

**ANALYSE DE
LA TORNADE DE
SAINT-ÉMILE
11 AOÛT 1998**

AUTEUR : Pierre Vaillancourt

Environnement Canada

BSME, Montréal

Note technique, Région du Québec, 99N-001

INTRODUCTION.....	2
SITUATION SYNOPTIQUE	4
Surface :.....	4
Altitude :.....	4
Carte prévisionnelle :.....	6
Téphigrammes :.....	7
En résumé :.....	9
LES ÉVÉNEMENTS ET LEUR DÉTECTION	10
Description du radar :.....	10
Premier entonnoir :.....	10
Tornade de Saint-Émile :.....	13
Vue générale.....	14
Vue de la cellule tornadique	16
CONCLUSION	17
BIBLIOGRAPHIE	19
ANNEXE	20
Outil d'analyse : Téphigrammes	20
Critères radars :	22

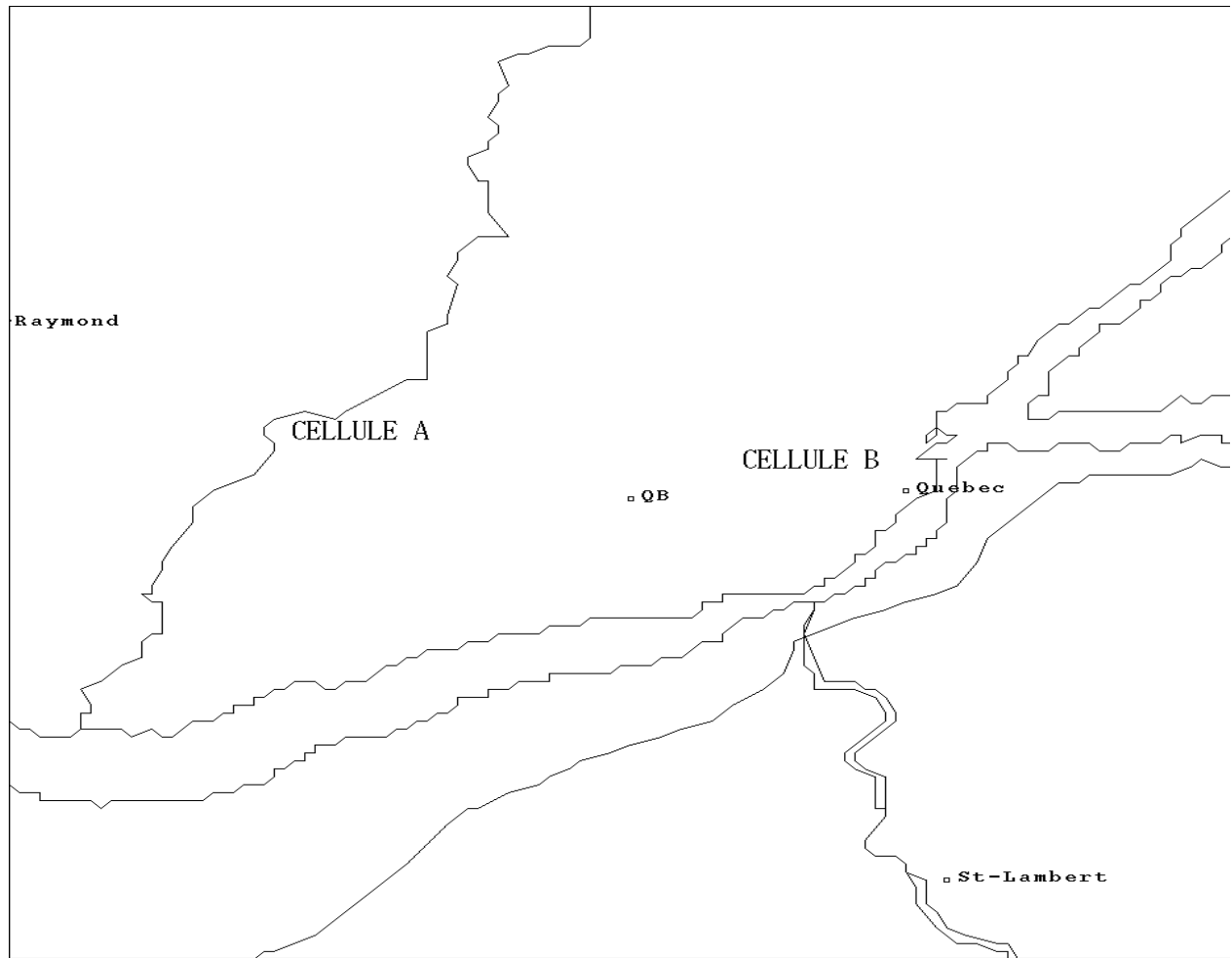


Figure 2: Aggrandissement centré sur la zone touchée par les tornade. Cellule A: St-Catherine, cellule B: St-Émile .

SITUATION SYNOPTIQUE

Surface :

La Figure 3 montre qu'une dépression dans le nord du Nouveau-Brunswick à 12 TU. Elle étendait un front froid maritime vers le Vermont. Dans le secteur chaud, on a des points de rosée de 22 à 24 °C avec une bonne zone de pluie et des vents du sud-ouest de 10 à 15 noeuds.

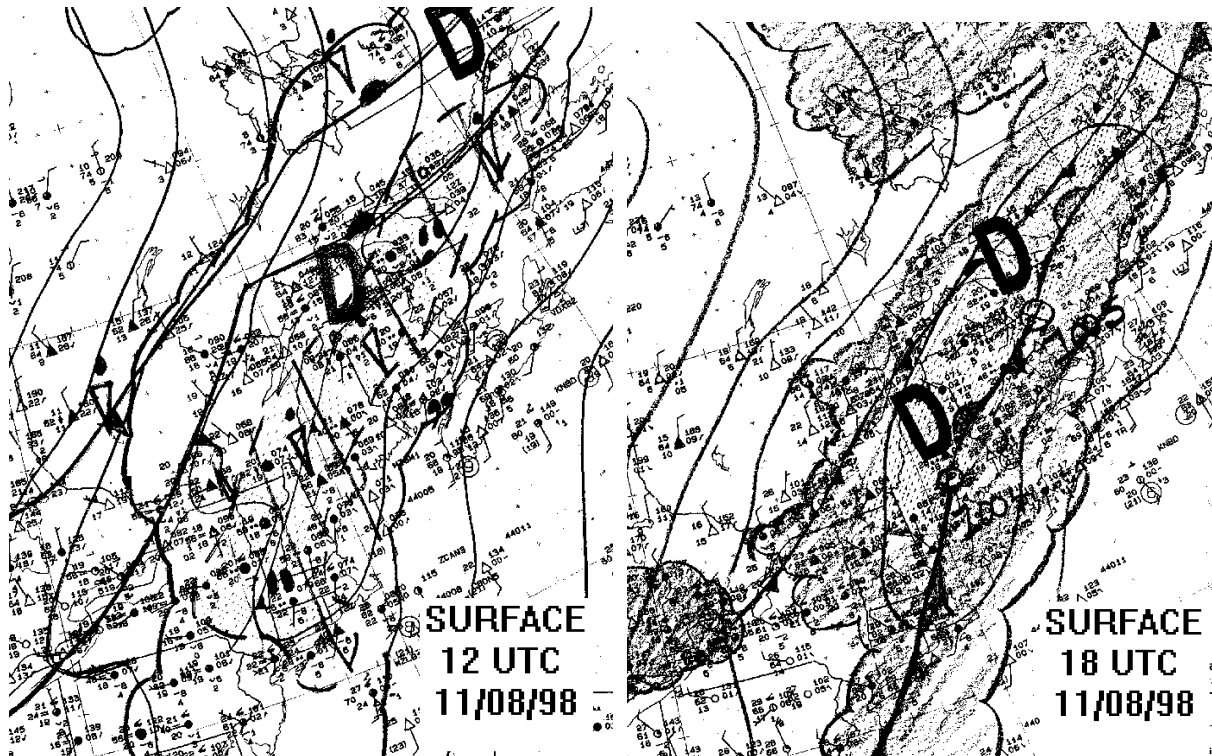


Figure 3: Cartes de surface à 12 et 18 TU le 11 août 1998 (jour des événements)

Un second front, polaire celui-là, s'étendait du lac Saint-Jean à Ottawa, séparant les points de rosée de 20 °C à ceux de 16 °C. Les vents sont légers et variable à l'avant de ce front et deviennent du nord à nord-ouest après son passage. La couverture nuageuse va de la côte atlantique jusqu'à plus de 300 km au nord-ouest du fleuve Saint-Laurent.

À 18 TU, les deux fronts se sont légèrement déplacés vers la côte atlantique. Le front polaire est maintenant aligné le long du fleuve Saint-Laurent, juste au nord de Québec, juste à l'endroit où la tornade est apparue.

Altitude :

- À 850 mb, nous n'avons malheureusement pas la carte de 12 TU le 11. Cependant, on voit un creux passer du centre du Québec à la côte atlantique entre 00 TU le 11 et 00 TU le 12. On peut en inférer que ce creux était le long de la vallée du Saint-Laurent à 12 TU avec un gradient très lâche.

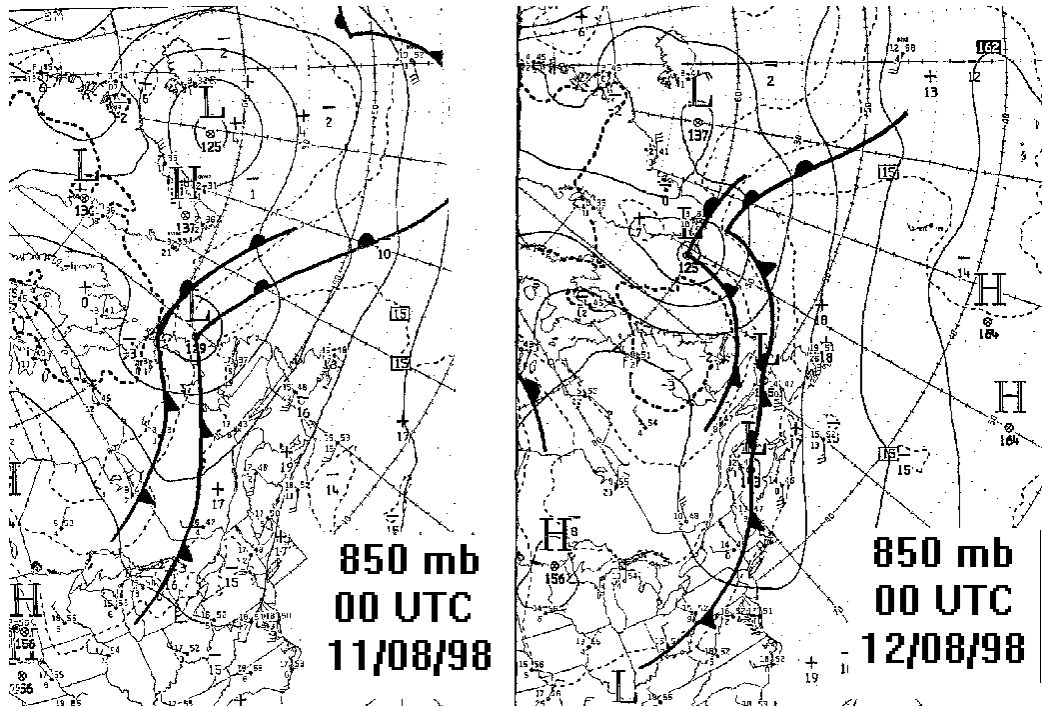


Figure 4: Cartes de 850 mb de 00 TU le 11 et 12 août 1998

- À l'avant de ce creux, on a une circulation 30 à 35 noeuds du sud-ouest. Les sorties du modèle canadiens GEM montrent que ce courant-jet de bas niveau de 40 noeuds était le long des Appalaches, dans le secteur chaud maritime, à 12 TU.
- À 700 mb, le même creux se trouve légèrement au nord de la vallée. La différence entre T et Td est

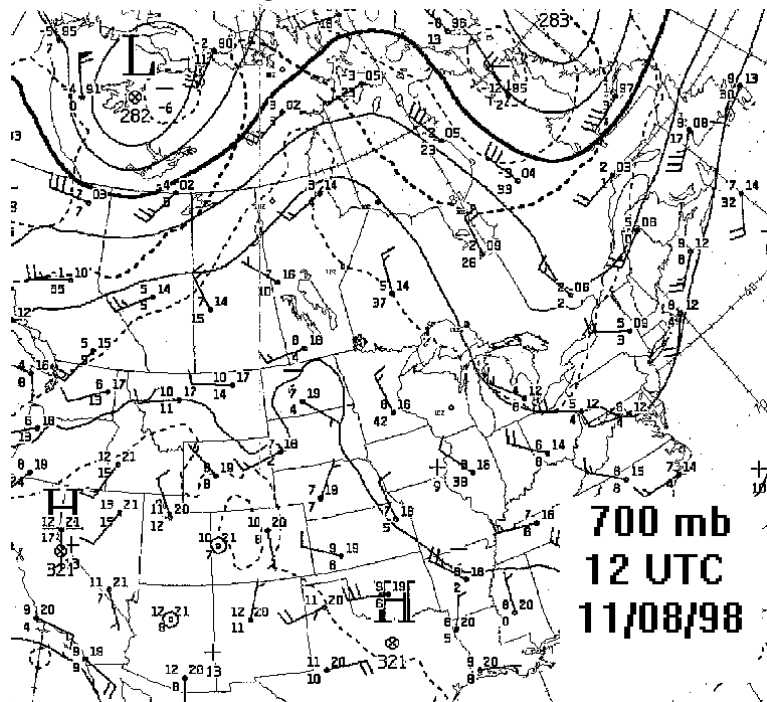


Figure 5: Carte de 700 mb à 12 TU le 11 août 1998

presque nulle dans le creux mais devient rapidement de 25 à 30 oC plus au nord montrant un assèchement dans les niveaux moyens de l'atmosphère. Cette zone sèche vient derrière un front froid polaire ce qui porte à croire à une déstabilisation de l'atmosphère dans les niveaux moyens.

- À 500 mb, nous pouvons voir un faible creux de tourbillon géostrophique qui s'étend depuis le Labrador vers Ottawa et un autre centre de tourbillon dans le nord du Maine, E.U. La circulation montre un courant-jet cyclonique depuis la Pennsylvanie vers le nord du Nouveau-Brunswick.

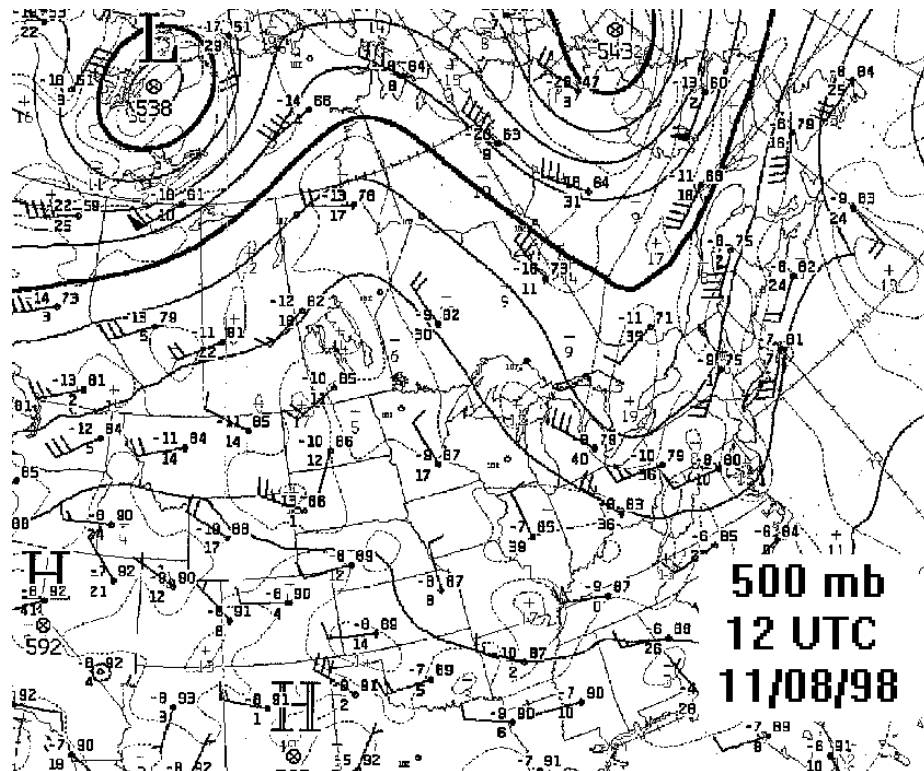


Figure 6: Carte de 12 TU le 11 août 1998

Carte prévisionnelle :

Les items énumérés antérieurement sont utilisés pour construire une carte prévisionnelle au temps initial (voir Figure 7). Sur cette carte, on retrouve les différents éléments synoptique qui peuvent servir de déclencheurs à la convection. On voit clairement que la zone la plus à risque est celle du secteur chaud maritime où on retrouve la sortie gauche du courant-jet, un fort jet de bas niveau, une langue d'humidité et le soulèvement dû au front froid.

Cependant, dans le secteur chaud polaire, les points de rosée demeurent très élevés et on a une zone d'air sec aux niveaux moyens qui s'approche du front froid. Ceci contribue à une déstabilisation de la masse d'air et des orages y sont possibles.

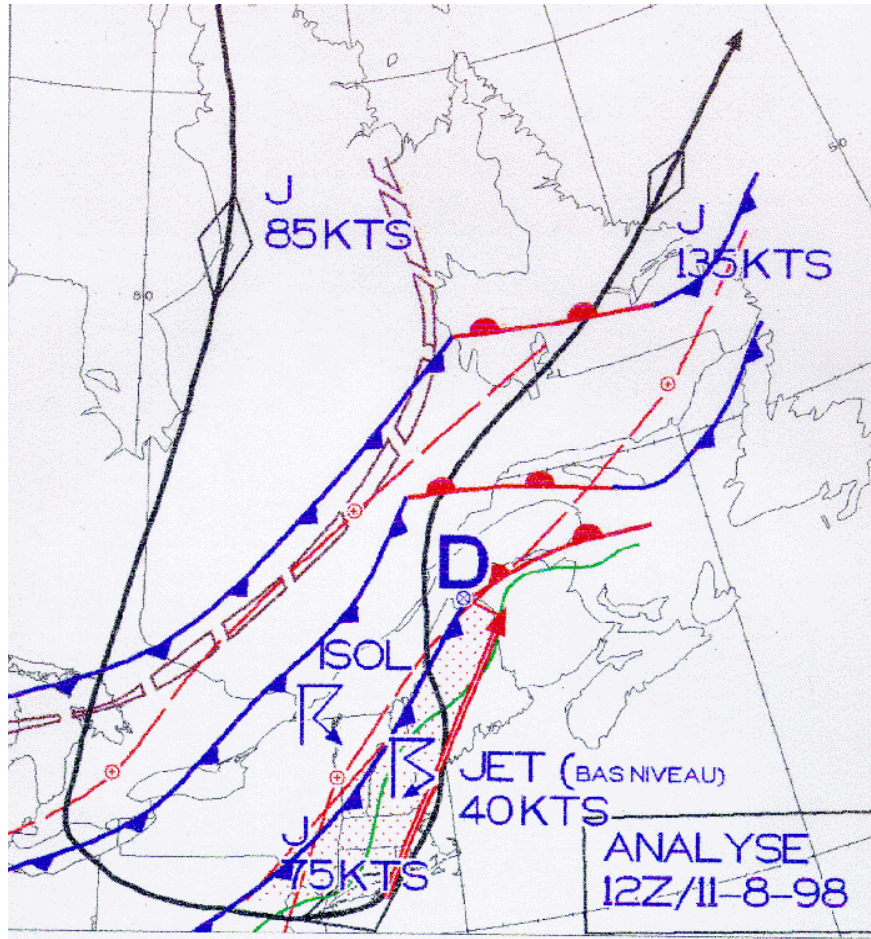


Figure 7: Carte composite des éléments synoptiques déclencheurs de la convection à 12 TU le 11 août 1998

Téphigrammes :

Sondage	Énergie (J/kg)	Cisaillement ($\times 10^{-3}$ /s)	SRH* (0-2km)	SRH (0-3km)	EHI**	Eau précipitable (mm)	$\Delta\theta_e$ (°C)	SSI	Liftex Index
CWMW	1668	8.34	17	1.9	0	54.8	22	101	-3.9

* SRH = Hélicité Relative

** EHI = Indice Énergie-Hélicité

Ci-dessous (Figure 8) on retrouve le téphigramme de Maniwaki (CWMW) et l'odographe pris à 12 TU. On voit que l'air est saturé sous 650 mb puis on a un assèchement très marqué. Ce téphigramme est celui au passage du front froid, là où s'est produit la tornade (voir analyse de surface à 18Z). Le téphigramme de Buffalo (KBUF) pour la même heure et qui aurait été caractéristique de l'air juste au sud du front, n'était pas disponible.

En effet, l'atmosphère est encore chaude et humide à bas niveau et s'assèche fortement au niveau moyen. La zone ombrée représente l'énergie hydrostatique qu'aurait eu une particule soulevée du sol avec une température et un point de rosée de 20°C caractéristique du secteur chaud polaire. Cette énergie est de 1668 J/kg ce qui est une énergie assez forte. Le sommet du CB aurait été de près de 10 km (36,000 pieds).

La différence de θ_e (température potentielle) entre la courbe de l'environnement au niveau moyen et celle de la particule au sol est de 22 oC. Ceci laisse présager un potentiel de rafale descendante de l'ordre de 50-60 noeuds. Finalement, l'eau précipitable d'une telle particule est de 55 mm ce qui donne un potentiel de pluie abondante soudaine.

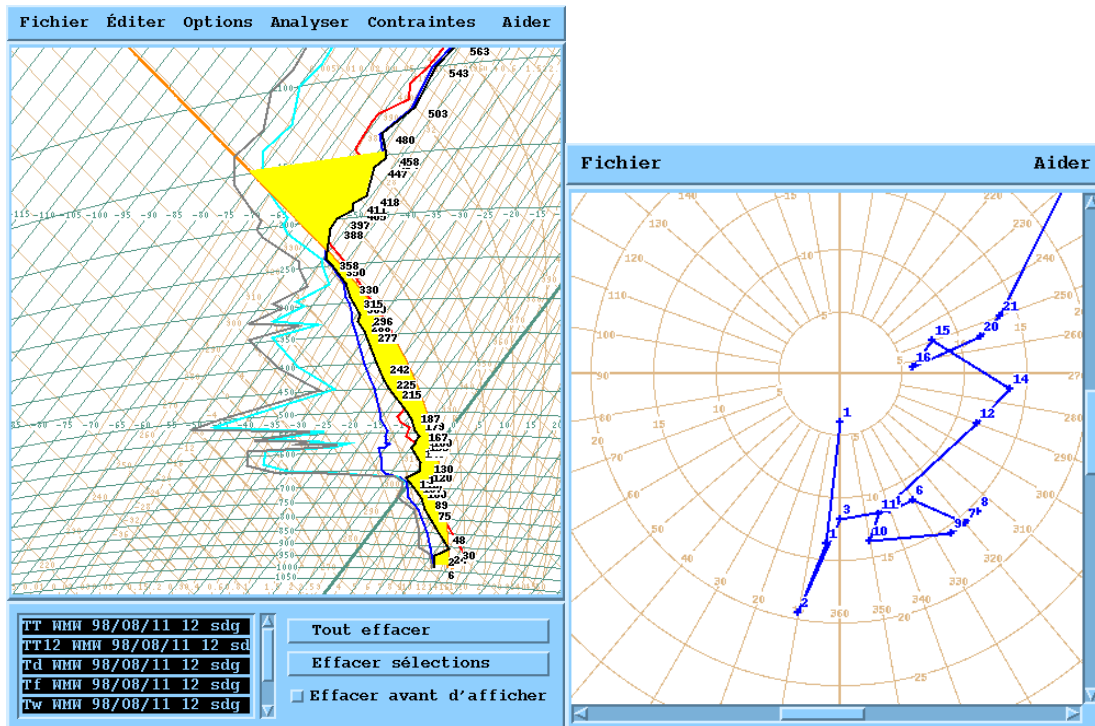


Figure 8: Téphigramme (traits noir: T, gris: T_d , bleu: θ_w , rouge: T à 00 TU/11) et odographe de CWMW à 12 TU le 11 août 1998. La zone ombrée est la courbe de la particule avec $T=22^\circ\text{C}$ et $T_d=20^\circ\text{C}$.

L'odographe montre une circulation du nord de 15 à 20 noeuds jusqu'à 2,000 pieds puis les vents rétrogressent graduellement vers le nord-ouest puis l'ouest entre 2,000 et 14,000 pieds. Le sondage du profileur de vent de l'Université McGill (Figure 9), qui était dans le secteur chaud polaire à 12Z, correspond bien avec les vents de l'odographe à partir de 11 :00 HNE (10 :00 HAE), soit au moment où le front froid s'approche. Donc l'odographe de CWMW semble bien représenter le cisaillement de l'air au passage du front froid. Ce cisaillement est de $8.34 \times 10^{-3}/\text{s}$ mais son hélicité ($\text{SRH}=17$) et l'index d'hélicité ($\text{EHI}=0$) sont très faibles quoique lévrogyre de telle sorte qu'on ne prévoit pas de possibilité de tornade. Les orages devraient se déplacer du nord-ouest à 7 noeuds selon le vent moyen dans cet odographe.

Si on calcule la valeur du SSI (Severe Storm Index de Rasmussen 1983, Turcotte 1987) on obtient une valeur de 101 ce qui est le seuil minimum pour penser à la possibilité d'orages violents.

McGill UHF Profiler 11 Aug 1998 day 223
Hourly Consensus Average Winds

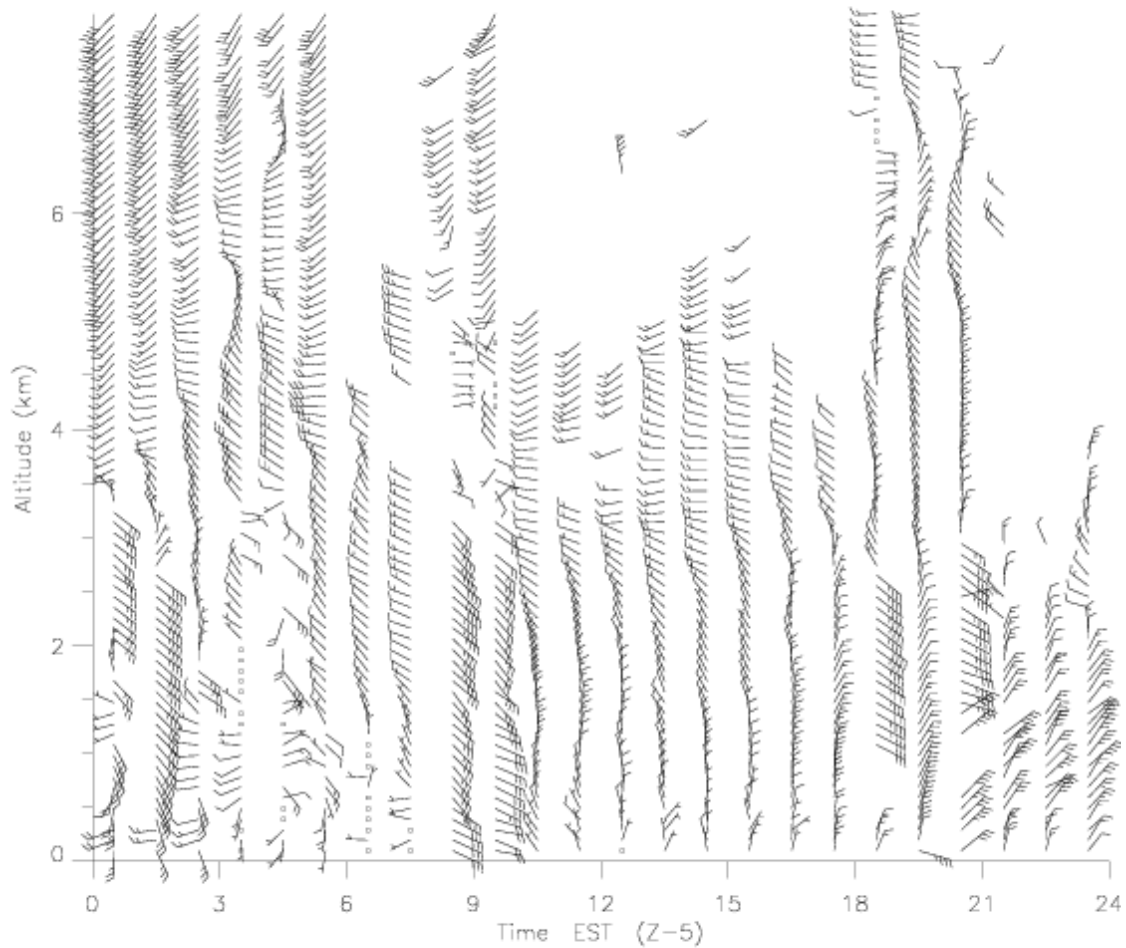


Figure 9: Profileur de vent de l'Université McGill entre 0 et 24 hres HNE (Heure Normale de l'Est = TU +5 hres)

En résumé :

L'analyse des téphigrammes et de la situation synoptique montre qu'on avait le 11 août 1998 un potentiel d'orages violents dispersés dans le secteur chaud polaire. Ceux-ci se développant surtout dans le secteur sud du front froid polaire, là où la dynamique et la thermodynamique étaient plus susceptibles d'être présents en même temps.

Le sommet de ces CB aurait dû être de 10 km et ils auraient pu produire des rafales violentes accompagnés de fortes pluies mais que le risque de tornade était négligeable.

LES ÉVÉNEMENTS ET LEUR DÉTECTION

Description du radar :

La région de Québec est sous la couverture du radar de Villeroy situé à environ 60 km au sud-ouest de Québec. C'est un radar de longueur d'onde de 5 cm qui donne un sondage tri-dimensionnel conventionnel de 24 angles en 5 minutes. Sa résolution est de 150m sur la portée et de 1 degré de largeur ce qui donne une résolution de 1 km² sur les images ci-dessous. Il n'est pas Doppler.

Premier entonnoir :

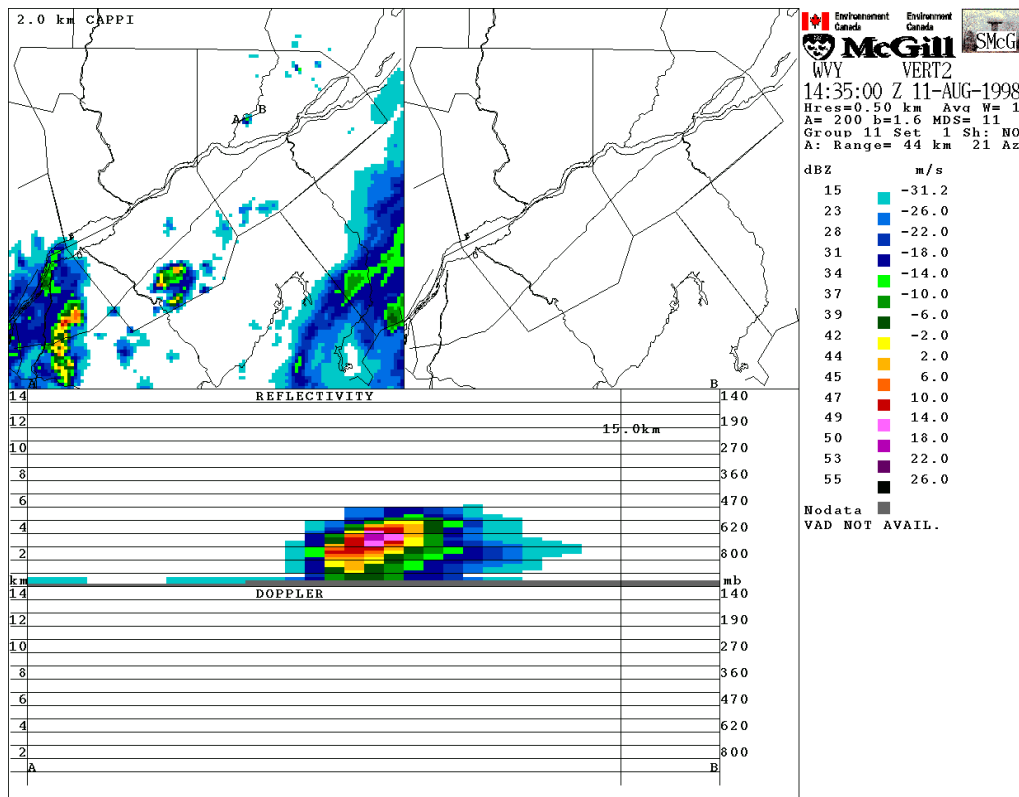


Figure 10: CAPPI à 2 km à 1435 TU et coupe verticale du premier orage violent qui se trouve légèrement à droite et en haut du centre du CAPPI (coupe entre les point A et B).

Un premier entonnoir a été vu à Sainte-Catherine-de-la-Jacques-Cartier. La Figure 10 montre le CAPPI à 2 km de 1430 TU (10h35 HAE) par le radar de Villeroy qui correspond aux coordonnées de cet événement. On voit que les intensités de cette cellule isolée sont très faibles à 2 km (20 à 30 dBZ, 0.5 à 2 mm/h) alors que les échos radars sont beaucoup plus intenses et répandus dans les secteurs sud-est et sud-ouest du CAPPI. Aucune foudre n'a été détecté (Figure 12)

On voit également une coupe faite à travers la cellule orageuse le long de la ligne AB dans le coin supérieur droit du CAPPI. La coupe révèle cependant un coeur de précipitations intense (49 dBZ) autour de 4 km d'altitude dans la cellule accompagné d'une pente sud-ouest à nord-est qui fait qu'on a un surplomb d'intensités fortes à cet altitude par rapport aux niveaux plus bas.

Ceci serait le comportement typique d'une supercellule si le surplomb se trouvait à 7 km d'altitude ou plus (voir annexe). Le programme de traitement des données radar n'a pas détecté de surplomb à cause de la faible extension verticale de cette cellule.

La Figure 11a montre l'accumulation laissée par la cellule orageuse (traînée nord-sud au centre de l'image), soit un maximum de 10 mm ce qui n'est pas très important.

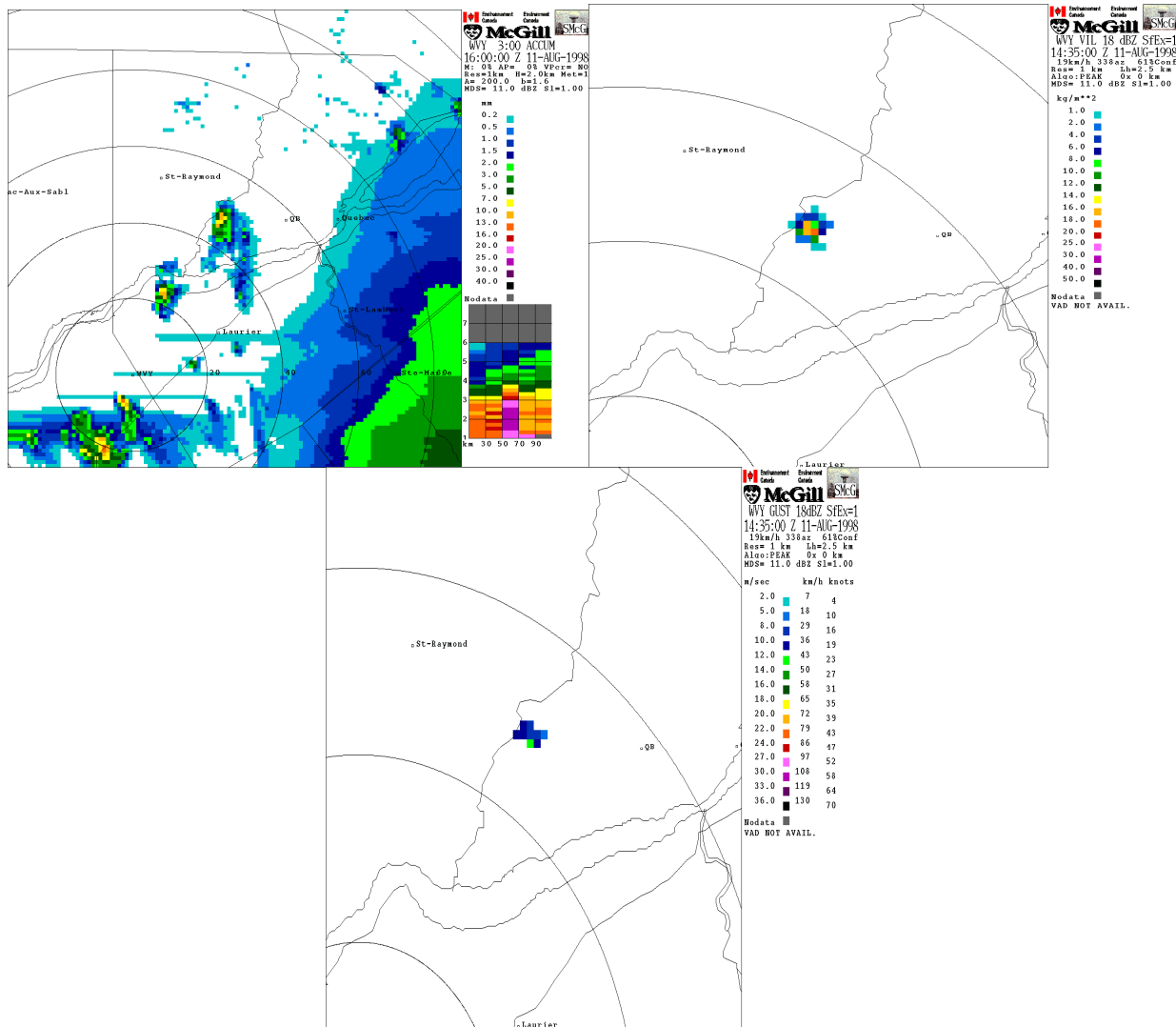


Figure 11: a) Accumulation entre 14 et 16 TU b) VIL à 1435 TU c) Rafale maximale probable à 1435 TU.

La quantité d'eau précipitable (Figure 11b) montrée par le VIL (Vertical Integrated Liquid) à 1035TU montrait déjà que la cellule n'était pas très juteuse avec une valeur de 16 kg/m² (16 mm d'eau) et la rafale maximale possible (Figure 11c) selon le radar n'était que de 45 km/h.

Le sommet de cette cellule n'est que de 6 km (20,000 pieds) soit bien en dessous des 10 km espérés par le téphigramme de CWMW mais il montre clairement les caractéristiques d'une supercellule. Il semble que l'air sec au-dessus de 650 mb dans le téphigramme ait causé un très fort entraînement et ait réduit l'extension verticale de l'orage. Ce type de situation semble correspondre à la définition des mini-supercellulaires tels que décrit par Wicker et Cantrell (1996 voir annexe).

Cependant, notre analyse thermodynamique ne montrait pas de possibilité de tornade mais plutôt de rafales descendantes. Le cisaillement était faible mais lévrogyre dans cet odographe. Il est donc

possible que le soulèvement du front froid ait transformé le faible rotationnel créé par ce cisaillement en un tourbillon vertical. Ensuite, la rafale descendante possible de 45 km/h (selon le radar) venant du CB a pu augmenter ce tourbillon et créer l'entonnoir nuageux. Le fait que l'entonnoir nuageux ait touché le sol selon les témoins mais n'a causé aucun dommage est la preuve qu'il était très faible.

En conclusion, ce premier orage semble être une combinaison entre un mini-supercellulaire et un « landspout ».

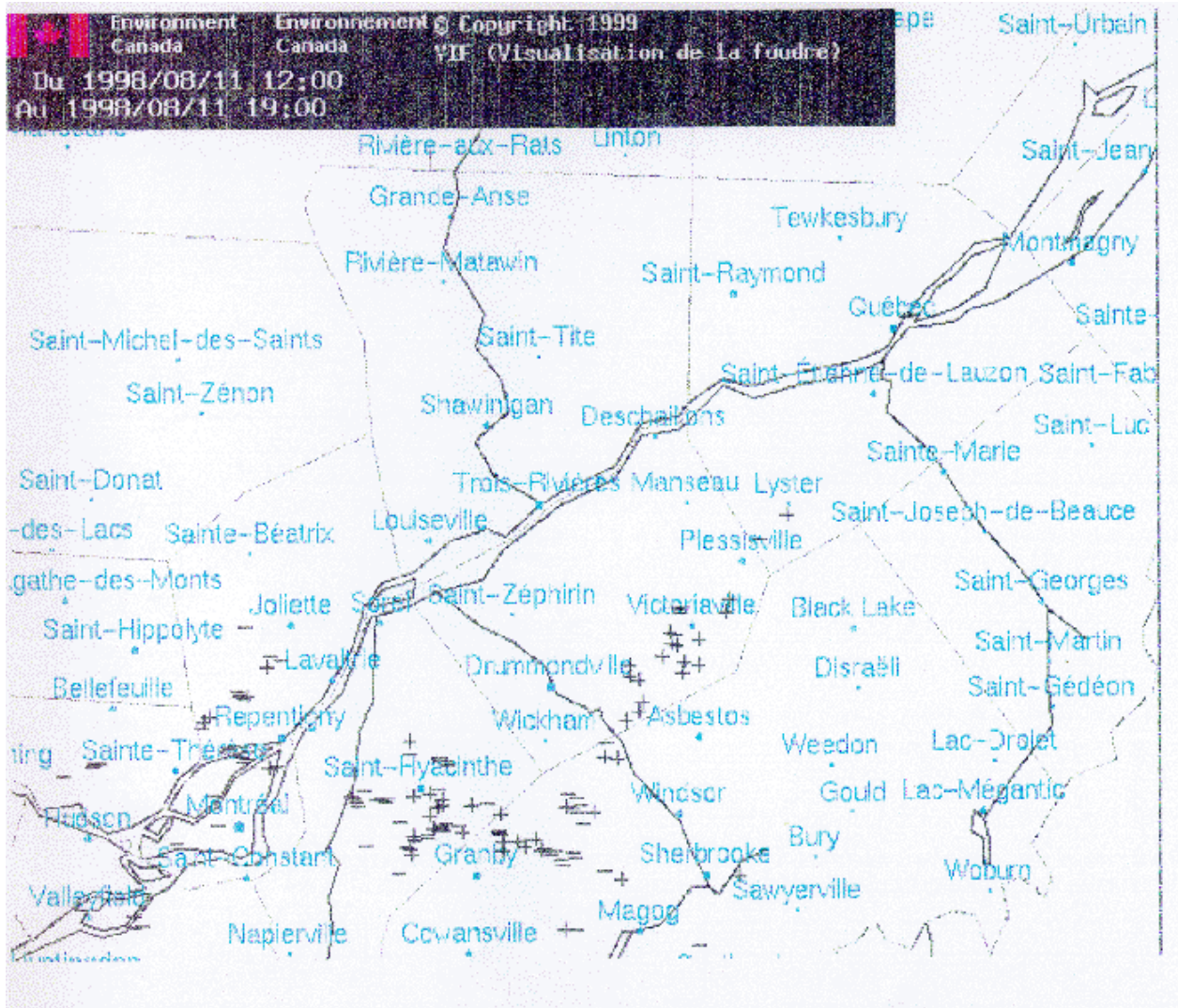


Figure 12: Carte de détection de la foudre entre 1200 et 1900 TU le 11 août 1998. Les plus (+) représentent les coups nuages-sol, les moins (-) sont les coups sol-nuage et les X sont les coups nuage-nuage.

- Cabanon de construction de bois d'une dimension approximative de 12 pieds X 12 pieds soulevé du sol et projeté sur une maison à quelques mètres
- Plusieurs toitures endommagés dont une plus particulièrement près de l'intersection principale de la ville. La moitié de la toiture en tôle a été endommagée et le quart arrachée et projetée sur la caisse populaire de l'autre coté de la rue y cassant des fenêtres.
- Abri d'autos complètement arraché de maison. Celui-ci était fixé au sol par trois colonnes fixées par des armatures de métal coulés dans des piliers de ciment. En étant arraché, l'abri a également arraché une partie de la toiture. L'abri a été retourné et s'est écrasé sur les lignes électriques à l'arrière de la propriété à environ 15 mètres causant une panne d'électricité et téléphonique.
- Quelques clôtures d'endommagées partiellement, plusieurs ensembles de patios, tables et chaises projetés sur de longue distance, auvents arrachés.

Vue générale

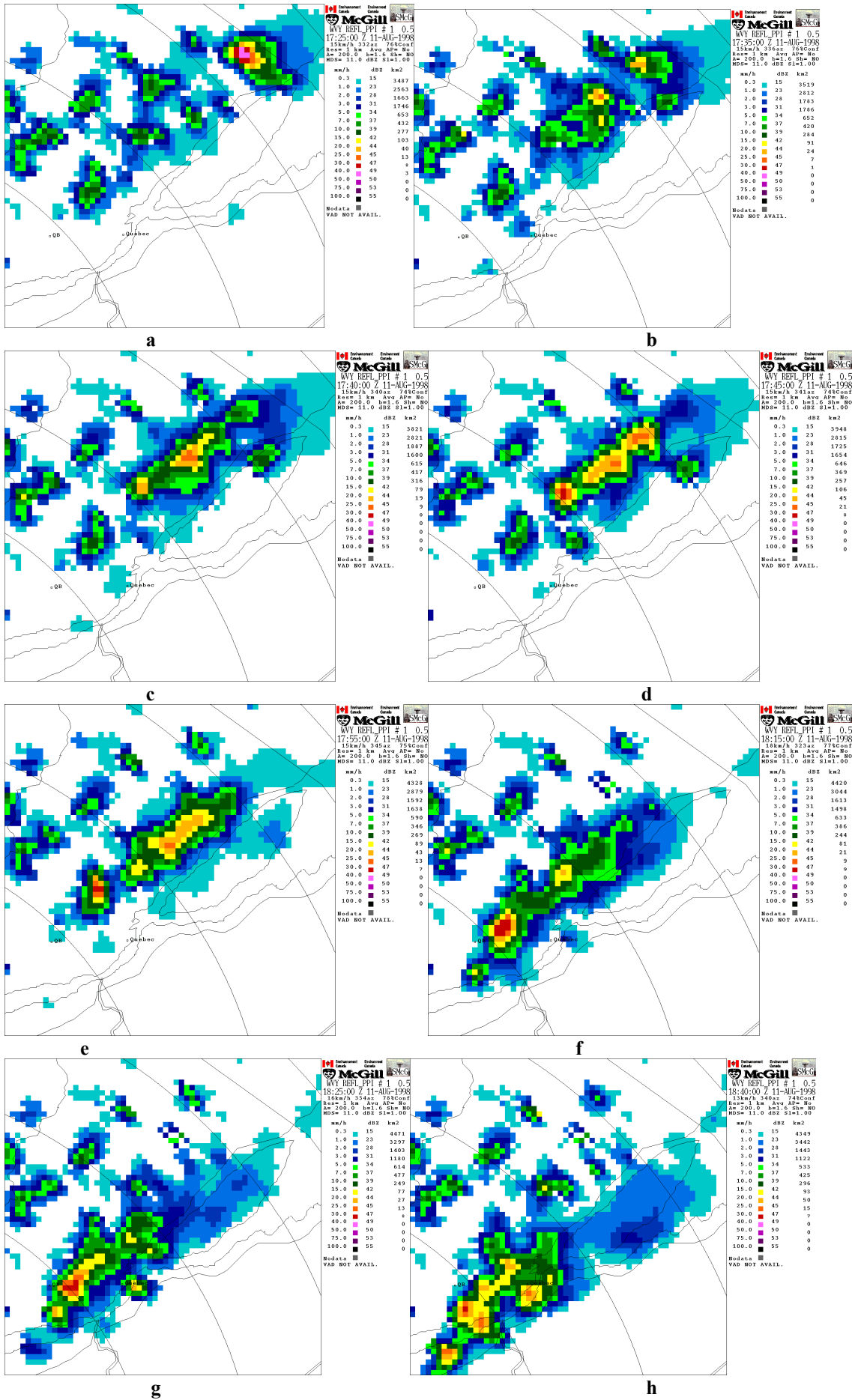
La Figure 14 montre la progression du complexe orageux qui a mené à cette tornade. Elle montre un agrandissement de la région immédiate de Québec avec l'Île d'Orléans du côté droit des images, les échos de sol des Laurentides en vert foncé au nord de Québec et l'aéroport de Québec montré par QB.

Sur l'image a), on voit une première cellule assez intense (49 dBZ) dans le coin supérieur droit et de faibles intensités (20-30 dBZ) dans les montagnes. L'image suivante (b) montre que la première cellule diminue d'intensité pendant que son front de rafale s'étend vers les montagnes et y génère une nouvelle cellule. Les images c) à f) montrent le même genre de régénération vers le sud-ouest. À 1815 TU (14h15 HAE) nous avons reçu une observation de nuage en entonnoir qui provenait de la cellule la plus forte en f). Le seul dommage de celui-ci est une trace dans un champ de maïs.

La régénération s'est continuée vers le sud-ouest par le front de rafale de l'orage et c'est à 1840 TU (14h40 HAE), soit dans l'image h, que la tornade de Saint-Émile s'est produite (l'électricité a été coupée par la tornade dans cette localité et on est donc sur de l'heure de l'événement). Au moment de la tornade, la cellule la plus forte se retrouvait le long du fleuve Saint-Laurent alors que seul un appendice de 30 à 40 dBZ s'étire vers le nord à l'arrière de cette cellule et couvre la localité touchée. Donc la tornade se trouvait bien en arrière de la cellule principale. Encore une fois, aucun éclair n'a été rapporté (Figure 12) durant les événements de Saint-Émile bien que les témoins ait entendu le tonnerre. Il semble que ce tonnerre a été causé par des éclairs nuages-nuages mal résolus par le réseau canadien de foudre.

La convection s'est poursuivi sur la rive sud de Québec et à 21h30 TU (17h30 HAE), des pluies diluviennes ont été enregistrées dans la Beauce mais sans vents dommageables.

Figure 14: Images du PPI 0.5 degrés de 1725 à 1840 TU



Vue de la cellule tornadique

La Figure 15 montre le Cappi à 2 km de 1805 et 1840 TU (14h05 et 14h40 HAE) de la cellule tornadique ainsi qu'une coupe verticale de celle-ci. Encore une fois, la cellule principale a un coeur d'intensité forte sous les 5 km (plus de 55 dBZ) avec un sommet du CB à environ 7 km et une pente caractéristique d'une supercellule à 18h05 TU mais de faible extension verticale. C'est le moment des dommages dans le champs de maïs.

À 18h40 TU, cette cellule et tout la ligne qui l'accompagne se sont grandement effondrés mais c'est le moment de la tornade. Cette dernière est donc associée avec la descente du coeur de précipitation et avec une cellule secondaire de cette ligne (vers le centre de la coupe).

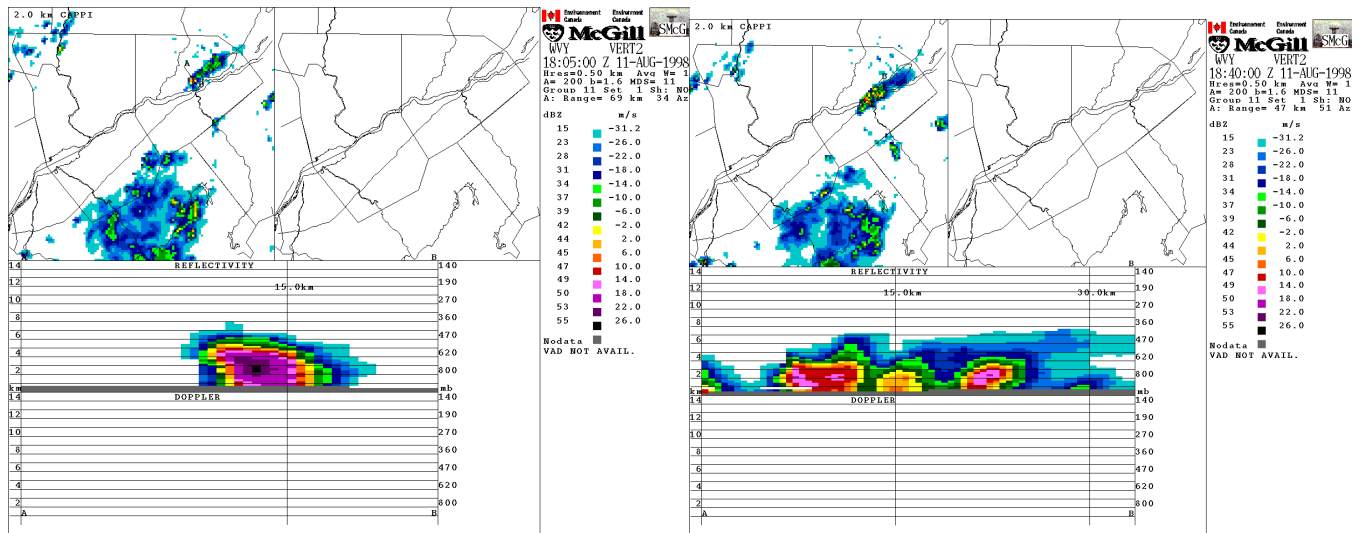


Figure 15: Cappi à 2 km d'altitude et coupe verticale de la cellule tornadique à 1805 et 1840 TU (points AB)

La Figure 16 montre que le VIL est élevé à 18h05 TU (maximum de 25 kg/m² ou 25 mm d'eau précipitable), ce que confirme l'accumulation de pluie sur le radar de 20 à 25 mm en une heure. Les stations humaines et automatiques de la région de Québec ont signalé des quantités importantes de pluie sous ces orages, celle de l'Université Laval (CWJB) a même donné 34,2 mm durant la même période. La Figure 17 montre que la rafale maximale possible est de l'ordre de 70 km/h, donc du vent assez fort bien que non violent.

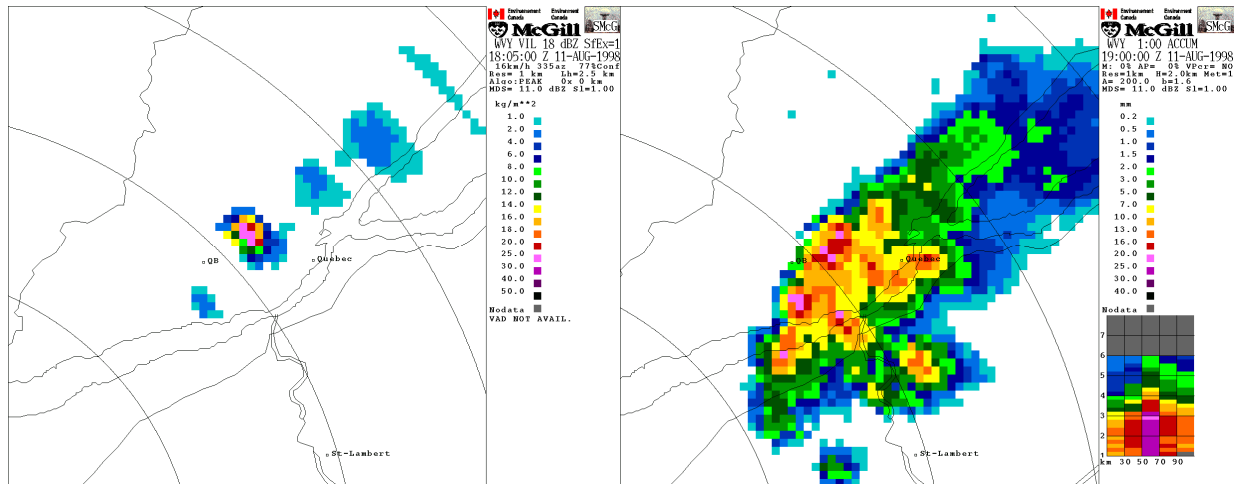


Figure 16: Images du VIL à 1805 TU et de l'accumulation de 1800 à 1900 TU

Encore une fois, on a ce qui semble être une mini-supercellule. Elle est cependant plus intense que celle de Sainte-Catherine-de-la-Jacques-Cartier un cœur de plus de 55 dBZ Elle fait partie une série de cellules qui se sont reformées vers le sud-ouest, le long du front de rafales de la précédente alors que celle de Saint-Catherine était un orage isolé.

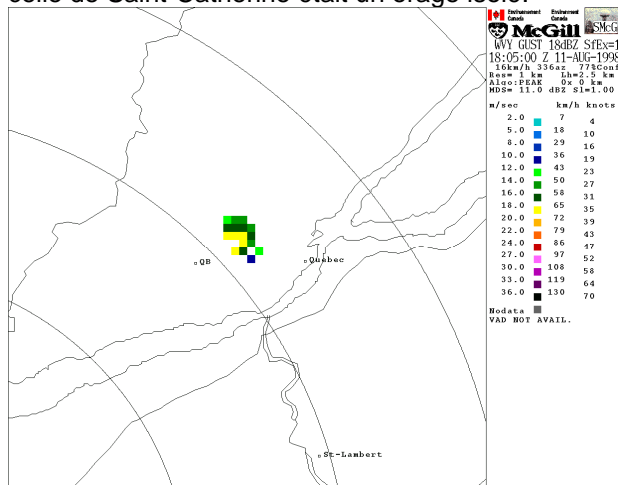


Figure 17: Rafales maximales selon le radar à 1805 TU

CONCLUSION

Les événements du 11 août 1998 révèle que la technique classique de prévision des orages violents a correctement prévus des orages violents dispersés. En effet, nous avons vu que la dynamique de cette journée n'était pas très favorable mais que la conjonction entre un front froid polaire descendant lentement du nord-ouest et un assèchement et refroidissement des niveaux moyens pouvait donner des orages isolés.

L'analyse thermodynamique montre que la masse d'air près de ce front est instable dès qu'on atteint 22 degrés avec un point de rosée de 20 et donne des CB de sommet de 10 km. Ces CB auraient dû être associés avec des pluies torrentielles et des rafales de l'ordre de 50 à 60 noeuds (100 km/h).

Cependant, la détection radar n'a pas correspondu aux critères habituels. Les orages générés n'ont produit aucune foudre, ils n'ont jamais dépassé 7 km de sommet et leur coeur, bien qu'intense et avec un pente révélant un surplomb, n'a pas été au-dessus de 5 km.

De plus, dans le cas de la tornade de Saint-Émile, les dommages sont associés avec un appendice nuageux bien au nord et à l'arrière de la cellule principale. Il est très difficile dans ces conditions d'envoyer des alertes météorologiques. Nous avons été chanceux de recevoir des signalements crédibles qui ont permis d'émettre au moins des veilles de tornades.

Sans données Doppler, il fût impossible de voir si un tourbillon s'est formé dans le nuage. Ces données semblent essentielles dans ce genre de cas (Grant et Prentice, 1996). Nous pouvons essayer d'abaisser le niveau auquel nous essayons de trouver les surplombs (7km) mais il est probable que cela génèrera un fort taux de fausses alertes.

BIBLIOGRAPHIE

- Burgess D.W. et al. 1991, «Characteristics of mesocyclones detected during a NEXRAD test». Preprints, 25th Int'l Conference on Radar Meteorology, Norman Oklahoma, AMS p. 39-42
- Grant B. and R. Prentice, 1996, «Mesocyclonic characteristics of mini supercell thunderstorms». NOAA home page paper //www.osf.noaa.gov/otb/papers
- Green D.G. and Haro J.A. 1996, « Interaction between two very small mini-supercells : the 13 February 1995 East Mesa Tornado », 28th Int'l Conference on Radar Meteorology, Austin, Texas, AMS p457-458
- Rasmussen E. N. and R. B. Wilhelmsson 1983, « Relationship between storm characteristics and 1200 GMT hodograph, low level shear and stability», 13th Conf. on Severe Local Storm, AMS
- Turcotte V. et al. «Étude de cas de temps violents au Québec », Note technique Région du Québec 87N-001
- Wicker L.J. and Cantrell L. « The role of vertical buoyancy distributions in miniature Supercells », 18th Severe Local Storm Conference, AMS, p.225-229

ANNEXE

Outil d'analyse : Téphigrammes

On utilise au Québec le programme **STRATUS** pour calculer les indices de sévérité des orages.

- Énergie hydrostatique de convection (CAPE ou ÉH)

L'énergie hydrostatique de convection est l'aire positive entre la particule et l'environnement sur un téphigramme lorsque la particule entre en convection après avoir atteint le niveau de convection libre (NCL ou LFC). Ce niveau est atteint soit par réchauffement et humidification des bas niveaux, soit par refroidissement et assèchement des niveaux moyens.

$$CAPE = \int_{LFC}^{EQUILIBRIUM} g \frac{(\theta_{ENV} - \theta_{PARCEL})}{\theta_{ENV}} DZ \quad (\text{in J/Kg})$$

L'ÉH est directement relié à la vitesse maximale du courant ascendant que subira la particule en convection par :

$$V_{max} = \sqrt{2 \times CAPE}$$

- Inhibition de la convection (CIN ou IC)

Le CIN est l'énergie négative qu'on doit ajouter dans la basse atmosphère pour permettre à la particule d'attendre le niveau de convection libre (NCL ou LFC). Il s'agit de l'aire sur le téphigramme entre la particule et l'environnement entre le sol et une inversion de température à plus haut niveau.

$$CIN = \int_{SURFACE}^{LFC} g \frac{(\theta_{PARCEL} - \theta_{ENV})}{\theta_{ENV}} DZ \quad (\text{in J/Kg})$$

- SSI (Severe Storm Index)

Une étude par Rasmussen et Wilhemson¹ et autre faite au Centre Météorologique du Québec montrent que les orages violents nécessitent un mélange d'ÉH et de cisaillement.

$$SSI = 100 \times [2 + 0.276(\ln \text{SHEAR}(0-6\text{KM})) + 2.011 \times 10^{-4} \times \text{CAPE}]$$

¹ E. N. Rasmussen and R. B. Wilhemson, 1983 "Relationship between storm characteristics and 1200 GMT hodograph, low level shear and stability". 13th Conf. on Severe Local Storm, AMS

Qu'on interprète ainsi:

- SSI < 95 pas de temps violent
- 95 < SSI < 100 orages violents possibles
- SSI > 100 orages violents prévus
- SSI > 120 orages violents prévus avec risque de tornades si le Cisaillement est élevé

- Hélicité Relative (RH)

Les tornades sont dues à la convection du tourbillon horizontal en tourbillon vertical par soulèvement dû à un creux, un front ou un fort courant ascendant dans un orage. Pour calculer ce transfert, on utilise l'hélicité relative :

$$RH = \int_{SURFACE}^{Z=h} (\vec{V}_{STORM} - \vec{V}_{ENVIRONMENT}) \cdot \hat{k} \times \frac{dV_{ENV}}{dZ} \left\{ \begin{array}{l} \text{Horizontal Vorticity} = \hat{k} \times \frac{dV_{ENV}}{dZ} \\ \vec{V}_{STORM} = \text{Storm motion} \\ \vec{V}_{ENVIRONMENT} = \text{Environmental winds} \end{array} \right.$$

Ce terme est calculé avec l'odographe sous 3 km. La vitesse de déplacement des orages est généralement \vec{V}_{STORM} : 70% du vent moyen sous 6 km à 30 degrés de ce vent. STATUS utilise automatiquement ce déplacement mais on peut entrer des valeurs réelles manuellement pour voir le changement que ça donne sur le calcul de l'hélicité.

Les valeurs de RH sont:

- RH de 150 à 299... Tornades de force F0 à F1 possibles
- RH de 300 à 449... Tornades de force F2 à F3 possibles
- RH de 450 et plus... Tornades de force F4 and F5 possibles

- Index d'énergé-hélicité (EHI)

L'hélicité et l'EH disponibles pour un orage peuvent être reliés l'un à l'autre pour donner un index de prédiction de tornade. Cet index est plus fiable que RHI car il tient compte non seulement de la transformation de la rotation dû au cisaillement des vents de l'environnement mais également de la force du courant ascendant produit par l'EH.

Le EHI est calculé dans les 2 premiers km de l'atmosphère, là où le cisaillement est maximum :

$$EHI = \frac{RH(0-2KM) \times CAPE}{160000} \left\{ \begin{array}{l} 5 > EHI > 1 \quad \text{Tornadoes F1 to F3 Possible} \\ EHI > 5 \quad \text{Tornadoes F4 or More} \end{array} \right.$$

- Micro-rafales humides

Quand l'environnement est sec et frais aux niveaux moyens et que cet air peut être aspiré dans l'orage, il se trouve à être plus froid que le nuage convectif et aura un θ_e plus faible. Cet air se retrouvera donc en instabilité négative et se mettra à descendre créant un courant descendant donc le maximum peut être : $V_{\max} = \sqrt{2 \times \text{CAPE}}$.

Un façon rapide d'évaluer le potentiel de rafales descendantes est de calculer la différence de θ_e entre la particule et la zone la plus sèche au niveaux moyens :

- $\theta_e < 13$ pas de rafales violentes
- $13 < \theta_e < 19$ rafales fortes possibles (30-45 noeuds)
- $\theta_e > 19$ rafales violentes (50 noeuds et plus)

- Pluie torrentielle soudaine

Le potentiel pour des pluies torrentielles sous un orage est directement proportionnel à la quantité d'eau précipitable dans l'atmosphère tel que calculé sur le téphigramme par:

$$PCPTW = \int_{\text{SURFACE}}^{\text{TOP OF CLOUD}} W dP \quad (\text{in mm/m}^3) \quad \begin{cases} W \text{ is mixing ratio} \\ P \text{ is pressure} \end{cases}$$

Avec SSI > 100 et PCPTW > 30 mm... pluie torrentielle probable.

Critères radars :

- Surplombs:

Dans une cellule orageuse violente on retrouve un fort courant ascendant. L'air chaud et humide dans ce courant se condensera à une altitude plus élevée que l'environnement ce qui créera un coeur de forte réflectivité en altitude au-dessus d'une voûte d'écho faibles (WER). Par expérience, il a été déterminé que si un coeur de 50 dBZ ou plus se forme au-dessus de 7 km avec un tel surplomb, on est en présence d'une supercellule potentiellement violente.

Si en plus, la voûte est entièrement entourée d'échos plus forts à un niveau plus bas que le surplomb (BWER), le risque de temps violent est presque de 100% car ça signifie que le courant ascendant est particulièrement fort et stable.

- Circulations mésocycloniques:

Une circulation cyclonique à méso échelle (quelques km seulement) est associée au transfert de rotation horizontale en rotation verticale. Des études montrent que dans 90% des cas où un mésocyclone est détecté il y a des dégâts par le vent sous cet orage et que dans 50% de ces cas, il y a une tornade.

- Cisaillement dans les bas niveaux:

Un courant descendant se dissipe en éventail en arrivant au sol et on peut analyser le cisaillement ainsi produit sur un Doppler.

- Contenu en eau liquide (Vertical Integrated Liquid Content ou VIL) et Rafale maximale (GUST):

La sommation des réflectivités selon la verticale sur un radar peut être transformé en eau précipitable contenu dans le nuage par :

$$\text{VIL (Kg/m}^2\text{)} = \sum Z^{4/7} \text{ (dBZ of Réflectivité)}$$

Quand cet eau tombera, elle poussera l'air sous elle vers le sol, générant une rafale descendante qu'on peut estimer par :

$$\text{Max GUST(m/s)} = [(20.6 \times \text{VIL}) - (3.1 \times \text{sommet}^2)]^{1/2}$$

Louis J. Wicker* and Louis Cantrell

Department of Meteorology, Texas A&M University, College Station, Texas

1. INTRODUCTION

During the past decade, it has become apparent that members of the supercell spectrum (classic, HP, and LP) are occasionally much smaller in both the horizontal and vertical dimension than the vast majority of supercell storms. Detection of severe weather parameters (e.g., BWERs, hook echos, mesocyclones) using the WSR88-D is often difficult because the radar beam often overshoots and/or is unable to resolve important features due to the diminutive size of the storm. Other information must therefore be used in conjunction with the radar to evaluate the severe potential of these storms.

Previous theoretical and modeling research on the dynamics of tornadic supercells has concentrated on the environmental characteristics associated with classic supercells found in the Great Plains. Little research has focused on the dynamics associated with *miniature* supercells (hereafter, denoted as MS). This study seeks to understand the conditions in which these storms form and to examine the dynamics that encourages these storms to acquire a persistent updraft having rotation (i.e., supercell characteristics).

2. METHODOLOGY

Several soundings were designed to approximate MS soundings (Davies 1993). Three soundings were used in the experiments, having CAPE values of 600, 1000, and 2200 J kg^{-1} , respectively. The 2200 J kg^{-1} sounding was used as the control case, as this sounding will produce a typical Great Plains supercell. Three straight-line wind profiles were used with constant shears of 0.004, 0.006, and 0.008 s^{-1} through a depth of 6 km. Figure 1 shows the 600 and 2200 J kg^{-1} soundings used for the experiments. The temperature and moisture profiles for all three soundings are identical below 500 mb, so that the vertical profile of positive buoyancy for a parcel is the same below this level. Horizontal resolution in the domain was 750 m, and

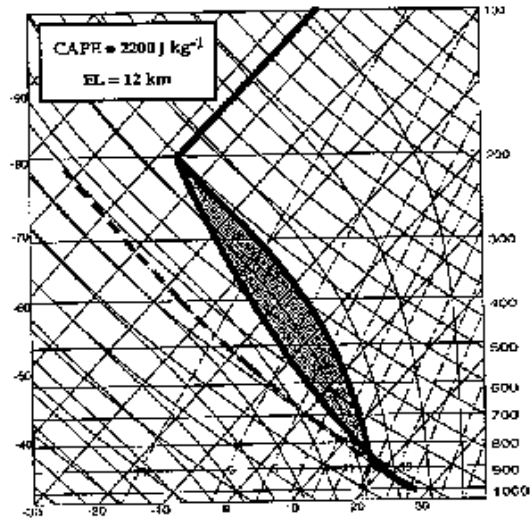


Figure 1a: Thermodynamic sounding used for the classic supercell simulation. The total CAPE and equilibrium level are shown at the top left.

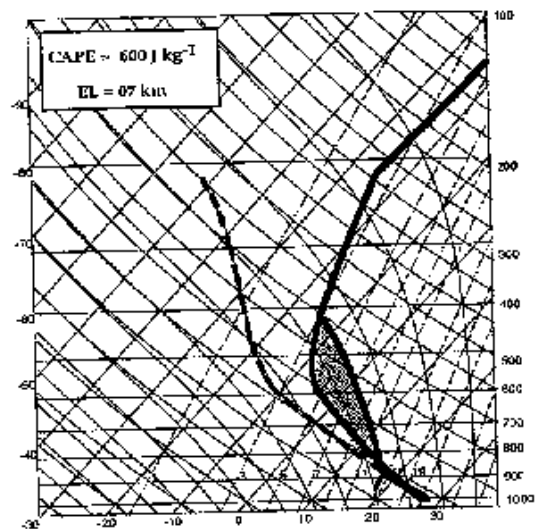


Figure 1b: Thermodynamic sounding used for one of the MS simulations. The total CAPE and equilibrium level are shown at the top left.

*Corresponding author address: Dr. Louis J. Wicker, Dept. of Meteorology, Texas A&M University, College Station, TX 77843-3150. Email: wicker@ariel.tamu.edu

vertical resolution ranged from 300 m at the surface to 700 m at the top of the domain. The storms were triggered by placing a +4 K thermal perturbation in the center of the domain. Simulations were then integrated for 2.5 hours. Using the COMMAS cloud model (Wicker and Wilhelmson 1995), nine numerical experiments were performed.

3. STORM CHARACTERISTICS

Each of the nine simulations produced a supercell storm for a period of time. After 1 hour of simulation, all of the 0.004 s^{-1} supercell storms "gusted out" and evolved into multicell storms. The two other shear profiles each produced long-lived supercell storms for all three CAPE profiles. Importantly, for each shear profile run (0.006 s^{-1} or 0.008 s^{-1}), the three supercells had nearly identical characteristics (updraft intensity, mesocyclone rotation, etc.) below the 500 mb level, even though total CAPE was a factor of 2 or 3 times smaller using the MS thermodynamic profiles. Figure 2 shows a time-averaged updraft profile from each supercell in the 0.006 s^{-1} simulations during the last hour of simulation. Below 5 km, the updraft profiles are essentially the same, with the 600 CAPE storm only about 2 m s^{-1} weaker than the 2200 CAPE storm at $z = 4 \text{ km}$. Simulations using the 0.008 s^{-1} shear profile had similar time-averaged updraft profiles.

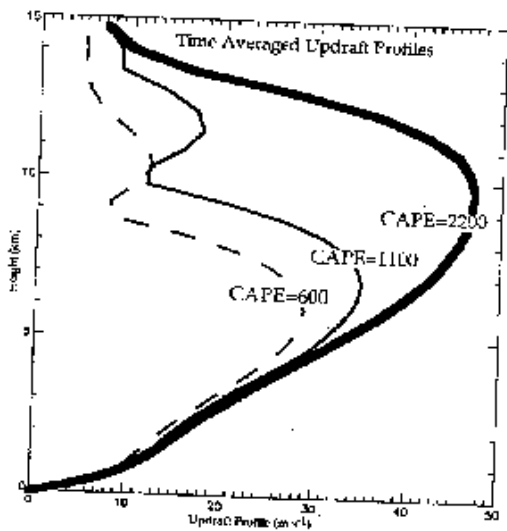


Figure 2: Time averaged vertical velocity profiles for all three supercells from the 0.006 s^{-1} shear simulations.

Figure 3 shows the vertical velocity, horizontal winds, and rainwater fields at 2 hours for the 600 and 2200 CAPE storms using the 0.006 s^{-1} shear. The low-

level wind fields are nearly identical, with both storms having low-level mesocyclones and updraft/gust front structures. In the reflectivity fields, the MS's rain core is smaller than the classic supercell simulation. This is because the MS rainwater is not transported as far downwind as in the classic supercell because the storm is confined to a shallower layer. Both storms exhibit a hook or notched rain echo at low levels.

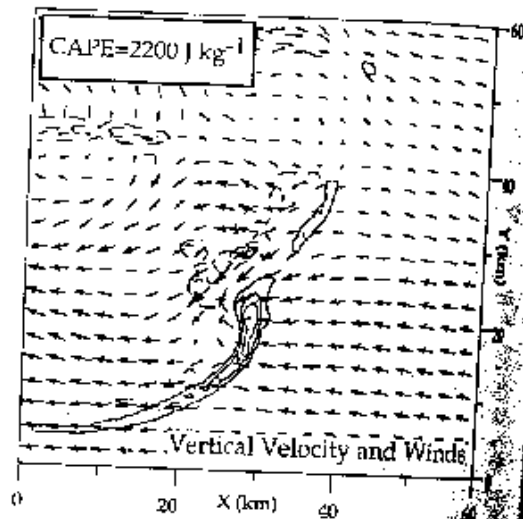


Figure 3a: Horizontal plot of the low-level vertical velocity and horizontal wind field at $z = 1 \text{ km}$ from the classic supercell. The vertical velocity contour is 2 m s^{-1} and the maximum wind vector is 22 m s^{-1} .

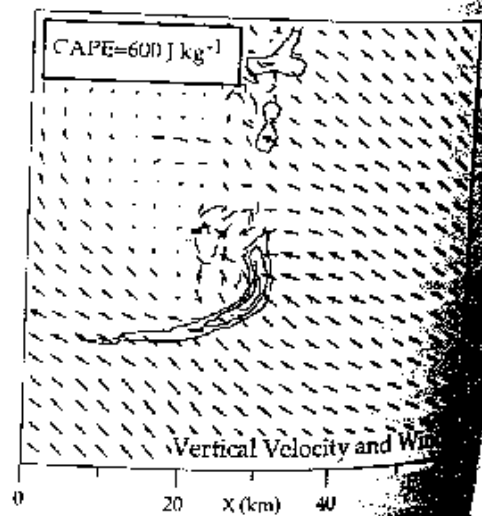


Figure 3b: Horizontal plot of the low-level vertical velocity and horizontal wind field at $z = 1 \text{ km}$ from the MS simulation. The vertical velocity contour is 2 m s^{-1} and the maximum wind vector is 22 m s^{-1} .

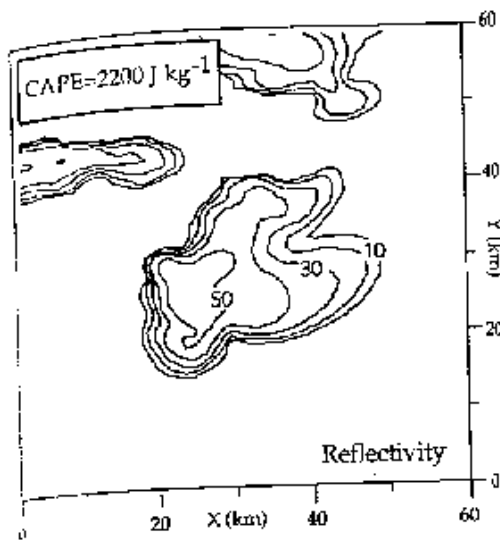


Figure 3c: Horizontal plot of low-level reflectivity from the classic supercell. The reflectivity contour is 10 dBz.

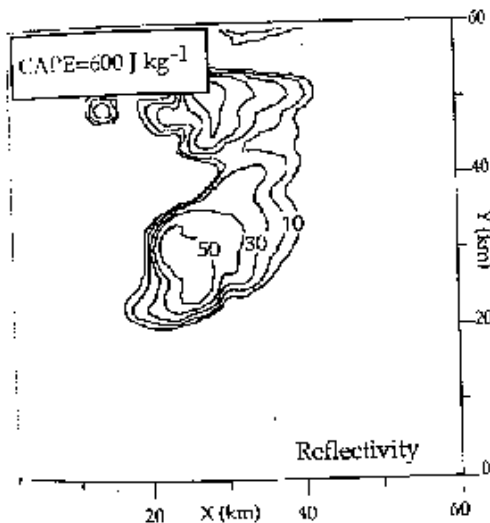


Figure 3d: Horizontal plot of low-level reflectivity from the MS supercell. The reflectivity contour is 10 dBz.

Figure 4 shows west-to-east vertical cross sections from the two supercells. Each plane is located in the storm updraft. The reflectivity fields sections show that each storm has a weak echo region with an echo overhang. Interestingly, the echo overhang is located in MS storms at $z = 4$ km, while the peak in the classic supercell's reflectivity can be found at $z = 12$ km, while the MS's echo extends to just about the equilibrium level at $z = 8$ km.

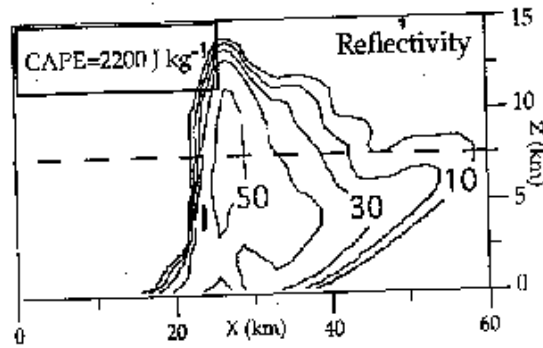


Figure 4a: XZ cross section of reflectivity through the updraft of the classic supercell. The reflectivity contour is 10 dBz. For reference, the dashed line is located at $z = 7.5$ km.

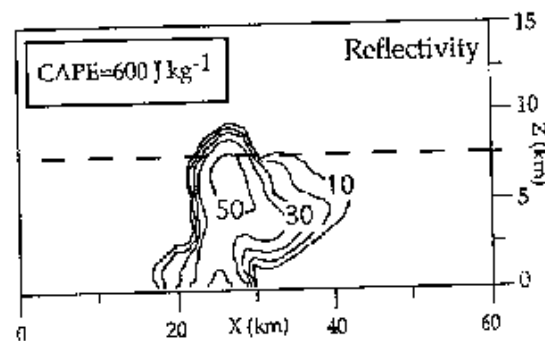


Figure 4b: XZ cross section of reflectivity through the updraft of the MS supercell. The reflectivity contour is 10 dBz. For reference, the dashed line is located at $z = 7.5$ km.

4. MESOCYCLONE CHARACTERISTICS

To examine the rotational characteristics of MS, Figure 5 shows a time-height plot of vorticity within the supercells. These diagrams are similar to the time-height plots of rotational velocity often shown for mesocyclones (Vasiloff 1993). Shaded regions indicate the presence of a mesocyclone. The shaded regions are where vertical vorticity exceeds 0.02 s^{-1} , this is strong shear for the grid resolution in the simulations. A shear of 0.02 s^{-1} can be interpreted as a 40 m s^{-1} rotational velocity across a vortex 4 km in diameter. By 60 minutes, both storms have mid-level mesocyclones, and these persist until the simulations are terminated at 150 minutes. In the classic supercell (Figure 5a), the mesocyclone is generally located between 3 and 11 km. The vertical extent of the mesocyclone appears to be strongly linked to the depth of the storm's updraft; Figure 2 showed that the classic supercell updraft increased upward through about 10 km. This indicates

that advection and stretching of vertical vorticity in the updraft is creating a mesocyclone which extends to near the top of the storm. In the MS (Figure 5b), here the mesocyclone is confined to a much shallower layer, between 3 and 7 km. Like the classic supercell, the vertical extent of the mesocyclone is tied to the vertical extent of the storm's updraft. Figure 2 shows that the MS updrafts weaken above 6 km, in Figure 5b the MS mesocyclone is confined to the region below that level.

Around 120 minutes and between the surface and 1 km, both storms produce a secondary maximum in vertical vorticity. This feature is the development of the low-level mesocyclone within the supercells. In contrast to the mid-level mesocyclones where peak vorticities were 50 % larger in the classic supercell, the low-level rotation in both storms is essentially the same. Low level horizontal gradients of θ_e are similar for both storms. This results in similar generation of horizontal vorticity through baroclinic processes. Since the crucial source for vertical vorticity at low levels is the tilting of horizontal vorticity, and the result is the generation of similar low-level mesocyclones.

5. CONCLUSIONS

The results indicate that for moderate to high vertical shears and similar parcel buoyancy below 500 mb, the simulated supercells generate similar mesocyclones at the surface, even though total CAPE was a factor of 2-3 smaller for MS cases. Therefore, forecasters should be wary of using the total CAPE as an indicator for severe or tornadic activity, as the vertical distribution of parcel buoyancy appears also to be important. If the CAPE in the layer from the sounding's level of free convection to 500 mb is greater than 600 J kg^{-1} , then that environment is likely sufficient to produce MS's if sufficient vertical wind shear is also present. The experiments indicate that low values of shear, on the order of 20 m s^{-1} over a depth of 5 km (0.004 s^{-1}), are probably too small to support supercells or miniature supercells. This is consistent with the results shown in Weisman and Klemp (1982). The higher values of shear produced long-lived supercells in these experiments, with the moderate shear value (0.006 s^{-1}) producing the strongest low-level mesocyclones.

The typical features observed in Great Plains supercells (BWR, mesocyclones, etc.), appear to scale down as the storm depth decreases. The simulated MS mesocyclones were located between the surface and 7 km, and the echo tops were located at $z = 8 \text{ km}$. These features appear to scale linearly with the depth of the storm, i.e., the reduction in storm depth by 40 % appears to reduce the depth of storm features by 40%.

Therefore, detection of important severe weather indicators in these storms may be difficult using WSR88-D radar, especially if the storm is more than 100 km from the radar. Forecasters need to consider the type of supercell environment present and then suitably modify their expectations of storm structure in order to successfully detect and warn for mesocyclones and tornadoes associated with miniature supercells.

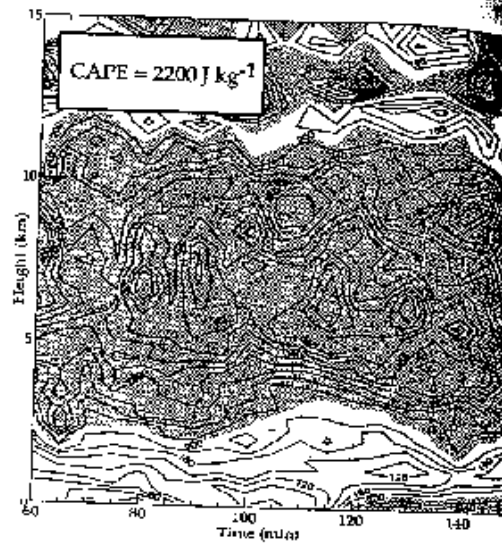


Figure 5a: Time-height vertical vorticity plot for the classic supercell. The vorticity contour is $20 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, and vorticity in the diagram has been multiplied by 10^4 .

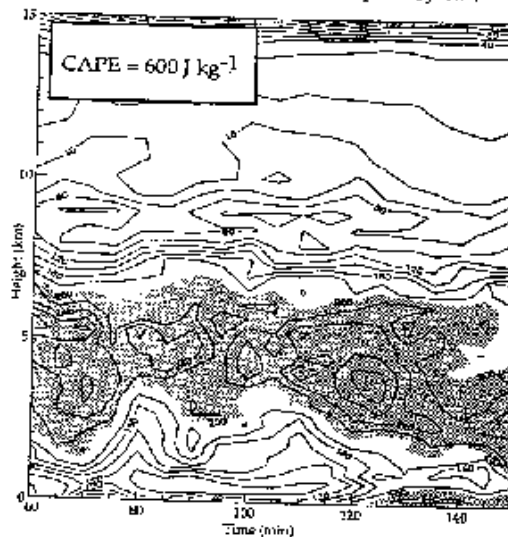


Figure 5b: Same as Figure 5a, except that time-height vertical vorticity plot is for the MS supercell.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research was supported by the National Science Foundation under grant ATM-9318914.

REFERENCES

- Davies, J. M., 1993: Small tornadic supercells in the central plains. *17th Conference On Severe Local Storms*. St. Louis, MO, Amer. Meteor. Society, pp. 305-309.
- Vasiloff, S. V., 1993: Single Doppler study of a variety of tornado types. *The tornado: Its structure, dynamics, prediction, and hazards*. C. Church, D. Burgess, C. Doswell, and R. Davies-Jones, Eds. AGU Geophysical Monograph 79.
- Weisman, M. L., and J. B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 504-520.
- Wicker, L. J., and R. B. Wilhelmson, 1995: Simulation and analysis of tornado development and decay within a three-dimensional supercell thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 52, 2675-2703.