclenchement de la convection profonde. *Descrite deavantage la figure -*

Au Sahel, la convection profonde ne se manifeste pas en continu durant la saison de mousson (Janicot et al., 2008), mais chaque événement engendre des précipitations très abondantes. Parmi ces événements, on distingue les systèmes convectifs de méso-échelle (MCS), composés de groupes de cumulonimbus connectés par une zone stratiforme commune. Les MCS, qui contribuent jusqu'à 90% des précipitations au Sahel (D'Amato et Lebel, 1998; Laurent et al., 1998; Laing et al., 199; Mohr, 2004), apparaissent généralement sous forme de lignes de grains (Mathon et Laurent, 2001). Ces structures, typiques des régions tropicales, peuvent s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres, avec une durée de vie moyenne de 12 à 36 heures. Elles se déplacent souvent plus vite que le flux moyen, à des vitesses de 10 à 20 m.s^{-1} (Lilly, 1979). La figure 1.4 schématise la structure d'une ligne de grain dont les caractéristiques principales sont les suivantes :

Une partie convective : les particules issues de la couche limite sous-nuageuse montent rapidement, générant des courants ascendants puissants pouvant atteindre

Rm: l'air n'est jamais saturé sous les nuages presque par définition du nuage

par un déclenchement qui se produit exclusivement en fin d'après-midi (Bouniol et al., 2012), avec un maximum de précipitations observé durant la nuit (McGarry et Reed, 1978), pouvant souvent persister jusqu'au petit matin.

1.4 Les poches froides

1.4.1 Processus de formation des poches

Le processus de formation des poches froides a été détaillé dans plusieurs études (Parker, 1996 ; Grandpeix et Lafore, 2010 ; Lothon et al., 2011). Comme on l'a vu plus haut, les poches froides apparaissent en lien avec des événements de convection profonde (Zuidema et al., 2017). Elles se forment sous les cumulonimbus par l'évaporation des précipitations. Ce processus fonctionne comme suit : lorsque la convection se développe, des précipitations se forment. Si l'air sous les nuages n'est pas saturé en vapeur d'eau, une partie des gouttes s'évapore avant de toucher le sol. Cette évaporation, qui convertit le liquide en vapeur, absorbe de l'énergie et refroidit l'air environnant, créant ainsi des poches d'air froid sous les nuages. Ces masses d'air froid, moins flottantes que l'air plus chaud environnant, subissent une poussée d'Archimède descendante qui les fait s'effondrer. Une fois au sol, elles s'étalent horizontalement sous la forme de courants de densité. Ces masses d'air froid apparaissant près de la surface lors des épisodes convectifs sont appelées poches froides ou courants de densité. La figure 1.5 présente un schéma conceptuel d'un courant de densité associé à un système convectif isolé. La propagation des poches froides au sol crée un front de rafales à l'avant des systèmes convectifs, généralement situé au bord d'attaque du courant de densité. Ce front emporte souvent des débris et des insectes, et il est détectable par radar Doppler (Wakimoto, 1982). La partie la plus épaisse constitue la « tête » du courant de densité, séparée de l'air chaud et sec par une enveloppe, sous laquelle des mouvements turbulents se produisent. La forme de l'étalement d'un courant de densité dépend de l'intensité du cisaillement du vent : en présence d'un fort cisaillement vertical, le courant prend une forme dissymétrique (elliptique), tandis qu'en l'absence de cisaillement, il conserve une forme symétrique (circulaire). Les fronts de rafales se déplacent à des vitesses allant de 5 à 20 m/s. La hauteur du courant de densité correspond généralement à peu près à l'altitude de la base du nuage. La température dans la poche froide est inférieure à celle de l'environnement, avec des écarts de -1 à -3 K au-dessus de l'océan et de -2 à -10 K au-dessus des terres, selon l'intensité de la convection.

n faut pas

typiques

pour être cohérent avec la citation de la page suivante

Détections

Cependant, il n'existe pas de cadre commun pour identifier objectivement les poches froides dans les observations et les modèles numériques. Ces dernières années, plusieurs études ont exploré le développement de méthodes pour identifier et suivre les poches froides. Par exemple, Young et al. (1995) ont proposé une méthode basée sur le taux de précipitations, définissant le début d'une poche froide par un taux de pluie d'au moins 2 mm/h, et la fin lorsque la température de surface retrouve son niveau initial. Ce seuil a été inspiré d'une étude antérieure de Barnes et Garstrang (1982), qui montrait que seuls les taux de précipitations supérieurs à 2 mm/h étaient liés aux courants de densité provoqués par la pluie. Drager et al. (2017) ont également proposé une méthode de détection fondée sur le taux de précipitations en surface et les gradients radiaux de température potentielle. Feng et al. (2015) ont développé une approche automatisée et objective pour identifier les poches individuelles, en définissant la poche froide selon un seuil de flottabilité de $-0,003 \text{ m/s}^2$, puis en séparant les régions contiguës avec une technique de bassin versant, permettant ainsi de distinguer les poches connectées. Dans des études observationnelles récentes, comme celles de Provod et al. (2016), Zuidema et al. (2017), Vogel et al. (2021), Rochetin et al. (2021) et Touzé-Peiffer et al. (2022), la détection des poches froides s'approche davantage d'une détection de courants de densité, en tenant compte des variations de température, de pression et de vent. À partir de la théorie, des observations et de la modélisation, Rochetin et al. (2021) définissent un courant de densité comme une structure 3D dotée d'un noyau anormalement froid, de rafales de vent adjacentes et d'une structure verticale composée de deux couches : une couche bien mélangée près de la surface et une couche stratifiée au-dessus. Cette méthode permet de déterminer des indicateurs tels que le nombre de poches, la couverture spatiale, le rayon moyen et la vitesse moyenne des courants de densité, permettant une analyse approfondie de leur rôle dans le cycle de vie et l'organisation de la convection. Les auteurs soulignent que cette méthode est adaptée pour détecter des poches froides, qu'elles soient océaniques ou continentales.

1.4.3 Rôle des poches sur la convection

Les poches froides jouent un rôle clé dans la convection profonde en organisant la couche sous-nuageuse et en déclenchant les cellules convectives. Deux mécanismes principaux expliquent leur rôle : un mécanisme dynamique, lié au soulèvement forcé d'air chaud le long des fronts de rafales (Purdum, 1976, Weaver et Nelson, 1982), et un mécanisme thermodynamique, où l'accumulation d'humidité sur ces fronts

↳ Je n'ai jamais compris ce mécanisme.

Je pense qu'il y a un surplus d'humidité parce que l'air monte.

On peut aussi imaginer un renforcement de l'évaporation sur océan peut être mais je n'y crois pas trop. Sur océan peut être.

→

fournit la flottabilité nécessaire pour initier la convection (Tompkins et al., 2001). Zuidema et al. (2017) ont montré que les poches froides déclenchent plus efficacement la convection lorsque la basse troposphère est humide et les couches supérieures sont sèches. Les collisions entre poches froides jouent un rôle clé dans la formation de nouvelles cellules convectives. Par exemple, Purdom (1976) ainsi que Weaver et Nelson (1982) ont été parmi les premiers à observer que les zones de collision entre les poches froides correspondent à celles où de nouvelles cellules convectives émergent. Cette observation a été confirmée par les travaux de Droegemeier et Wilhelmson (1985), qui ont démontré que les collisions des poches engendrent des anomalies de pression positive dans les têtes des poches froides, favorisant la création de gradients de pression verticaux capables d'accélérer les particules jusqu'à leur niveau de convection libre (Houze, 1994). Plus récemment, Haerter et al. (2018) et Torri et Kuang (2018) ont réaffirmé que la collision entre poches froides constitue le principal mécanisme déclenchant la formation de nouvelles cellules convectives.

Les poches froides jouent également un rôle clé dans la transition de la convection peu profonde à profonde (Khairoutdinov et Randall, 2006 ; Zhang et Klein, 2010) et dans le cycle de vie des lignes de grains et autres systèmes convectifs à mésoéchelle (MCS) (Rotunno et al., 1988 ; Feng et al., 2012 ; Schlemmer et Hohenegger, 2014). Dans les systèmes organisés comme les lignes de grains, elles génèrent continuellement de nouvelles colonnes convectives à l'avant du système pendant que les anciennes se dissipent à l'arrière (Rotunno et al., 1988 ; Weisman et Rotunno, 2004). Maurer et al. (2016) ont montré, grâce à un suivi des MCS au Sahel, que la convergence causée par les fronts de rafales des poches froides à l'avant du système est à l'origine de nombreuses initiations convectives, soulignant leur rôle crucial dans le maintien et la propagation des systèmes convectifs. Les poches froides participent également ~~à~~ l'organisation de la convection profonde. Par exemple, en s'appuyant sur une approche numérique, Tang et al. (2024) ont analysé l'influence des poches froides sur l'organisation de la convection au cours de l'Oscillation Madden-Julian (MJO : Madden-Julian Oscillation). Leurs résultats indiquent que les poches froides tendent à être plus étendus et à persister plus longtemps durant les phases matures de la MJO, probablement en raison de flux de chaleur latente de surface environnementaux réduits et de courants descendants plus intenses. Ces phénomènes entraînent la formation d'anneaux humides sur les bords des poches froides, favorisant l'émergence de noyaux plus convectifs et renforçant ainsi le degré d'organisation convective.

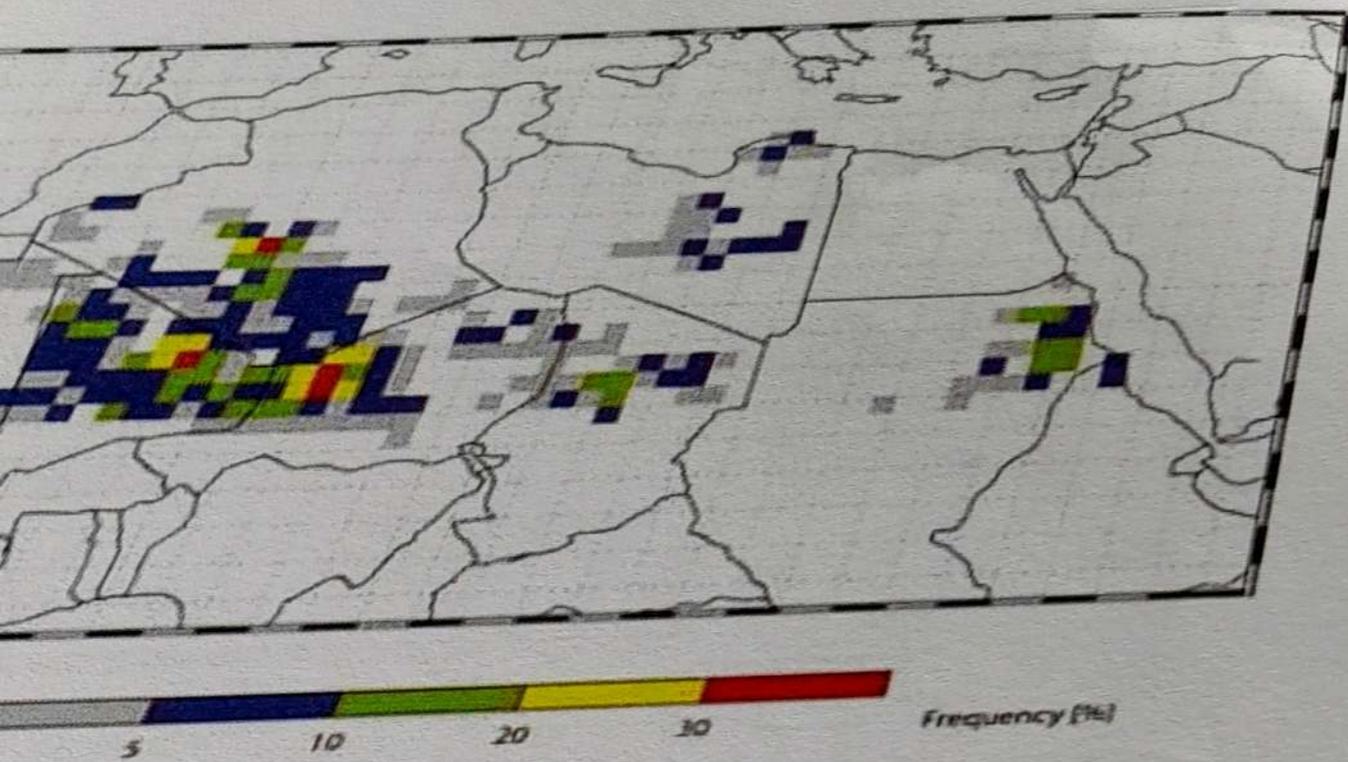
1.5 Le soulèvement de poussières

Les poussières désertiques, également appelées dust en anglais, appartiennent à la catégorie des aérosols primaires, car elles sont directement émises sous forme de particules dans l'atmosphère. Leur taille s'étend de quelques dixièmes à plusieurs dizaines de micromètres (d'Almeida et Schütz, 1983). Les poussières sont émises dans l'atmosphère à partir des zones arides et semi-arides (Bagnold, 1941; Pye, 1987), sous l'action des vents de surface (Marticorena et Bergametti, 1995; Shao et Lu, 2000), eux-mêmes souvent influencés par des phénomènes météorologiques.

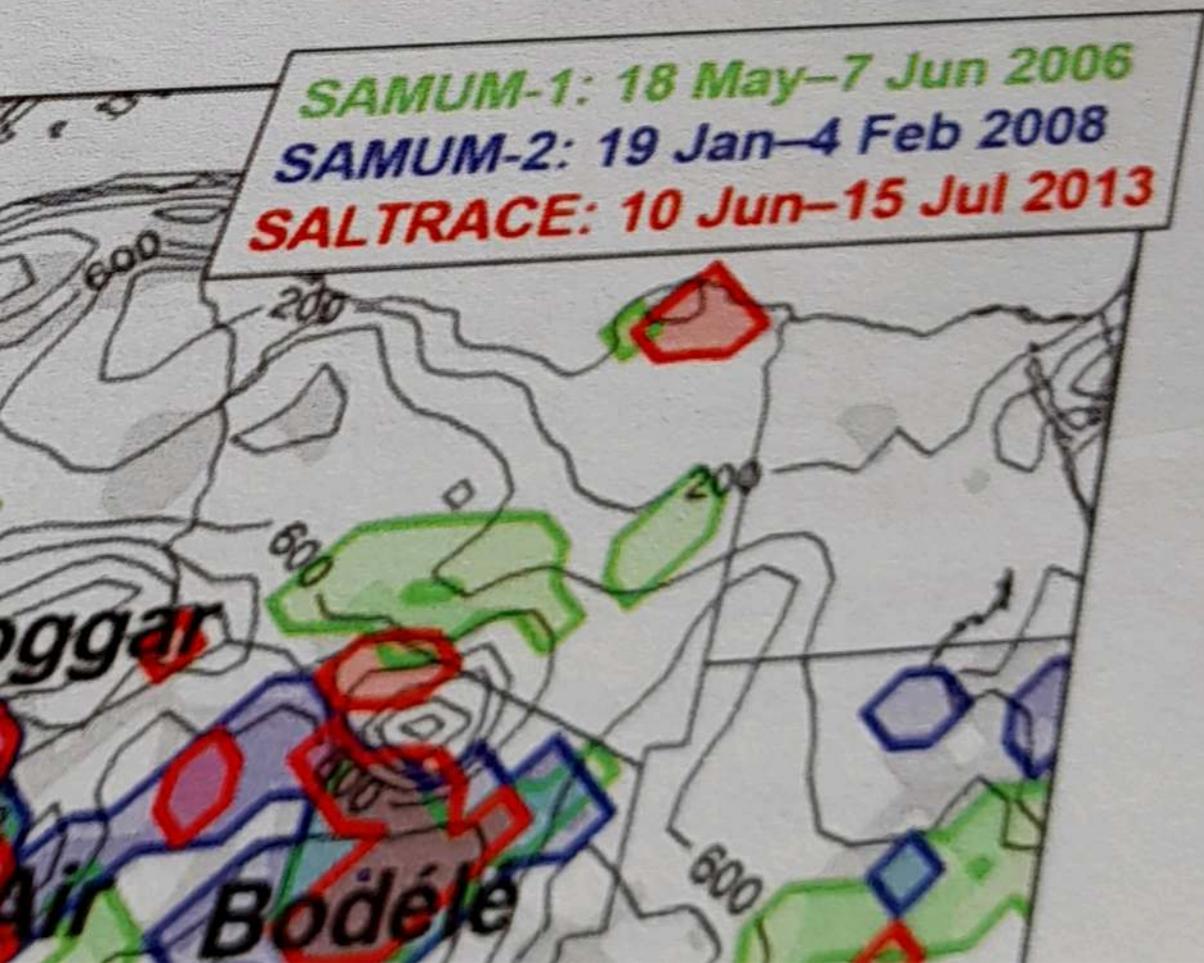
1.5.1 Les zones sources de poussières

Les principales régions émettrices de poussières désertiques incluent l'Asie (les déserts de Taklimakan, de Gurbantonngut et de Gobi) (Wang et al., 2023), le Sud de l'Amérique (Yanaka and Chiba, 2006), l'Australie (Yaping et al., 2007) et l'Afrique du Nord (le désert du Sahara et le Sahel). Toutefois, l'Afrique du Nord est le plus grand contributeur au bilan global de poussière (Ginoux; 2004, Shao et al. 2011), avec environ plus de 50 % des émissions mondiales totales de poussière (Yanaka and Chiba, 2006; Kok et al., 2023).

L'Afrique du Nord présente des paysages contrastés : aux vastes étendues de dunes de sable s'ajoutent des zones composées de terrains pierreux (regs), d'immenses hauts plateaux, ainsi que des montagnes imposantes telles que l'Adrar mauritanien, l'Aïr (2 022 m), le Hoggar (2 918 m) et le Tibesti (3 415 m). La topographie et la puissance du vent dans cette région sont responsables de l'émission de grandes quantités de poussières dans l'atmosphère. Les observations satellitaires montrent que ces émissions ne se font pas d'une manière homogène au sein de cette région, mais proviennent de zones très localisées et particulièrement actives (Herman et al, 1997). En se basant sur l'Indice d'Aérosols (IA) mesuré par TOMS, Engelstaedter et al. (2006) ont identifié quatre principales zones sources de poussières en Afrique du Nord : (A) la dépression de Bodélé, située au nord du Tchad, (B) l'Afrique de l'Ouest, englobant de vastes régions de la Mauritanie, du Mali et du sud de l'Algérie, (C) le désert Nubien et (D) le désert Libyen (Fig. 1.6). Ces observations sont en accord avec les résultats obtenus par Brooks et Legrand (2000) ainsi que par Legrand et al. (2001), qui ont localisé les principales zones sources de poussières en Afrique du Nord à l'aide de l'Infrared Difference Dust Index (IDDI) calculé à partir des données de l'imageur infrarouge METEOSAT. Par la suite, Schepanski et al. (2007) ont mis en évidence d'autres zones sources de poussières particulièrement actives en Afrique



Carte d'activation des zones sources de poussières en juillet 2006 (Schepanski et al., 2007)



chant le système climatique au nord de l'océan atlantique. Son indice, particulièrement marqué en hiver, est calculé à partir de la différence de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. De nombreuses études ont montré l'impact de la NAO sur les émissions de poussières en Afrique de l'Ouest. Par exemple, Hurrell et al. (1995) indiquent que les phases de la NAO influencent la variabilité des émissions de poussières sahariennes, avec des émissions plus importantes durant la phase positive (Moulin et al., 1997; Chiapello et Moulin, 2002; Ginoux et al., 2004). Certaines recherches suggèrent que la production de poussières hivernales en Afrique de l'Ouest serait liée à l'intensité et à la position de l'anticyclone des Açores, un élément clé de la NAO (Chiapello et Moulin, 2002). Jenkins et Gueye (2018) ont récemment étudié les tendances décennales des concentrations de poussières en Afrique de l'Ouest, couvrant la période allant du milieu du XX siècle au début du XXI siècle. Ils ont constaté que les concentrations annuelles étaient plus faibles avant 1970 et après 2000, mais plus élevées entre ces deux périodes. Ces variations sont en parties attribuées aux phases positive et négative de la NAO. Selon eux, la phase positive de la NAO, caractérisée par un anticyclone des Açores renforcé, est associée à un renforcement du vent de surface en Afrique du Nord, ce qui pourrait activer les sources de poussières

et du déplacement de la limite entre l'harmattan et le flux de mousson au nord du Sahel du fil

la présence accrue et l'intensification de l'harmattan plus (qu'en) l'hiver

b) **L'harmattan** : le Sahel est influencé par le régime de l'harmattan tout au long de l'année, mais son impact est particulièrement marqué en hiver par rapport à ~~été~~, comme mentionné précédemment, en raison de son intensification durant cette période. Cette accélération hivernale est associée à des émissions significatives de poussières en Afrique de l'Ouest. Par exemple, Léon et al (2009) montrent que les premiers grands événements de poussières en surface en Afrique de l'Ouest se produisent en janvier, en phase avec l'accélération de l'harmattan, pour atteindre ses concentrations maximales en Mars (Marticorrena et al., 2010). Des études révèlent qu'en hiver, le courant de l'harmattan transporte par intermittence de grandes quantités de poussières minérales depuis le bassin du Tchad vers le Sahel (Schwanghart et Schütt, 2005). Fielder et al. (2015) ont étudié l'importance des poussées d'harmattan dans l'émission d'aérosols de poussières nord-africaines. Leur résultat estiment qu'environ un tiers de la masse totale des émissions est associée à l'harmattan en saison des sèches.

Les phénomènes locaux

a) Les Jets de basses couches (Low Level Jet ou LLJs) : les jets de basses

inertielle

couches (LLJs) se forment par un phénomène appelé oscillation ~~d'inertie~~ (Blackadar, 1957). Après le coucher du soleil, par temps clair et calme, le sol se refroidit rapidement, ce qui crée une couche d'inversion nocturne. Cette couche sépare la surface du sol des masses d'air situées au-dessus, éliminant l'effet de la friction de la surface sur ces dernières. Dès lors, les masses d'air ne sont influencées que par le gradient de pression et la force de Coriolis, ce qui provoque un déséquilibre. Ce déséquilibre entraîne des oscillations autour du vent géostrophique, formant ainsi les LLJs au sommet de la couche d'inversion (Blackadar, 1957 ; Hoxit, 1975 ; Banta et al., 2003). Les vitesses de vents associées aux LLJs sont de l'ordre 20 m/s (Banta et al., 2006). Au lever du soleil, le réchauffement du sol supprime la couche d'inversion, et le mélange turbulent dans la couche limite fait descendre les vents forts du jet vers la surface. Cela provoque une augmentation soudaine de la vitesse du vent au sol, favorisant ainsi le soulèvement de poussières durant les premières heures de la matinée (Washington et al., 2006 ; Todd et al., 2007 ; Hourdin et al., 2015). Washington et Todd (2005) ont montré que l'intensification des émissions de poussières au niveau de la dépression de Bodélé en hiver est principalement liée à la forte fréquence des jets de basses couches (LLJs) au-dessus de cette région durant cette période. En effet, bien que les LLJs soient présents toute l'année au-dessus du continent africain, leur fréquence est plus élevée en hiver qu'en été, atteignant jusqu'à 80% au-dessus de la dépression de Bodélé (Bou Karam, 2008). Ce phénomène est responsable d'environ 65% des soulèvements de poussières en Afrique de l'ouest pendant la saison sèche (Schepanski et al., 2009) et d'environ 40% durant la saison des pluies (Heinold et al., 2012)

b) **Les poches froides ou courant de densité** : Ce mécanisme de soulèvement, qui constitue le cœur de cette étude, est décrit plus en détail dans la section suivante.

1.6 Rôle des poches sur le soulèvement de poussières

1.6.1 Les haboobs

Comme on l'a dit plus haut, les poches, plus froides et denses que leur environnement, s'effondrent en accélérant près de la surface, ce qui génère un front de rafales à l'avant du système. Ce front, généralement situé au niveau du bord d'attaque de la poche, s'accompagne de vents puissants responsables des impressionnants murs de sable souvent observés au Sahel avant l'arrivée des orages. Ces émissions

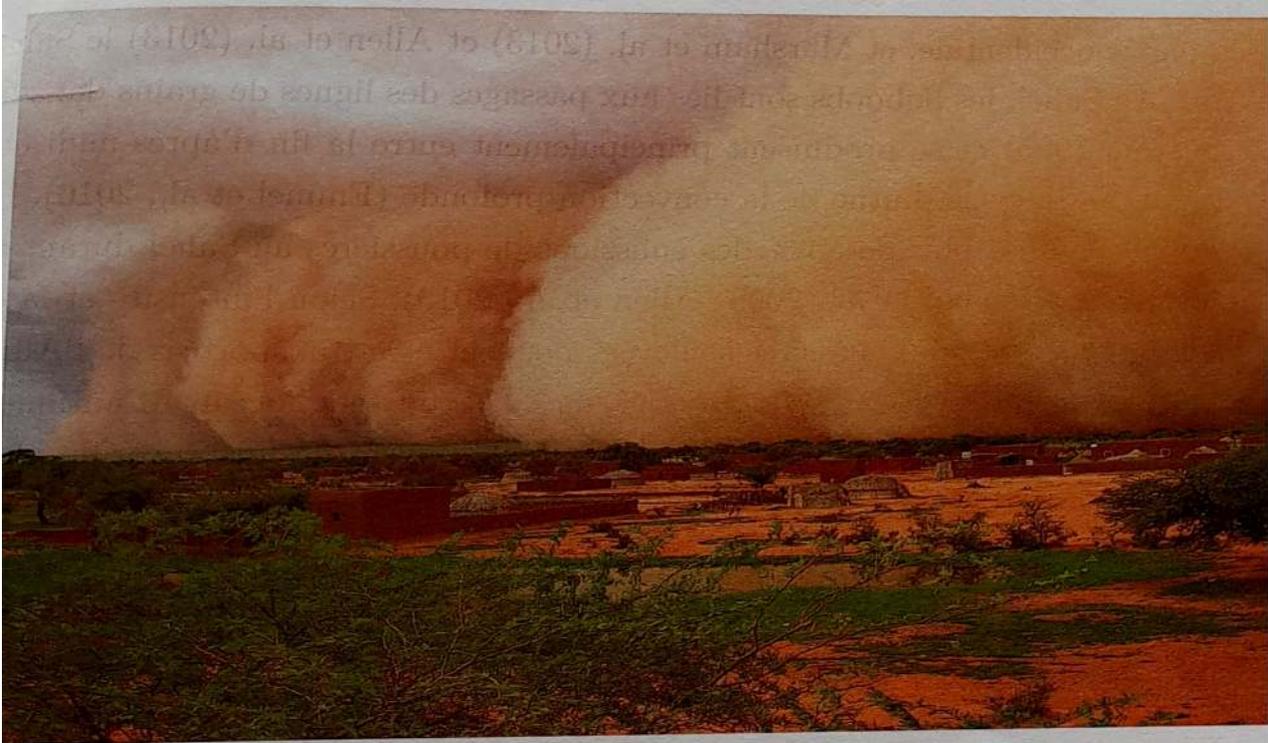


FIGURE 1.9 – Photo d'un événement de haboobs prise au Mali en Août 2004 par la météorologue francoise GUICHARD et Laurent KERGOAT.

Guichard Kergoat

montre un

Les poussières liées à l'effondrement des poches froides sont appelées haboobs. La figure 1.9 illustre un événement de haboobs qui s'est déroulé au Mali en été 2004. Les haboobs peuvent se manifester à diverses échelles spatiales et temporelles : les systèmes convectifs de méso-échelle peuvent produire des haboobs de longue durée (Mason et Knippertz, 2014), tandis que de petits courants descendants intensifiés microrafales (Fujita, 1985), génèrent des haboobs de courte durée (Mason et al., 2008). La hauteur des haboobs varie de 0.5 km à l'arrière de la tête jusqu'à environ 2 km le long du front d'attaque (Solomos et al., 2012; Evan et al., 2012). Solomos et al. (2012) notent que les haboobs peuvent s'étendre horizontalement sur des centaines de kilomètres, avec une durée de vie allant de 2 à 12 heures selon la force du vent. Leur front de propagation prend en général une forme arquée, liée à la force des poches froides.

Les haboobs ont été observés dans toutes les principales zones émettrices de poussières minérales du monde (Knippertz, 2014), notamment dans les déserts du Taklamakan et de Gobi en Chine (Mitsuta et al., 1996; Takemi, 1999), en Australie (Cotton et al., 2011) et dans le sud des États-Unis (Brazel et Nickling, 1986; Cotton et al., 2002). Au Sahara, Knippertz et al. (2007) et Emmel et al. (2010) ont étudié ces phénomènes dans le nord, tandis que Lawson (1971), Bou Karam et al. (2007) et Knippertz et Todd (2010) ont couvert la région sud, Marsham et al. (2007) a étudié la région nord-est.

la partie occidentale, et Marsham et al. (2013) et Allen et al. (2013) le Sahara central. Au Sahel, les haboobs sont liés aux passages des lignes de grains ~~dans la région~~ (Sutton, 1925) et se produisent principalement entre la fin d'après-midi et l'aube, en raison du cycle diurne de la convection profonde (Emmel et al., 2010). Ils représentent environ plus de 50 % des émissions de poussières au Sahel durant la saison des pluies (Heinold et al., 2008 ; Allen et al., 2013). Selon l'intensité et la durée de ces événements, les poussières soulevées peuvent être transportées de l'Afrique vers l'Europe (Dhital et al., 2021 ; Orza et al., 2020) ou vers l'océan Atlantique tropical (Dhital et al., 2020). Les haboobs parcourent souvent des distances de plus de 300 km, avec une préférence de propagation vers le nord-ouest (Caton Harrison et al., 2021). Des études de modélisation indiquent une fréquence accrue des haboobs au sud du Sahara, autour de 18 degrés de latitude, là où le flux de mousson apporte le maximum d'humidité pour déclencher la convection (Pantillon et al., 2015). En se basant sur des observations, Caton Harrison et al. (2020) montrent également une fréquence élevée de haboobs au nord du Mali, à l'est de la Mauritanie, à la frontière algérienne et dans la région des frontières du Mali, du Niger et de l'Algérie.

1.6.2 Impacts des haboobs

Les « haboobs » sont des phénomènes violents et dangereux ayant des impacts majeurs sur les conditions météorologiques et les activités humaines. Ils peuvent entraîner une chute brutale de la visibilité (Chen et Fryrear, 2002 ; Leys et al., 2011), dégrader la qualité de l'air et contribuer de manière significative aux bilans régionaux de poussières et de rayonnement (Bukowski et al., 2021). Song et al. (2007) ont mis en évidence que les grandes quantités de poussière transportées réduisent la visibilité à moins de 1 km, augmentant ainsi le risque d'accidents routiers. La figure 1.10 illustre un événement de poussière à Dakar en 2020, qui a provoqué une visibilité très réduite dans toute la région. Des études ont confirmé que les tempêtes de poussière, qui surviennent principalement durant la saison de mousson au Sahara occidental, peuvent entraîner des accidents de transport pour les civils et militaires (Taheri et al., 2020). Lors d'un haboob en juin 2018 en Afrique de l'Ouest, des dégâts importants ont été observés au Sénégal, notamment des pertes de bétail et des dommages matériels dans le nord du pays ainsi qu'à l'Aéroport International Blaise Diagne (AIBD). Senghor et al. (2021) ont également montré que les émissions de poussière et la forte intensité des vents associés à cet haboob ont causé des dommages considérables aux avions de la compagnie Transair à l'aéroport de Dakar. Dans une analyse approfondie de cet événement, Senghor et al. (2023) ont noté que les fortes concentrations de poussières soulevées ont eu un impact significatif sur