

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ÉTUDE DU BILAN D'ÉNERGIE D'UNE TEMPÊTE EXTRATROPICALE SUR
UN DOMAINE À AIRE LIMITÉE AVEC LE MRCC5 SOUS DES
RÉFÉRENTIELS LAGRANGIEN ET EULÉRIEN

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR
SÉBASTIEN ROUGERIE-DUROCHER

NOVEMBRE 2019

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	v
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES	viii
Liste des symboles et des unités	ix
RÉSUMÉ	xii
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I ÉTUDE DU BILAN D'ÉNERGIE D'UNE TEMPÊTE EXTRATROPICALE SUR UN DOMAINE À AIRE LIMITÉ AVEC LE MRCC5 SOUS UN RÉFÉRENTIEL LAGRANGIEN ET EULÉRIEN.....	15
1.1 Introduction.....	18
1.2 Methodology.....	22
1.2.1 Mathematical procedure.....	22
1.2.2 Lagrangian scheme.....	26
1.2.3 Model configuration.....	28
1.2.4 Storm selection and synoptic overview.....	29
1.3 Results and discussion	31
1.3.1 Comparison of eddy energy reservoirs	31
1.3.2 Comparison of energetic contributions	32
1.3.3 Comparison of energy cycle and budget equilibrium	36
1.4 Conclusion	39

CONCLUSION	42
FIGURES	46
BIBLIOGRAPHIE	67

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
Figure 1.1 Limited-area energy cycle for transient eddies, following the methodology developed by NL13 and applied for temporal disturbances by CNL16.....	46
Figure 1.2 Instantaneous maps of 850-hPa temperature (in colour), with 500-hPa geopotential height (in red contours) and mean sea level pressure (in black contours), from 09 to 16 December 2010, all at 00 UTC. Units: temperature ($^{\circ}\text{C}$), sea level pressure (hPa), geopotential height (dam).....	47
Figure 1.3 Time series through the month of December 2010 of vertically integrated (1000-150 hPa, black line) and spatial averaged transient-eddy available enthalpy (a_{tv} , red line) and kinetic energy (k_{tv} , blue line), as well as minimum mean sea level pressure over the entire domain. The shaded area covers the period of December 10-18th, when the storm occurred. Units: energy values are in 10^5J m^{-2} and mean sea level pressure in hPa.....	48
Figure 1.4 Time evolution between December 10-18 of vertically integrated (1000-150 hPa) and spatial averaged transient-eddy reservoirs (k_{TV} and a_{TV}) for Lagrangian (full lines) and Eulerian (dotted lines) reference frames.....	49
Figure 1.5 Vertical profile of spatially and temporally averaged over the period of December 13 to 15th of transient-eddy reservoirs (a_{TV} and k_{TV}), for Lagrangian (full lines) and Eulerian (dotted lines) reference frames. Units: J kg^{-1}	50
Figure 1.6 Maps of vertically integrated transient-eddy energy reservoirs a_{tv} (a) and k_{tv} (b) in colour (10^5J m^{-2}), for the period from 12 to 17 December 2010. The black rectangle shows the location of the Lagrangian diagnostic domain, while the red rectangle shows the Eulerian diagnostic domain. Black contours show mean sea level pressure (hPa).....	52

Figure 1.7 Time series of the contributions to the tendency of transient-eddy available enthalpy a_{tv} (a) and kinetic energy k_{tv} (b). The sign of each contribution reflects whether it is a sink (<0) or a source (>0) to its corresponding reservoir. Units: W m^{-2} 53

Figure 1.8 Vertical profiles of the contributions to the tendency of A_{TV} (a) and K_{TV} (b) in the Lagrangian (full lines) and Eulerian (dotted lines) reference frames, averaged between December 10-14th (the growing period; left-hand side) and December 14-18th (the decaying period; right-hand side). Units: $10^{-4} \text{ W kg}^{-1}$.. 55

Figure 1.9 Maps of vertically integrated contributions to energy tendencies: c_a (a), c_{TV} (b), c_k (c), $-h_{k_{TV}}$ (d). Units: W m^{-2} . The black rectangle shows the location of the Lagrangian diagnostic domain, while the red rectangle shows the Eulerian diagnostic domain. 59

Figure 1.10 Time sequence of vertically integrated and spatially averaged value of the conversion term c_A in the Lagrangian reference frame, and its decomposition in its vertical (c_{Av}) and horizontal components (c_{Ah}). The horizontal component is further divided into longitude-oriented (c_{Ah1}) and latitude-oriented (c_{Ah2}) parts such that $c_{Ah} = c_{Ah1} + c_{Ah2}$. The sign of each contribution reflects whether it is a sink (<0) or a source (>0) to the a_{TV} reservoir. Units: W m^{-2} 60

Figure 1.11 Time sequence of vertically integrated and spatially averaged value of the conversion term c_K in the Lagrangian reference frame, and its decomposition in its vertical (c_{Kv}) and horizontal components (c_{Kh}). The horizontal component is further divided into a variance of zonal and meridional wind of longitude-oriented (c_{Kh1}) and latitude-oriented (c_{Kh2}), as well as a covariance of the pair in a longitude-oriented (c_{Kh3}) and a latitude-oriented (c_{Kh4}) parts. As for the vertical component, it is further divided into the longitude-oriented (c_{Kv1}) and latitude-oriented (c_{Kv2}) parts. The sign of each contribution reflects whether it acts as a sink (<0) or a source (>0) to the k_{TV} reservoir. Units: W m^{-2} 61

Figure 1.12 Transient-eddy energy cycle obtained with the Lagrangian reference frame (values in green, above) and the Eulerian reference frame (values in brown, below). Values for the energy contributions and reservoirs have been vertically integrated

(1000 – 150 hPa), spatially average over their corresponding Lagrangian or Eulerian diagnostic domains and temporarily averaged between December 1000 UTC to December 1800 UTC. Note that the Eulerian reference does not have any advective contribution. Units for the energy contributions and reservoirs are in Wm^{-2} and Jm^{-2} respectively..... 62

Fig 1.13 Energy budget for a_{TV} (a) and k_{TV} (b) when extending or decreasing the Lagrangian diagnostic domain size. Units: Wm^{-2} 63

Figure 1.14 Variation of the vertically integrated contribution $h_{k_{TV}}$ when extending or decreasing the Lagrangian diagnostic domain size in the four cardinal directions. Units: Wm^{-2} 64

Figure 1.15 Variation of the vertically integrated contributions to a_{TV} and k_{TV} when decreasing the Lagrangian diagnostic domain size in -x and -y directions. Units: Wm^{-2} 66

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

<i>AE</i>	Enthalpie disponible
<i>APE</i>	Énergie potentielle disponible
CRCM5	5 ^e génération du modèle régional canadien du climat (MRCC5)
<i>E</i>	Type généralisé d'énergie atmosphérique
<i>EAPE</i>	Énergie potentielle disponible transitoire
<i>EKE</i>	Énergie cinétique transitoire
GCM	Modèle de circulation global (MCG)
<i>IE</i>	Énergie interne
IV	Variabilité inter-membre
<i>KE</i>	Énergie cinétique
<i>PE</i>	Énergie potentielle
<i>TPE</i>	Énergie potentielle totale
<i>UPE</i>	Énergie potentielle non-disponible
<i>ZAPE</i>	Énergie potentielle disponible zonale
<i>ZKE</i>	Énergie cinétique zonale

LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS

a_{TV}	Enthalpie disponible instantanée de variabilité temporelle
c_a	Conversion instantanée d'enthalpie disponible de moyenne temporelle en enthalpie disponible de variabilité temporelle
c_k	Conversion instantanée d'énergie cinétique de moyenne temporelle en énergie cinétique de variabilité temporelle
c_p	Constante de chaleur spécifique à pression constante pour l'air sec
c_{TV}	Conversion instantanée d'enthalpie disponible de variabilité temporelle en énergie cinétique de variabilité temporelle
d_{TV}	Dissipation instantanée d'énergie cinétique de variabilité temporelle
f_{aTV}	Transport instantané d'enthalpie disponible de variabilité temporelle
f_{kTV}	Transport instantané d'énergie cinétique de variabilité temporelle
g_{TV}	Production instantanée d'enthalpie disponible de variabilité temporelle
h_{aTV}	Flux aux frontières instantané d'enthalpie disponible de variabilité temporelle
h_{kTV}	Flux aux frontières instantané d'énergie cinétique de variabilité temporelle
j_{a1}	Flux 1 instantané d'enthalpie disponible de variabilité temporelle

j_{a2}	Flux 2 instantané d'enthalpie disponible de variabilité temporelle
j_{k1}	Flux 1 instantané d'énergie cinétique de variabilité temporelle
k_{TV}	Énergie cinétique instantanée de variabilité temporelle
l	Facteur d'ordre unitaire
p	Pression
p_{00}	Pression de surface moyennée sur le domaine
t	Échantillons de temps utilisés pour les calculs
A	Enthalpie disponible due à la température
K	Énergie cinétique
L_E	Tendance temporelle du réservoir d'énergie E
R	Constante des gaz parfaits
R_E	Somme algébrique de tous les flux d'énergie agissant sur E
T	Température
T_r	Température de référence
$\vec{V}$	Vent horizontal
$\vec{V}_{frame}$	Vitesse du référentiel Lagrangien
α	Volume spécifique

τ	Nombre d'échantillons de temps
ω	Mouvement vertical en coordonnées de pression
Φ	Hauteur géopotentielle
Ψ	Type généralisé de variable atmosphérique
$\langle \Psi \rangle$	Opérateur de moyenne temporelle
Ψ'	Opérateur de variabilité temporelle

RÉSUMÉ

Cette recherche a pour but d'approfondir les connaissances actuelles sur la dynamique des tempêtes extratropicales selon une approche énergétique. Sous cette perspective, leur rôle dans la circulation atmosphérique générale devient évident. Il consiste à uniformiser l'asymétrie énergétique présente dans l'atmosphère, causée par le réchauffement différentiel solaire. Cette énergie potentielle est principalement transformée en énergie cinétique par les systèmes météorologiques aux latitudes moyennes et se dissipe par friction. Or, l'équilibre n'est jamais atteint étant donné la perpétuité du réchauffement différentiel, et ainsi un cycle prend forme.

Cette étude utilise les équations développées par Nikiéma et Laprise (2013), puis adaptées par Clément, Nikiéma et Laprise (2016) pour le calcul d'un cycle énergétique atmosphérique sur une aire limitée. Ce domaine maximise la quantité d'information qui peut être analysée sur les systèmes synoptiques, contrairement à ce qu'un domaine global procure. Cette étude se distingue en apportant une précision additionnelle; elle suit le phénomène à partir d'un référentiel mobile de petite dimension. L'hypothèse est qu'une telle perception améliore les diagnostics statistiques par rapport à un référentiel fixe et de grande dimension. Les signaux seront plus puissants et des mécanismes difficilement reconnaissables seront plus évidents. Comme sujet, une tempête extratropicale entre le 10-18 décembre 2010 dont les variables atmosphériques furent calculées par une simulation du MRCC5 piloté par les réanalyses.

Les principaux résultats valident l'hypothèse sur l'ensemble des termes énergétiques étudiés. Ceci est particulièrement le cas pour l'énergie cinétique de perturbation, k_{TV} , dont la tendance temporelle met en évidence une séparation distinctive entre la période de croissance et de décroissance de l'énergie de la tempête. Une évaluation numérique sur l'équilibre du budget indique que la contribution des termes associés au réservoir k_{TV} ne tendent pas vers la nullité. Une contribution fortement négative du terme frontière $h_{k_{TV}}$ durant les trois derniers jours de la tempête en est la cause. Il est donc possible qu'un tel référentiel puisse difficilement capter l'influence de ce terme sur la tempête, et cela malgré des résultats positifs sur l'ensemble des composantes étudiées.

Mots clés : cycle d'énergie, domaine à aire limitée, référentiel Lagrangien, modèle régional du climat

INTRODUCTION

La science, soit c'est de la physique, soit c'est de la philatélie (Ernest Rutherford). Ce propos cité par le père de la physique nucléaire dans '*The Social Function of Science*' (Bernal, 1940) prétend que la physique agit à titre de pilier pour l'ensemble des sciences naturelles. Bien que peu flatteur pour certaines disciplines, la déclaration de Rutherford contient néanmoins une certaine dose de vérité. Cela va dans le sens où il existe une propriété physique qui est commune aux sciences naturelles, soit l'énergie. L'énergie est une propriété nécessaire à l'accomplissement de tout type de travail et est *de facto* fondamentale autant en physique, chimie et biologie. Conséquemment, elle agit en tant que dénominateur commun derrière chaque manifestation observable dans l'univers, et alors, sans elle, rien ne se produirait.

En science atmosphérique, l'énergie est souvent expliquée par la thermodynamique, car elle permet de percevoir celle-ci comme une remarquable machine thermique (Lorenz, 1967; Holton, 2004; Ambaum, 2010). Son dynamisme est analogue à celle de la machine thermique classique de Carnot et elle se résume de la manière suivante. D'abord, le réchauffement différentiel produit un excès de chaleur au-dessus des tropiques où le rayonnement solaire incident domine sur le rayonnement terrestre (par émission infrarouge, IR) et un déficit de chaleur au-dessus des latitudes polaires où l'émission IR domine sur le rayonnement solaire. Puis, afin de pallier ce déséquilibre thermique, un travail sous forme de transfert méridien de chaleur s'amorce via les systèmes météorologiques aux latitudes moyennes. Ceci est la circulation générale et elle est continuellement maintenue afin de contrecarrer l'effet de friction qui dissipe l'énergie cinétique associée aux vents (Oort et Piexoto, 1983).

Dans le cas de la machine classique de Carnot, la seule énergie qui produit du travail est l'énergie interne (IE). C'est une propriété macroscopique qui regroupe divers processus dynamiques ayant lieu dans un ensemble de molécules, telle que leur mouvement désordonné, leur couplage ainsi que leur malléabilité (Alonso, 1997; Ahrens, 2009). Dans le cas de l'atmosphère, celle-ci possède non seulement IE comme forme d'énergie élémentaire, mais aussi l'énergie potentielle gravitationnelle (PE). Cette dernière contribution dépend de la hauteur à laquelle un échantillon d'air est situé par rapport à la surface (Ahrens, 2009). Finalement, IE et PE se convertissent en vent ou, plus précisément, en énergie cinétique (KE). D'un côté, il y a conversion de PE à KE lorsqu'il y a des changements dans la hauteur du centre de gravité de l'échantillon d'air (Norman, 1946). De l'autre, il y a conversion de IE à KE lorsque deux masses de différentes températures se rencontrent. Ce sont deux processus de conversions adiabatiques et réversibles, sauf pour une certaine partie de KE qui est dissipée par la friction (Lorenz, 1967). Enfin, bien que tridimensionnelle en principe, l'énergie cinétique ne s'affilie qu'aux vents horizontaux (bidimensionnel) à cause de l'équilibre hydrostatique qui prévaut dans l'atmosphère à grande échelle (Saltzman et White, 1956).

Margules (1910) fut le premier à mettre en lien les conversions d'énergie entre IE, PE et KE, lorsqu'il s'est intéressé à la manière dont l'énergie se redistribue à l'intérieur d'une tempête. En considérant l'atmosphère comme hydrostatique et sèche, il a développé un système d'équations pour une colonne de fluide unitaire, qui ont propulsé le savoir sur l'énergie atmosphérique de son époque (Norman, 1946). En effet, Margules a remarqué que l'intégrale verticale de PE sur une colonne d'air est égale à l'intégrale verticale de la température multipliée par la constante universelle des gaz parfaits R . Établi ainsi, PE s'associe à IE, car IE est une forme d'énergie qui est proportionnelle à la température multipliée par la chaleur spécifique des gaz à volume constant, C_v . Plus précisément, PE et IE deviennent reliés par leurs constantes, $C_v : R$ (Norman, 1946). Ces deux formes d'énergies peuvent donc être combinées pour ne

devenir qu'un seul réservoir d'énergie, l'énergie potentielle totale (TPE). Margules a donc conclu que c'est TPE qui transfère son énergie au réservoir KE.

Une difficulté majeure dans la formulation de cette énergie est qu'elle est d'un ordre de grandeur 2000 fois supérieure à KE (Lorenz, 1955). Tout comme la machine thermique classique, ce n'est pas toute l'énergie thermique qui se transforme en mouvement. SEulement une certaine partie de cette énergie est "disponible" pour effectuer du travail; identifier ce qu'est cette énergie disponible fut un enjeu de taille pour les physiciens atmosphériques durant le 20^e siècle. Selon Margules, cette énergie disponible est définie comme le maximum d'énergie cinétique possible qui pourrait être produit par une conversion réversible et adiabatique de TPE. Pour conclure sur les travaux de Margules, une omission majeure, que lui-même a remarqué, fut l'exclusion de l'humidité, rendant ses équations inutilisables pour des phénomènes aux latitudes tropicales tels les ouragans et moussons où le relâchement de chaleur latente associé aux précipitations joue un rôle important (Marquet, 2016).

Les travaux sur l'énergie atmosphérique sont ensuite demeurés silencieux jusqu'à la moitié du 20^e siècle lorsque Lorenz (1955) a généralisé l'approche de Margules pour expliquer le maintien de la circulation générale. Ces travaux ont procuré le cadre duquel sont jaillis de nombreuses théories sur l'énergétique, faisant ainsi de lui le pionnier de l'énergie atmosphérique (Krueger et al., 1965; Boer, 1975; Nikiéma et Laprise, 2013; Pan et al., 2017).

Lorenz (1955, 1967) débute en proposant un état de référence barotrope où la température est uniforme sur un niveau de pression et avec un profil thermique vertical stable. Dans cet état, les gradients horizontaux de pression sont inexistantes et donc il est impossible de produire de l'énergie cinétique. Il y a néanmoins présence de TPE, mais elle est considérée comme de l'énergie potentielle non disponible (UPE) puisqu'elle ne peut se convertir en KE. Dans une atmosphère réelle où le chauffage

différentiel est présent, l'état est plutôt barocline car il y a toujours des surfaces isentropiques qui croisent des surfaces isobariques. D'ailleurs, les publications de Lorenz ont été largement soutenues par des études subséquentes qui ont confirmé que l'instabilité barocline est majoritairement responsable de la conversion d'énergie disponible en KE (Kuo, 1951; Starr et White, 1951; Starr, 1953, 1954; Fjortoft, 1951).

Lorenz (1955) a noté que la quantité maximale d'énergie cinétique qui pourrait être produite correspond au cas où la valeur de TPE de l'état réel deviendrait équivalente à TPE de l'état de référence. Appliqué à l'atmosphère, cela signifie que l'énergie cinétique est en fait associée à la redistribution adiabatique et réversible des masses d'air jusqu'à ce qu'elles atteignent l'état d'énergie minimale. Lorenz (1955, 1967) a appelé cette différence de TPE entre l'état réel et l'état de référence, l'énergie potentielle disponible (APE), car seule cette partie de TPE est utilisable pour produire KE.

Selon la formulation de Lorenz (1967), APE est directement proportionnelle au carré de la déviation de la température sur une surface isobarique par rapport à la température moyenne de celle-ci, et inversement proportionnelle à la stabilité statique de l'air. Avec cette approche, APE est environ 10 fois la grandeur de KE, une magnitude plus raisonnable que celle de TPE, ce qui permet plus facilement d'évaluer les différents mécanismes qui jouent un rôle dans la conversion.

Il est important de comprendre que le réservoir d'APE ne peut jamais être totalement vide ni négatif puisqu'il dépend de l'écart quadratique de température. Or, quant aux déviations de la température, elles sont engendrées par différents mécanismes de chauffage diabatique qui sont regroupés sous un terme de production d'APE, abrégé par la lettre G. Parmi les diverses composantes, la contribution dominante dans G est celle associée au rayonnement solaire incident différentiel qui alimente APE en créant un fort gradient méridien de température (Lorenz, 1955). La libération de chaleur

latente, le transfert par chaleur sensible, le refroidissement radiatif, la convection ainsi que la diffusion horizontale de chaleur sont d'autres composantes qui se retrouvent dans G (Bullock et Johnson, 1971; Smith et Dare, 1986; Chang et al., 2002).

En ce qui concerne le réservoir de KE, celui-ci n'augmente pas continuellement par l'apport d'énergie provenant d'APE. En effet, son énergie est dissipée par la friction, un terme de puits d'énergie dénoté D . La dissipation de KE pour les phénomènes synoptiques se produit en deux étapes (Lorenz, 1955); d'abord elle est réduite en forme de mécanismes turbulents à courte échelle et ce sont eux qui perdent leur énergie cinétique par dissipation moléculaire.

Tel que mentionné précédemment, pour que l'état réel puisse devenir l'état de référence, les mouvements dans l'atmosphère doivent se produire d'une telle manière à ce que la masse située entre deux surfaces isentropiques ne les traverse pas, sinon cela engendrait un changement dans la température potentielle de la masse et le processus ne serait plus adiabatique. Cette distribution très limitée de la masse mène alors à une circulation nette quelque peu analogue à la cellule de Hadley (Hadley, 1735) car elle correspond à l'advection d'air froid en surface, provenant des pôles, et qui fait soulever l'air chaud aux tropiques. Simultanément, l'advection d'air chaud en altitude, provenant des tropiques, fait descendre de l'air froid aux pôles. Ce sont les mouvements de descente et d'ascension qui sont responsables de la conversion de APE vers KE, notée par la lettre C . Cette conversion est tout simplement le négatif du produit du mouvement vertical en coordonnée de pression (ω) et du volume spécifique de l'air (α). Autrement dit, des valeurs positives de C représentent de l'ascension/descente de masses chaudes/froides, et correspondent donc à un changement de la hauteur du centre de masse de l'atmosphère.

Cependant, à partir des observations, il a été noté que ce modèle simpliste de l'énergie ne représente pas adéquatement les phénomènes de taille synoptique et leur rôle dans

la distribution de l'énergie. Ceci est mis en évidence par l'expérience du bassin tournant (*dishpan*) produite par Fultz (1951, 1956) qui révèle qu'une circulation atmosphérique telle que conçue par Hadley ne peut se produire que si le taux de rotation de la Terre est faible et le gradient méridien de température est élevé.

Pour distinguer les grands mouvements aux phénomènes synoptiques, il faut séparer les différentes formes d'énergie en moyenne zonale et déviations respectives. Ainsi, le réservoir APE se divise en énergie potentielle disponible zonale (ZAPE) et en énergie disponible de perturbation zonale (EAPE). Physiquement parlant, ZAPE est relatif aux gradients méridiens de température et donc il augmente lorsqu'il fait plus chaud aux tropiques ou plus froid aux pôles. Dans le cas de EAPE, son énergie se manifeste lorsqu'il y a intrusion d'une masse d'air dans un cercle de latitude ayant une température différente de celle-ci. Le réservoir KE se divise aussi en énergie cinétique zonale (ZKE) et en énergie cinétique de perturbation zonale (EKE). Le premier est caractérisé par l'intensité de la circulation moyenne zonale, soit les vents dominants dans les courants-jets, et le dernier est caractérisé par les anomalies de vent sur un même cercle de latitude, souvent dues au passage d'une tempête. Également, les termes de production, de dissipation et de conversion se décomposent selon leurs composantes zonales, soit G_z , D_z et C_z , et perturbée, soit G_E , D_E et C_E . Des termes de conversion additionnels deviennent manifestes avec la conversion entre ZAPE et EAPE, notée C_A , et la conversion entre ZKE et EKE, notée C_K . Les descriptions physiques de ces conversions seront détaillées plus amplement dans la prochaine section.

Les influents travaux de Lorenz ont par la suite motivé nombreux chercheurs à étudier l'énergie dans l'atmosphère (van Mieghem, 1959; Krueger et al., 1965; Peixoto et Oort, 1974; Michaelides, 1987; Kim et Kim, 2013; et plusieurs autres). Par exemple, Oort (1964) et Dutton et Johnson (1967) ont démontré l'importance de l'instabilité barocline pour le développement des cyclones, marquant une halte définitive aux hypothétiques conversions barotropes (Smith, 1969). Le domaine des sciences atmosphériques n'est

pas le seul à utiliser un cycle d'énergie; plusieurs articles se sont intéressés à ses possibles applications en océanographie, notamment pour les grands courants océaniques (von Storch et al., 2012). Par ailleurs, il y a aussi de l'intérêt pour l'établissement de cycle d'énergie sur des domaines limités (Muench, 1965; Smith, 1969; Johnson, 1970; Pearce, 1978; Marquet, 1990; Chang et al., 2002; et plusieurs autres). Ces cycles locaux diffèrent de leurs homologues globaux notamment par l'apparition de propriétés émergentes tel que l'ajout des termes de flux aux frontières. Le rôle des termes de flux a d'ailleurs été minutieusement étudié dans les travaux d'Orlanski qui soulignent le rôle du flux agéostrophique géopotentiel dans le développement en amont et en aval des ondes baroclines (Orlanski and Katzfey, 1991; Orlanski and Chang, 1993; Orlanski and Sheldon, 1993; Orlanski and Sheldon, 1995). Ce qui est innovateur dans les travaux d'Orlanski et collaborateurs est comment ils ont poussé les travaux de Simmons et Hoskins (1978) sur le développement de perturbations localisées en utilisant un cycle d'énergie local. Cette nouvelle approche dans le domaine de l'énergie atmosphérique met notamment en évidence qu'une tempête extratropicale en amont peut se déclencher en recevant l'énergie d'une tempête mature en aval et ainsi donner son énergie à une tempête subséquente lors de sa désintégration. Puis, une fois initiée par la convergence de cette énergie reçue par une tempête mourante, la tempête croîtra par instabilité barocline. Ce mécanisme de *Downstream development* a cependant été critiqué par Rivière et Joly (2006) dans le sens où cette approche n'arrive pas à expliquer le développement des tempêtes qui sont irréfutablement isolées des autres systèmes. Les auteurs conviennent que le développement des tempêtes est un ensemble de plusieurs sources locales et distantes. En somme, l'étude de l'énergie locale révèle des propriétés émergentes qui sont autrement inexistantes dans l'étude de l'énergie globale dû au fait qu'ils s'annulent.

Un avantage d'utiliser des bilans locaux est qu'ils permettent d'identifier plusieurs limitations dans l'approche de Lorenz (Dutton et Johnson, 1967). D'abord, une approximation importante dans les cycles globaux est l'attribution d'un mouvement

vertical moyen nul sur une surface isobarique. Ceci est vérifiable sur un domaine global, mais non sur un domaine à aire limitée, car dans un domaine restreint, la vitesse verticale moyenne et les perturbations peuvent avoir des magnitudes comparables (Saltzman and Fleisher, 1960). Les termes qui dépendent de la vitesse verticale seraient donc considérablement affectés par l'approximation de la vitesse verticale moyenne nulle (Marquet, 1996). De plus, dans un domaine global la masse totale est conservée, ce qui ne peut pas être le cas pour un domaine restreint; conséquemment, des termes de flux aux frontières doivent exister. Puis sur un domaine restreint, il est ambigu d'utiliser l'état de référence de Lorenz pour deux raisons. Premièrement, selon sa conception actuelle, cet état n'est atteignable que pour l'ensemble de l'atmosphère. Ceci rend la formulation d'APE inutilisable pour un domaine régional (van Mieghem 1973, section 14.8). Deuxièmement, et ceci s'applique autant pour un domaine global, il n'est pas physiquement possible pour toutes les masses présentes dans l'atmosphère de se redistribuer de manière adiabatique et réversible. Cet état de référence est alors un état illégitime (Marquet, 2016). Finalement, le terme de stabilité statique présent dans la définition de l'APE fait qu'il contient à la fois de l'information sur la structure verticale et horizontale de la température. Or, ceci ne permet pas d'évaluer APE sous une atmosphère neutre ou instable puisque cela résulterait en des valeurs non physiques. Cela est particulièrement problématique lorsqu'il est question d'évaluer le cycle énergétique dans la couche limite (Marquet, 2016).

Il peut sembler évident que l'étude d'un domaine à aire limitée nécessite une reformulation majeure des cycles globaux afin qu'ils soient adaptés pour ce type de condition. Or, il s'est avéré que l'établissement d'un tel cycle est une tâche ardue. Ceci a donc mené plusieurs chercheurs à adopter un bilan global et de percevoir l'énergie d'une tempête comme étant une contribution locale à celui-ci (Smith, 1969; Johnson, 1970; Michealides, 1987). C'est une approche ambiguë, car ce type de démarche se base sur un état de référence global plutôt qu'un sur un référentiel régional. Il est pourtant fortement préférable d'utiliser un bilan régional car il est en plus apte à faire

ressortir les caractéristiques d'une tempête. Cela dit, il est important de noter que l'utilisation de bilans locaux a souvent été sujet de controverse (Plumb, 1986) notamment dû au fait que les termes de flux et de conversion ne donnent pas des solutions uniques. Chang et al. (2002) suggèrent alors que ces types de bilan doivent être interprétés avec attention.

L'étude actuelle est reliée de près au cycle global développé par Pearce (1978) et repris ensuite par Marquet pour un domaine régional. L'approche de Pearce se différencie de celle de Lorenz notamment par la proposition d'un nouvel état de référence, correspondant à une température moyenne et uniforme. Elle se démarque davantage en exprimant APE selon l'enthalpie et de l'entropie, plutôt que des énergies potentielle et interne. Cette reformulation accommode la stabilité statique pour qu'elle ait son propre réservoir, ce qui mène à une distinction claire entre l'énergie associée aux variations verticales et horizontales de la température. En autres mots, cela correspond à la formation de deux réservoirs pour APE. Le réservoir de stabilité statique est dépendant de la différence entre la température moyenne d'une surface isobare et d'une température isotherme sur la verticale. Le second réservoir est un réservoir barocline, car il est en relation directe avec la variance de température sur une surface isobarique. Finalement, et tout comme Lorenz, Pearce a séparé le réservoir de la composante barocline et celui de l'énergie cinétique en moyenne et perturbation zonale, lui donnant au total un cycle à cinq réservoirs.

Durant ses premières études sur l'énergie liée à la mousson nord-africaine, Marquet a été contraint de réaliser que le cycle de Lorenz n'était pas compatible avec de tels phénomènes dû à la manière dont la contribution de la vapeur d'eau est considérée. Il s'intéressa donc à développer un cycle d'énergie exact, contrairement au cycle approximatif de Lorenz lorsqu'il a développé son cycle en coordonnée de pression (Boer, 1975). Il s'est fortement inspiré du concept d'énergie disponible maximale (que Marquet appelle l'exergie) retrouvé en thermodynamique classique. Il acquit aussi un

intérêt pour le cycle de Pearce lorsqu'il remarqua de fortes similitudes entre les équations de Pearce pour l'énergie disponible et celles utilisées par Kelvin (Thomson, 1853) lorsqu'il a développé les calculs de Carnot pour l'étude d'un système incompressible (Marquet, 1996).

Le cycle local de Marquet remplace APE par l'enthalpie disponible (AE) qui est proportionnelle à l'entropie et à l'enthalpie, d'où son intérêt de suivre l'approche de Pearce car il a lui-même reformulé l'énergie de cette manière. Cette reformulation de la part de Marquet revient d'abord à un changement effectué par Norman (1946). Celui-ci a cherché à raffiner la formulation de Margules sur le concept d'énergie disponible dans l'atmosphère. Il jugea que la démarche de Margules sur TPE était trop dynamique (et non-thermodynamique) et que l'enthalpie totale, d'où découle l'enthalpie disponible, est un meilleur candidat. En effet, cette forme d'énergie perçoit un système par sa chaleur totale plutôt que par son énergie potentielle et interne. Des changements dans la chaleur totale peuvent produire de l'énergie cinétique autant de manière réversible qu'irréversible et cela résout donc les problèmes qu'a rencontré Margules pour les phénomènes convectifs. Ensuite, Marquet a aussi remplacé l'état de référence par un état moyen, où la température et la pression sont moyennées à partir d'une échelle spatio-temporelle spécifique au problème posé. Marquet trouva les trois composantes d'énergie disponible identiques à celle de Pearce, mais avec l'ajout d'un nouveau réservoir qui prend en compte la variation de l'entropie avec la pression et qui s'annule à l'échelle globale. Posé ainsi, le cycle régional de Marquet peut être tout aussi applicable sur un domaine restreint que sur l'ensemble de l'atmosphère. Marquet désirait aussi avoir une symétrie semblable au cycle de Lorenz et il a donc modifié ZKE (connu comme k_z pour Marquet) afin d'extraire une composante de stabilité statique k_s . Ces deux réservoirs sont évalués de la même manière que les réservoirs a_s et a_z , mais pour les vents plutôt que pour la température. Finalement, les contributions des flux de frontières sont ajoutées aux divers réservoirs.

Afin d'évaluer la sensibilité de la 5^e version du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC5) aux conditions initiales (IC) ainsi qu'à l'évaluation de l'incertitude sur les processus de mise à l'échelle (*downscaling*) et de projections climatiques, Nikiéma et Laprise (2012, dorénavant NL13) ont développé un cycle d'énergie approximatif basé sur celui de Marquet. NL13 ont plutôt choisi d'utiliser la moyenne d'ensemble et la variabilité inter-membre plutôt que les déviations zonales employées dans d'autres travaux. Un article récent de Nikiéma et Laprise (2017) a démontré qu'un cycle d'énergie calculé à partir de la variabilité interne et temporelle détient des résultats très semblables. Ces résultats souscrivent au principe d'ergodicité et il serait alors intéressant de voir si cette équivalence peut aussi être observée avec les variabilités zonales. Une différence importante entre l'approche de Marquet et de NL13 est que, dans le cas de NL13, le terme G inclut aussi l'énergie libérée par les changements de phase de l'eau ainsi que la diffusion thermique et convection, alors que pour Marquet, ces derniers sont directement inclus dans l'enthalpie disponible.

Dans une étude récente, Clément et al. (2016, dorénavant CNL16) ont modifié le cycle de NL13 pour qu'il soit applicable à l'étude de la variabilité temporelle de la circulation générale. Ce cycle a été utilisé pour évaluer l'énergétique dans une simulation du MRCC5 au-dessus de la côte nord-est de l'Amérique du Nord, à la fois pour un mois de décembre et aussi pour une tempête ayant lieu durant cette période. Ces résultats ont apporté d'importantes contributions sur la manière dont les différents processus dynamiques et physiques se comportent en hiver.

L'énergétique d'une tempête peut être étudiée dans un référentiel Eulérien ou Lagrangien. Un exemple d'application du référentiel Eulérien est celui de l'étude de CNL16 effectuée sur un domaine fixe dans l'espace. Cette approche est simple mais elle souffre du fait que le domaine peut inclure des régions qui ne sont pas en lien à tous moments avec la tempête. Une variante de la méthode Eulérienne consiste à utiliser des filtres temporels à bandes passantes (Chang et al., 2002) qui ne retiennent

que les échelles synoptiques et dont le filtre de Blackmon (1976, 1977) est le plus communément utilisé. Bien qu'efficace, la méthode à bandes passantes a cependant l'inconvénient de ne pas distinguer entre les anticyclones et les cyclones. En ce qui concerne l'approche lagrangienne, celle-ci est plus communément connue pour son application dans l'identification automatique des tempêtes. Ces algorithmes sophistiqués vont puiser d'une variété de paramètres qui caractérisent les cyclones, notamment la pression au niveau de la mer ou le tourbillon (Neu et al., 2013). Ces méthodes ont l'inconvénient d'être empiriques, car il n'existe aucun consensus universel pour définir ce qu'est un cyclone (Hoskins et Hodges, 2002) et donc elles ne vont pas obtenir les mêmes résultats, notamment pour les cyclones de faible intensité.

Il est aussi possible de suivre la trajectoire de cyclones par le champ de EKE et AE (Wing, 2009). Or de manière générale, peu d'études sur l'énergétique des cyclones ont utilisé un référentiel Lagrangien. À première vue, cette démarche semble optimale, car elle permet aux différents diagnostics d'exclure des régions qui ne sont pas en lien avec la tempête étudiée (Michaelides et al., 1999; Pinto et Rocha, 2011). Au moment d'écrire ces lignes, l'auteur n'est pas au courant de méthodes automatiques qui identifient la trajectoire, fréquence et intensité des cyclones à partir de l'énergie. Bien que présent parmi tous les cyclones, le patron de l'énergie est plutôt chaotique et donc il est difficile de définir une propriété commune de l'énergie pour tous les cyclones. La question revient essentiellement à se demander : jusqu'où un cyclone se fait-il présent et comment définir ce périmètre? Les réponses demeurent partagées parmi les experts qui se sont penchés sur cette question. Des tentatives ont été proposées par ceux ayant développé des techniques de détection automatisées. Par exemple, Sinclair (1997) trace la limite du cyclone selon le moment où le gradient du tourbillon géostrophique change de signe. Simmonds et Kaey (2000) proposent de délimiter le périmètre dès le moment où lorsque le laplacien du champ de pression au niveau de la mer atteint zéro. Ces deux moyens ont cependant rencontré des difficultés lorsqu'un système possédait deux centres. Différentes méthodes ont été proposées pour répondre aux complications d'une

séparation ou d'une unification de plusieurs centres (Hewson, 2009; Inatsu, 2009; Hanley et Caballero, 2012), mais les résultats sont mitigés et leur sujet dépasse le cadre actuel du projet. Ainsi, une description adéquate pour définir la région occupée par un cyclone demeure toujours un défi de taille, tant sur le plan météorologique que physique (Rudeva et Gulev, 2007).

Parmi les approches Lfaagrangiennes qui ont cherché à évaluer l'énergie cinétique, rare sont celles qui ont utilisé l'énergie comme délimitation; elles ont plutôt utilisé d'autres caractéristiques atmosphériques. Par exemple, Vincent et Chang (1975) ont été parmi les premiers à utiliser la méthode Lagrangienne pour évaluer l'énergie cinétique et ils ont considéré l'énergie qui se trouvait à l'intérieur d'un volume érigé verticalement à partir de la dernière isobare fermée à la surface. Cependant, l'énergie cinétique d'un système n'est pas entièrement confinée à l'intérieur de ce périmètre. Cette technique ne tient pas compte du fait que le cœur du cyclone, durant sa phase mature, a tendance à être incliné verticalement en direction opposée de son vecteur de déplacement. Une autre méthode est celle de Michealides et al. (1999) qui emploie une perspective 'semi-Lagrangienne' où un volume est érigé entre l'isobare de surface de 1000 et de 100 hPa en haute troposphère, ce qui permet d'inclure l'inclinaison du système. Selon l'auteur, cette méthode diffère d'une méthode Lagrangienne pure. Cette dernière se définit plutôt par sa capacité à suivre, avec l'aide d'un périmètre, d'une certaine propriété conservatrice de l'atmosphère qui change continuellement de forme avec le temps. Ceci ne fonctionnerait donc pas pour un cyclone d'échelle synoptique, car cette propriété ne s'applique qu'à une masse d'air spécifique et non à l'ensemble du cyclone. Récemment, Papritz et Schemm (2013) ont défini leur référentiel Lagrangien à partir de la ligne de contour 100 J/m^2 de KE et ils ont donc été les premiers (à la connaissance de l'auteur) à utiliser l'énergie comme véritable périmètre. Or, leur étude s'est portée sur un cas idéalisé d'une onde barocline et donc il y a un manque de validité pour les cas réels. Néanmoins, ces auteurs ont conclu que le référentiel Lagrangien,

comparativement au référentiel Eulérien, fait ressortir davantage la magnitude et le rôle des différentes conversions d'énergie.

L'objectif de l'étude actuelle est d'approfondir les connaissances acquises par CNL16 et NL13 en étudiant une tempête extratropicale sous un référentiel Lagrangien avec la tempête. Seule la partie transitoire du bilan d'énergie développé par CNL16 sera sujet d'étude, car c'est elle qui contient la majeure partie de l'énergie associée aux tempêtes. À partir d'une simulation du MRCC5 pilotée par les réanalyses, un bilan d'énergie sera évalué sur une tempête extratropicale choisie arbitrairement ayant lieu durant le mois de décembre 2010. Le périmètre de la tempête sera défini comme un rectangle qui encadre un périmètre défini par l'énergie cinétique. La méthode Lagrangienne sera ensuite comparée avec la méthode Eulérienne où son domaine est l'encadrement complet des différentes positions qu'a prises le rectangle Lagrangien durant son suivi de la tempête. Finalement, une étude de sensibilité est effectuée afin d'examiner l'effet qu'a la position et de la taille du rectangle sur les différentes composantes du cycle.

CHAPITRE I

ÉTUDE DU BILAN D'ÉNERGIE D'UNE TEMPÊTE EXTRATROPICALE SUR UN DOMAINE À AIRE LIMITÉ AVEC LE MRCC5 SOUS UN RÉFÉRENTIEL LAGRANGIEN ET EULÉRIEN

Ce chapitre est rédigé sous forme d'article en anglais. Il présente une comparaison d'un cycle d'énergie atmosphérique à aire limitée appliqué sur un référentiel Lagrangien et Eulérien pour une tempête extratropicale. Le contenu est divisé de la manière suivante : la section 1 contient la problématique et la littérature scientifique associée, la section 2 est centrée sur le développement méthodique de l'étude, la section 3 fait part des résultats pertinents et la section 4 résume l'ensemble des trois sections précédentes ainsi que les limitations de la méthode étudiée suivi de quelques pistes de recherches potentielles.

**Evaluation of a limited-area energy budget cycle of an extratropical storm under
Lagrangian and Eulerian frameworks**

Sébastien ROUGERIE-DUROCHER*, René LAPRISE, Oumarou NIKIÉMA

ESCER Centre, Université du Québec à Montréal

*Corresponding author's address :

Sébastien Rougerie-Durocher
Centre ESCER, Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère,
UQAM
B.P. 8888, Succ. Centre-ville
Montréal, QC, Canada H3C 3P8
Email: SebRDurocher@gmail.com

Abstract

To conceptualize the uncertainties regarding the mechanisms of extratropical cyclones (EC), a study of their energy cycle can provide key information of their fundamental structure. This study applies a set of equations built from earlier works for a limited-area energy decomposed into temporal mean and deviations. It compares the results obtained with a reference frame that tracks an EC through its eddy kinetic energy with those obtained with a larger but fixed frame. A specific storm that occurred throughout the period of December 10-18th 2004 and simulated by the Canadian Regional Climate Model v.5 (CRCM5) was studied. Results support the notion that the moving reference results in larger amplitudes for all temporal deviation components of the cycle than for the fixed reference. A time tendency analysis of the energetic reservoirs reveals noteworthy phases in the storm's energy, with an increase and decrease occurring during the periods of 10-14 December and 14-18 December, respectively. The energy budget is overall fairly well balanced, with the exception of one contribution, $h_{k_{TV}}$, with considerable negative values; this term exhibits a spatially larger scale than the other contributions in the EC. An evaluation of the sensibility of the tracking scheme related to its size and positioning was also performed to determine its influence on the boundary term $h_{k_{TV}}$.

Keywords: Energy Budget, Lagrangian coordinate system, Limited-Area Domain, Regional Climate Model, North American Climate

1.1 Introduction

An important role of the atmosphere is that of a thermal machine as the inclination of the incident solar radiation across latitudes causes a poleward gradient of energy (Lorenz, 1967). Amongst the atmospheric processes that contribute to the meridional redistribution of energy, extratropical cyclones (EC) are considered as playing a pivotal role (Starr and White, 1951; Starr, 1953 and 1954; Fjortoft, 1951). It has been noted, both numerically and through observations, that EC undergo a lifecycle that can best be understood in terms of an atmospheric energy cycle (Ulbrich and Speth, 1991). The benefits of using atmospheric energy cycles are twofold. First, it allows a better understanding of how EC redistribute the energy, by depicting the cyclones energy conversions. Second, it allows improvements in weather predictions and climate simulations as the various weaknesses of weather and climate models can become manifest when studying their energetics (Boer and Lambert, 2008).

Numerous atmospheric energetic studies have been carried out, starting with Margules (1910, 1905) who notably introduced the notion of total potential energy (TPE) and its subsequent conversion to kinetic energy (KE). This approach served as basis for Lorenz's own derivation (Lorenz, 1955, 1967) for a global atmospheric energy cycle that is considered as the foundation for the many formulations that exist today. Lorenz identified the dynamically active component of Margules' TPE as being the available potential energy (APE), its magnitude being proportional to the difference between a notional barotropic reference state and the state of the atmosphere at any given time. He then separated APE and KE into zonal mean and deviations to adequately distinguish zonally symmetric circulations phenomena such as the Hadley cell from travelling disturbances such as extratropical cyclones.

The atmospheric general circulation is mostly driven by differential diabatic heating that generates zonal available potential energy (ZAPE) and its conversion to its eddy

component (EAPE) through disturbances in the westerlies that accomplish meridional transport of sensible heat. Rising/sinking of warm/cold air within a latitude belt accompanies meridional transport of temperature, which converts EAPE into eddy kinetic energy (EKE). This EKE is then either dissipated or transformed into zonal kinetic energy (ZKE) by barotropic processes occurring mainly in the stage of cyclolysis (Kuo, 1951; Starr and White, 1951; van Mieghem, 1952). Oort (1964) was the first to quantify Lorenz's cycle for annual-mean conditions over the northern hemisphere.

Following Lorenz's seminal work, numerous studies have been carried out to examine the energy of the atmosphere (van Mieghem, 1959; Wiin-Nielsen, 1967; Peixoto and Oort, 1974; Michaelides, 1987, Yeon and Maeng, 2013; to name just a few). By using Lorenz's theory, Oort (1964) and Dutton and Johnson (1967) have shown the importance of baroclinic conversion in the development of storms, which curtailed the earlier hypothesized importance of barotropic conversion (Smith, 1969).

In today's climate research, atmospheric energy budgets have proven themselves to be pertinent tools (O'Gorman and Schneider, 2008) especially when attempting to target EC (Smith, 1969; Johnson, 1970; Muench, 1965; Marquet, 2006). Most notably, they have the potential to reveal the specific processes that occur during the lifetime of EC (Chang et al., 2002); such studies, however, require the use of limited-area energy budgets, which differ considerably from their global counterparts.

In limited-area energy budgets emerge additional boundary flux terms that represent energy transferred between the regional and global systems. New perspectives into the study of regional atmospheric energetics have emerged from the work of Orlanski (1991, 1992, 1993b, 1995) who underlined the role of ageostrophic geopotential fluxes in the development of baroclinic waves. Such fluxes cancel out in global energy budgets and hence could not have been identified otherwise. Such regional energy

budgets studies have identified limitations of Lorenz's global approach (Marquet, 1996).

Since its inception, the derivation of limited-domain energetics has proven itself to be quite challenging. Hence, several studies have rather used a global scheme and defined the energy of a storm as the local contribution to the global budget (Smith, 1969; Johnson, 1970; Michaelides, 1987). This is problematic mainly since such an approach is based on a global reference state and the utilization of a localized budget is considered a sensitive issue (Plumb, 1986) "due to the non-uniqueness of the boundary flux and conversion terms" (Chang et al., 2002) that must be "interpreted with care".

Many of the difficulties related to the regional application of Lorenz's approach are solved by redefining an available energy in terms of enthalpy and entropy (Pearce, 1978; Marquet 1990). By dividing the available energy into an isobaric temperature-dependent component and a static stability component that accounts for the lapse rate, Marquet (1990) developed an exact local formulation following a classical thermodynamic approach with an energy cycle based on available enthalpy (AE) (Normand, 1946), quite similar to that of Pearce's APE. Marquet also redefined the reference state as a spatial and temporal average over large scales. Marquet derivations then followed closely that of Pearce but for a limited area, therefore requiring additional boundary flux terms for each energy reservoir in order to be complete.

Nikiéma and Laprise (2013, hereby NL13) followed a similar approach to that of Marquet in the interest of developing an approximate regional cycle for inter-member (internal) variability (IV) in the study of an ensemble of regional climate model (RCM) simulations. They most notably kept the concept of reference state and the decomposition of AE, but unlike Marquet (1990,1996, 2003) they considered latent heat release in the generation of AE rather than adding the latent energy of water vapour as part of AE. Clément et al. (2016, hereby CNL16) expanded upon NL13's work by

considering time mean and variability for the study of the energetics of a specific extratropical cyclone event.

This study aims at achieving the most detailed study of energetics that currently exists. This work will use the approach of CNL16, but unlike CNL16 who studied the energetics in a fixed, Eulerian reference frame, this work will experiment with a Lagrangian framework following a storm's motion. The objective will be to compare the Lagrangian reference schema with its Eulerian counterpart for the study of the energetics of a specific synoptic-scale EC

The Lagrangian approach is in principle optimal as it allows energy diagnostics that exclude regions not related to the storm itself (Michaelides et al., 1999; Pinto et Rocha, 2011). Many algorithms already exist to identify storm tracks such as band-pass filters and feature tracking, but few have ever considered using EKE and AE through a Lagrangian framework (Wing, 2009). Vincent and Chang (1974) were amongst the first to attempt a Lagrangian approach: they used contour lines of pressure to evaluate KE located within it. Michaelides et al. (1999) used what they called a 'semi-Lagrangian approach' by considering a volume bounded by the 1000 and 100 hPa pressure levels and moving horizontally with the cyclone track. Recently, Papritz and Schemm (2013) used the 100 J/m² contour lines of KE and then boxed it for an idealized baroclinic wave. The authors of these studies concurred that the magnitude and the role of the different energy conversions are most evidenced using a Lagrangian reference system.

The paper is organized as follows. Sect. 2 will present the methodology of the procedure, including the data used as well as the energetic equations and the Lagrangian computational procedure. Results will be analysed in Sect. 3 by comparing the results of Lagrangian and Eulerian references, as well as evaluating the sensibility

of energetic contributions to the size and position of the diagnostic domain. Lastly, Sect. 4 will present the summary and conclusions of the study.

1.2 Methodology

1.2.1 Mathematical procedure

As mentioned previously, the energetics on a limited-area domain are computed by a series of equations initially developed by NL13 and then modified by CNL16 who developed the cycle based on a temporal decomposition. Following CNL16, atmospheric variables Ψ are decomposed in their time-mean state $\langle \Psi \rangle = \frac{1}{\tau} \sum_{t=1}^{\tau} \Psi_t$, and deviations $\Psi' = \Psi - \langle \Psi \rangle$ (also referred to as transient eddies), so that:

$$\Psi(\phi, \varphi, p, t) = \langle \Psi(\phi, \varphi, p) \rangle + \Psi'(\phi, \varphi, p, t) \quad (1.1)$$

where ϕ, φ, p and t represent latitude, longitude, pressure and time, respectively.

The instantaneous values of transient-eddy available enthalpy and kinetic energy are obtained as $a_{TV} \propto T'^2$ and $k_{TV} \propto \overline{V'}^2$, while the climatology of transient eddies is obtained by $A_{TV} \equiv \langle a_{TV} \rangle \propto \langle T'^2 \rangle$ and $K_{TV} \equiv \langle k_{TV} \rangle \propto \langle \overline{V'}^2 \rangle$, as the variance of atmospheric variable Ψ' :

$$\frac{1}{\tau} \sum_{t=1}^{\tau} \Psi'(\phi, \varphi, k, t)^2 = \langle \Psi'(\phi, \varphi, k, t)^2 \rangle \quad (1.2)$$

The use of the lower case and upper case serve to differentiate between instantaneous and climatological values, the former being of most interest in this study.

The current study will focus on the transient-eddy energetics and each energy reservoir and conversion terms will have the subscript 'TV' for time variability as depicted by Fig. 1.1.

For the study of an individual storm, the evolution of two energy reservoirs is described by the following equations:

$$\frac{\partial a_{TV}}{\partial t} = g_{TV} - c_{TV} + c_A - f_{A_{TV}} - h_{A_{TV}} - j_{a_1} - j_{a_2} \quad (1.3)$$

$$\frac{\partial k_{TV}}{\partial t} = c_{TV} + c_K - d_{TV} - f_{K_{TV}} - h_{K_{TV}} - j_k \quad (1.4)$$

where

$$a_{TV} = \frac{C_p}{2T_r} T'^2$$

corresponds to the available enthalpy due to the time variations of temperature, calculated from the instantaneous deviation from the monthly mean. It is divided by T_r that corresponds to the reference state (Marquet, 1990); for the current study, the reference temperature has been approximated to 262 K.

Also

$$k_{TV} = \frac{1}{2} \left(\vec{V}' \cdot \vec{V}' \right)$$

is the kinetic energy associated with time variations of the horizontal wind.

The terms on the RHS of equation 1.3 are evaluated as:

$$c_A = -\frac{C_p}{T_r} \left(\vec{V}' T' \cdot \vec{\nabla} \langle T \rangle + \omega' T' \frac{\partial \langle T \rangle}{\partial p} \right) = c_{Ah} + c_{Av}$$

$$c_{Ah} = -\frac{C_p}{T_r} \vec{V}' T' \cdot \vec{\nabla} \langle T \rangle$$

$$c_{Av} = -\frac{C_p}{T_r} \omega' T' \frac{\partial \langle T \rangle}{\partial p}$$

$$g_{TV} = l \left(\frac{T'}{T_r} Q' \right),$$

$$c_{TV} = \omega' \alpha'$$

$$f_{a_{TV}} = \vec{\nabla} \cdot (\langle \vec{V} \rangle a_{TV}) + \frac{\partial (\langle \omega \rangle a_{TV})}{\partial p}$$

$$h_{a_{TV}} = \frac{C_p}{2T_r} \left[\vec{\nabla} \cdot \vec{V}' T'^2 + \frac{\partial \omega' T'^2}{\partial p} \right]$$

$$j_{a1} = -\frac{c_p T'}{T_r} \vec{\nabla} \cdot \langle \vec{V}' T' \rangle - \frac{c_p T'}{T_r} \frac{\partial \langle \omega' T' \rangle}{\partial p}$$

$$j_{a2} = -T' \left(\left\langle \frac{Q}{T} \right\rangle + \frac{\langle Q \rangle}{T} \right)$$

The terms on the RHS of equation 1.4 are evaluated as:

$$c_{TV} = \omega' \alpha'$$

$$c_K = -\vec{V}' \cdot (\vec{V}' \cdot \vec{\nabla}) \langle \vec{V} \rangle - \vec{V}' \cdot \left(\omega' \frac{\partial \langle \vec{V} \rangle}{\partial p} \right) = c_{Kh} + c_{Kv}$$

$$C_{Kh} = -\vec{V}' \cdot (\vec{V}' \cdot \vec{\nabla}) \langle \vec{V} \rangle$$

$$C_{Kv} = -\vec{V}' \cdot \left(\omega' \frac{\partial \langle \vec{V} \rangle}{\partial p} \right)$$

$$d_{TV} = -\vec{V}' \cdot \vec{F}'$$

$$f_{k_{TV}} = \vec{\nabla} \cdot \left(\langle \vec{V} \rangle k_{TV} \right) + \frac{\partial (\langle \omega \rangle k_{TV})}{\partial p}$$

$$h_{k_{TV}} = \vec{\nabla} \cdot (k_{TV} + \Phi') \vec{V}' + \frac{\partial (k_{TV} + \Phi') \omega'}{\partial p}$$

$$j_{kl} = -\vec{V}' \cdot \left\langle \vec{V}' \cdot \vec{\nabla} \vec{V}' \right\rangle - \vec{V}' \cdot \left\langle \omega' \frac{\partial \vec{V}'}{\partial p} \right\rangle$$

The transient-eddy available enthalpy a_{TV} , receives energy from the mean state by the conversion term c_A which represents the transport of sensible heat by synoptic-scale disturbances. Its intensity is defined by the relationship between the perturbation temperature flux and the perturbation wind against along the mean temperature gradient. The conversion term c_A acts as a positive conversion of energy for a_{TV} by reducing the mean temperature gradient through shifts in air masses, transporting cold (warm) air equatorward (poleward). Lastly, c_A can be divided into it's horizontal (c_{Ah}) and vertical (c_{Av}) components which will be useful later on the study. The term g_{TV} is a generation source for a_{TV} associated with diabatic generation of AE by heating mechanisms such as differential radiative heating, the release of latent heat energy, thermal diffusion and convection. The baroclinic conversion term, c_{TV} , transfers the

energy of a_{TV} to k_{TV} and it occurs when warm (cold) air masses quasi-adiabatically ascend (descend) when displaced by baroclinic disturbances; this can be understood as lowering the centre of gravity, and the difference between the initial and final state is the amount of kinetic energy that is produced. The barotropic conversion term, c_K , acts against the gradient of momentum by transporting momentum horizontally and vertically. The term d_{TV} acts as a sink for k_{TV} and it represents the dissipation of kinetic energy by friction near the surface and by vertical diffusion (CNL16). The boundary terms, f_{ATV} and f_{KTV} , contribute when energy enters or leaves the regional domain. The third-order term, h_{ATV} , corresponds to the non-geostrophic fluxes of temperature, which is generally negligible. The term h_{KTV} defines ageostrophic geopotential and kinetic fluxes of k_{TV} in a storm. CNL16 also obtained third-order terms (j_{a_1}, j_{a_2}, j_k) connected to both reservoirs but only j_k is considered to have a non-negligible impact.

1.2.2 Lagrangian scheme

Within a Eulerian reference, the storm's energetics are computed within a diagnostic domain that remains fixed in time, while a Lagrangian reference is chosen to move with the storm; hence this displacement requires additional considerations for the set of previously described equations in which the time variations of a_{TV} and k_{TV} were expressed as local time derivatives. For a Lagrangian reference, total derivatives need to be used and the equations take the following form:

$$\begin{aligned}\frac{da_{TV}}{dt} &= \frac{\partial a_{TV}}{\partial t} + \vec{V}_{frame} \cdot \overline{\nabla a_{TV}} \\ \frac{dk_{TV}}{dt} &= \frac{\partial k_{TV}}{\partial t} + \vec{V}_{frame} \cdot \overline{\nabla k_{TV}}\end{aligned}$$

where $\vec{V}_{frame}$ is the horizontal speed at which the diagnostic domain moves while following the system of interest. The Lagrangian time tendencies $L_E = dE/dt$ of both reservoirs $E \in \{a_{TV}, k_{TV}\}$ as well as the reference scheme $\vec{V}_{frame}$ are computed by using a centred finite-difference method over 6-hourly intervals. In this work the shape and area of the diagnostic domain over which the local time derivatives are computed are kept constant.

During the lifetime of a specific storm, the time tendencies initially grow and then decay; hence integrated over sufficient time intervals and spatial domain, they should vanish. In practice, however, the presence of computational errors, physical approximations, interpolations and, of course, the inevitable spatial and temporal limits that must be imposed prevent obtaining exactly vanishing values, as well as an exact correspondence between the left-hand side tendencies L and the sum of the right-hand side contributions R . A comparison between L and R remains nonetheless a useful method to evaluate the accuracy of the computed energetics. Spatial derivatives are approximated as centred finite differences and vertical integrals are computed using the trapezoidal rule after eliminating contributions below the surface, as in CNL16.

A Lagrangian diagnostic domain was defined as a rectangle within the CRCM5 computational grid, tracking the selected storm's path. A rectangle was employed to facilitate programming and to preserve a nearly constant surface area during the tracking process, which also eases the interpretation of boundary fluxes. The tracking process was divided into several steps that may be summarized as follows. The tracking rectangle shape and size was selected such that vertically integrated a_{TV} and k_{TV} fields would remain essentially confined within the tracking rectangle. It was noted that simply using k_{TV} was sufficient to shape the reference as it encompassed both a_{TV} and k_{TV} . The motion of the shape was determined as to track the high-energy values of k_{TV} .

only, and the process was repeated on every diagnostic time. Lagrangian results are then compared to those obtained with a Eulerian framework over a domain size encompassing the region swept by the moving Lagrangian figure.

1.2.3 Model configuration

Atmospheric variables used to compute the energy cycle originate from a 35-year-long simulation performed by the 5th version of the Canadian RCM (CRCM5; Martynov et al., 2012; Hernández-Díaz et al., 2012). CRCM5 derives from a limited-area configuration of the global GEM3 that is used at the Canadian Meteorological Centre (CMC) for the Global Deterministic Prediction system (GPDS) (Côté et al., 1998).

The CRCM5 simulation begins January 1st 1979 at 00 UTC, driven by ERA-Interim (Dee et al., 2011) reanalyses available on a 0.75° grid. The reanalyses serve to prescribe sea surface temperatures (SST) and sea-ice coverage (SIC), as well as the atmospheric lateral boundary conditions (LBC) for each time step after the data has been interpolated in time and space on the RCM grid. In CRCM5 the land-surface conditions are calculated with the Canadian LAnd Surface Scheme (CLASS) v3.5 (Versegny, 2000, 2009) and an interactive column lake module is also included (Martynov et al., 2012). The CRCM5 simulation is configured for a 0.44° rotated latitude and longitude grid mesh, with a free domain of 260 by 160 grid points in the horizontal, covering Canada, USA, Greenland, the north of Mexico, and neighbouring oceans (Fig. 1.2). The simulation uses 56 terrain-following hybrid levels in the vertical, up to 10 hPa, and the timestep is 12 minutes. Output data is archived at three hourly intervals, interpolated on 19 pressure levels, but energy diagnostics will only be applied from 1000-150 hPa.

The CRCM5-simulated fields rather than the reanalyses fields will be used for the energetic calculations for 2 main reasons: the simulation provides superior time and spatial resolutions, and several fields required by the energy budget are not routinely available in the reanalyses.

1.2.4 Storm selection and synoptic overview

In order to facilitate testing the proposed procedure for carrying energy budget calculations in a Lagrangian structure, it was deemed preferable to select a rather mainstream extratropical storm that did not merge or split during its lifetime. A rectangular area was selected that would allow resolving the storm at all the different stages of its cycle within the confinement of the computational domain, which would minimize artefact due to limits imposed by it, as would occur, for instance, if part of the storm were to leave the domain while being tracked. The selected storm has been documented as a significant winter storm due to its produced heavy precipitation, freezing rain and flooding across the northeastern USA and eastern Canada (NWS, 2010). Weather charts for daily values of sea-level pressure, 850 hPa temperature and 500 hPa height are shown in Fig. 1.2 from December 0900 UTC to December 1600 UTC of 2010 (the storm continues until 18 December, but the data is not shown). The early stage of the storm can be noted from the 9th of December to 12th of December, with signs of the Aleutian low pressure south of Alaska and a weak stationary North Pacific high pressure centre that favours a strong zonal flow across western North America. A weakening of the Aleutian low allowed the North Pacific high to shift northward, as seen by an upper level ridge visible from 10-11 December, resulting in the upper level jet acquiring an anticyclonic circulation on the western side of the continent. The equatorward motion of cold air along the upper level trough led to a discernable cyclogenesis by 12th of December. A good indicator of the system strengthening is by noticing the presence of the vertically tilted trough, with the axis of the surface pressure center located east of the upper level trough. The system reached high intensity by 13th of December when it began to draw moisture from the Gulf Stream and to receive support from the advection of warm air on the eastern side of the low. It moved northeastward along the East Coast, reaching peak intensity on the 14th of December. The vertical tilt then began receding and the storm diminished in intensity. The occluded phase becomes evident when the upper level trough closed

around December 1600 UTC, hence shutting off the upper level support. The system's only remaining support arose from the warm air advection to the north of its centre. After 16 December, the system moved slightly westward and the warm front eventually detached itself from the remnants of the storm, which quickly dissipated afterwards. The study of the storm halts at December 1800 UTC because most of the storm's energy reached negligible values.

Fig. 1.3a shows a time series of minimum sea level pressure during the month of December 2010 along with spatial mean and vertically integrated values of a_{TV} and k_{TV} on the entire domain. The strength of the storm and duration of the EC is well illustrated as the lowest values of sea level pressure simultaneous occur at the same time of a peak in k_{TV} between December 10-18th as shown in Fig. 1.3b. It is noteworthy, however, that a_{TV} exhibits little time variation; the choice of the diagnostic domain can affect the results will also be evaluated.

1.2.5 Analytical tools

From the CRCM5 model outputs, the energetic equations were computed using `r.diag` functions (graciously maintained by Bernard Douglas) through Linux Shell scripting. Once each energetic terms have been computed, the application of the Lagrangian reference on the terms was conceived and excuted using the MATLAB software (version 2017b, MATLAB, 2017). This software was also employed to create each plot.

1.3 Results and discussion

1.3.1 Comparison of eddy energy reservoirs

1.3.1.1 Time series and vertical profiles

The interest of employing a Lagrangian reference system for computing energetics becomes apparent in Fig. 1.4 and 1.5 that compare the energetics using Lagrangian and Eulerian frameworks. Fig. 1.4a shows time series of domain-integrated values of transient-eddy kinetic energy (k_{TV}) and available enthalpy (a_{TV}) reservoirs, for the Lagrangian and Eulerian frameworks. From 10th to the 14th of December, the storm increases in intensity, and decreases during the following four days. There is a considerable difference in the calculated storm intensity between the results obtained with the two frameworks, the strongest values being obtained with the Lagrangian one. This is consistent with previously cited atmospheric energetics studies using a similar methodology. Fig. 1.4b shows a time series of energy tendencies. The k_{TV} tendency computed with the Lagrangian method clearly depicts the periods at which the system grows and decays, while this is far less evident with the Eulerian one. The amplitude is augmented and provides a higher realistic understanding of how the storm evolves through time. When comparing the time-mean tendencies, the Lagrangian approach gives $L_{a_{TV}} = 0.46 \text{ J m}^{-2}$ and $L_{k_{TV}} = 0.52 \text{ J m}^{-2}$, while the Eulerian approach gives $L_{a_{TV}} = 0.20 \text{ J m}^{-2}$ and $L_{k_{TV}} = 0.28 \text{ J m}^{-2}$. These values are fairly small compared to the instantaneous values of tendencies, hence indicating a fairly closed system.

Fig. 1.5 shows a vertical profile of time-averaged data between 13-15 December, corresponding to the peak period of maximum intensity. The figure compares horizontally and vertically integrated a_{TV} and k_{TV} for the Lagrangian and Eulerian domains. It can be seen that k_{TV} is strongest in the upper troposphere near the location

of the jet stream. The vertical profile of a_{TV} shows nearly uniform values below 400 hPa, where maximum temperature advection occurs. In both cases, the Lagrangian energetic values are systematically stronger.

1.3.1.2 Maps of energy reservoirs

Fig. 1.6 shows maps of the spatial structure of the vertically integrated values of a_{TV} and k_{TV} during the evolution of the weather system. As is to be expected, peak values of a_{TV} are located in areas where there are significant temperature anomalies (panel Fig. 1.6a). These anomalies can be more easily understood when comparing the panels Fig 1.6 with the 850 hPa temperature maps of the panels in Fig 1.2. There are noticeable alignments between the areas of intense a_{TV} around the low pressure center (panel Fig. 1.6a) with the areas consisting of advecting cold and war air. Near 1400 UTC, two peaks of a_{TV} are noticeable, associated with the warm and cold sectors of the storm. Later the warm air advection dominates as the storm occludes and moves northwestward. The spatial pattern of k_{TV} shown in Fig. 1.6b closely reflects the jet stream (not shown) and it is initially strongest to the west of the trough. The initial peak of k_{TV} is located west of the developing low-pressure centre, and it later shifts towards its centre by 1300 UTC. Up until the dissipation phase, the energy east of the trough is included within the storm's energy, but as the trough expands near the end of the storm's life, the energy located over it no longer becomes relevant.

1.3.2 Comparison of energetic contributions

1.3.2.1 Time series and vertical profiles

Fig. 1.7 displays the times series for the various contributions to the domain-averaged a_{TV} (Fig 1.7a) and k_{TV} (Fig 1.7b) tendencies, and Fig. 1.8 presents the vertical profiles of these contributions. Results indicate stronger magnitude for the energy evaluated

under the Lagrangian reference than the Eulerian domain for every contribution. When looking at each contribution individually, the Eulerian results are similar to that of CNL16 and Nikiéma and Laprise (2017). For example, the approximate duality in magnitude and pattern between c_{TV} and c_A is noteworthy in Fig. 1.7a. As seen in Fig. 1.8a, there is also an important contribution of g_{TV} that peaks in the mid-troposphere, where clouds and precipitation form in extratropical cyclones, reflecting the release of latent heat energy. This would hence corroborate the findings of previous work that noted that latent heat release is a strong component of transient-eddy energy generation for mid-latitude cyclones (Danard, 1966; Bullock and Johnson, 1971; Michaelides, 1987). A negative product between Q' and T' can lead to negative values of g_{TV} which occur near the surface (Fig. 8a). This is due to a boundary-layer diffusion process and is a frequent occurrence during winter (Nikiéma and Laprise, 2017). During the second period, the contribution of g_{TV} slightly extends downwards to 800 hPa and has greater negative magnitude near the surface.

There are also notable differences when comparing the baroclinic conversion terms. In both periods, there are asymmetrical distributions of c_{TV} and c_A , with c_{TV} being larger at higher levels in both instances; this may be expected as c_A represents the horizontal distribution of air masses, while c_{TV} is their corresponding rising and sinking motions. The distribution shifts towards the lower levels in decaying phase with c_A reaching peak values between 700-800 hPa and c_{TV} between 500-700 hPa.

The energetic contributions to k_{TV} are shown in Fig. 1.7b and Fig. 1.8b. High values of energy dissipation d_{TV} are directly associated with the intensity of the wind perturbations, which explains why it is strongest when the storm reaches full maturity near December 1400 UTC. It is also strongest near the surface, as indicated by the

vertical profiles due to surface friction, and its magnitude decreases with height. The barotropic contribution c_K becomes negative and with greater magnitude in the decaying phase of the storm, as shown within Fig. 7b, indicating a conversion of kinetic energy from the storm to the mean flow. This occurs when the storm occludes and enters a barotropic state. Fig. 8b also reveals that c_K is largest near the tropopause where the jet stream is located.

The term $h_{k_{TV}}$ acts as the main energy sink throughout the entire storm, except between 10-12 December when it acts as a source. This positive maximum of $h_{k_{TV}}$ precedes the baroclinic conversion and could consequently represent the ageostrophic convergence of energy, which might act as an initial amplifier for the disturbance, as was noted by Orlanski and Sheldon (1995). Their study showed ageostrophic geopotential flux convergence of downstream development that occurs in the upper troposphere and is intrinsically linked with energy transfers between consecutive cyclones, the study of which however is beyond the scope of this work. Most importantly, one must note that these early positive values of $h_{k_{TV}}$ are not seen with the Eulerian framework. The vertical distribution of $h_{k_{TV}}$ in Fig. 1.8b shows negative values within the boundary layer that acts as a source. It physically represents the Ekman pumping that counterbalances the frictional loss d_{TV} (Nikiema and Laprise, 2015; 2017). It is a source of energy for the storm because of low-level convergence induced by non-geostrophic winds, whose intensity is related to surface friction. There is also a significant increase in $h_{k_{TV}}$ throughout the middle and higher levels in the last four days of the storm. These values are problematic since it leads to a net negative energetic budget. Additional insight on this behaviour can be obtained by looking at its spatial distribution. Another component of $h_{k_{TV}}$ has been noted in a study done by Rivière and Arbogast (2015) who noted a downward redistribution of eddy kinetic energy by vertical ageostrophic flux

during the later stages of large-scale cyclones. Such redistribution, however, has not been observed in this EC (not shown).

Lastly, values of $h_{a_{TV}}$ are negligible, and likewise for $f_{a_{TV}}$ and $f_{k_{TV}}$. These last two terms only acquire non-negligible values when high values of energy develop within the domain. The advection of a_{TV} is negligible throughout the period, while the advection of k_{TV} is significant in the later phase. Its pattern, illustrated in Fig. 1.6b, resembles closely to that of $h_{k_{TV}}$. It is also strongest in the higher levels as shown by Fig. 1.8b. This behaviour can somewhat be explained when looking at the mathematical expression of $V_{frame} \cdot \nabla k_{TV}$ and $h_{k_{TV}}$, where both terms contain the horizontal gradient of k_{TV} .

1.3.2.2 Maps of contributions to the energy tendencies

Fig. 1.9 shows the most important contributions to both energy reservoirs. Conversion term c_A characterizes the energy associated with horizontal and vertical transport of temperature along the mean horizontal and vertical gradients of temperature. Near the surface, positive values ($v'T' > 0$) are initially seen west of the storm, where there is southward advection of cold air, followed later by a northward advection of warm air east of the storm. It is however the vertical component of c_A that dominates, as illustrated in Fig. 1.10, and its shape closely resembles that of c_{TV} . In the case of c_{TV} , interpreted as a sinking ($\omega' > 0$) of colder air ($T' < 0$) or a rising ($\omega' < 0$) of warmer air ($T' > 0$), both leading to negative conversion values ($\omega'T' < 0$) making it act as a sink for a_{TV} , while the vertical component of c_A acts as a source, hence the noted near duality.

When evaluating c_K , slight dipoles are noticeable near the low-pressure centre during the early stages of the storm, but with positive values dominating, leading to a source

for k_{TV} . It only begins acting as a sink on 1400 UTC. When observing Fig. 1.11, the rate of conversion for the sink is amplified by the positive product of u' and v' , and strong positive values of $\partial\langle u \rangle / \partial\Phi$ (note the negative sign of the equation in section 2.1) representing the wind shear induced by the jet stream. In all occurrences, the horizontal transfer is stronger than the vertical one, supporting the results of van Mieghem (1955). This explains why this conversion term is known as barotropic, because even in the absence of baroclinicity, c_K remains strong.

The term $h_{k_{TV}}$ is shown to have the strongest and most chaotic values of all the terms. It is noteworthy to add at this point that the interval scale is logarithmic, consequently making the spatial distribution of $h_{k_{TV}}$ towering over all the others. Numerous dipoles are noticeable around the storm and within the diagnostic rectangular, with negative values over the low-pressure centre from 1300 UTC to 1500 UTC, and positive values surrounding it. Near the end of the cycle, the dipole remains present, but the positive component is left out of the Lagrangian domain, leaving consequently a widespread amount of negative values within it. This could indicate that, unlike every other components of the cycle, the boundaries of $h_{k_{TV}}$ related the storm are not as clearly defined and possibly more widespread, thus making it difficult to evaluate adequately.

1.3.3 Comparison of energy cycle and budget equilibrium

Fig. 1.12 shows the space-time mean of all components to the transient-eddy energy budget of the studied storm from December 1000 UTC to December 1800 UTC. The sum of the terms contributing to transient-eddy available enthalpy a_{TV} is fairly small,

$R - Lag_{a_{TV}} = 0.17 \text{ W m}^{-2}$ and $R - Eul_{a_{TV}} = -0.29 \text{ W m}^{-2}$, indicating a fairly closed a_{TV} budget considering that the individual contributions to the tendencies are of the order of 1 to 10 W m^{-2} , and that the time-mean tendencies are $L_{a_{TV}} = 0.46 \text{ W m}^{-2}$ and

$L_{a_{TV}} = 0.20 \text{ W m}^{-2}$ for the Lagrangian and Eulerian methods, respectively. Some significant discrepancy however occurs for the transient-eddy kinetic energy k_{TV} budget, with $R - Lag_{k_{TV}} = -11.66 \text{ W m}^{-2}$ for the Lagrangian budget and $R - Eul_{k_{TV}} = -4.27 \text{ W m}^{-2}$ for the Eulerian budget, with the time-mean tendencies $L_{k_{TV}} = 0.52 \text{ W m}^{-2}$ for the Lagrangian method and $L_{k_{TV}} = 0.28 \text{ W m}^{-2}$ for the Eulerian method. Thus, the large values for the $R - k_{TV}$, notably for the Lagrangian reference, requires consideration.

The impact of the size of the Lagrangian diagnostic domain on the energy budget was tested, as shown in Fig. 1.13. The horizontal axis shows the number of grid points removed or added, while the four lines correspond to the four cardinal directions. There are modest changes in variations for a_{TV} , the largest ones occurring in the +X and +Y directions where magnitude of the departure increases when the size of the diagnostic domain is reduced in the +Y or increased in the +X directions. In the case of k_{TV} , however, significant changes in values occur linearly in the +X and -X directions, with shrinking large values. The changes in budget values in the + and -Y directions are minor. Such sensitivity study gives a sense of the stability of the overall budget values. Although not shown, the shifts in location revealed similar results to that of modifications in the size.

It is then pertinent to determine how individual components of the budget change as a function of the Lagrangian diagnostic size. As noted previously, the large negative values of $h_{k_{TV}}$ contribute to the overall negative tendency in the last three days of the storm (Fig. 1.12). The effect of increasing the Lagrangian diagnostic domain size in the four horizontal directions is shown in Fig. 1.14 and Fig. 1.15 for each individual component, during 17 December00 UTC. Fig. 1.14 only shows the modifications for

$h_{k_{TV}}$ with the horizontal axis showing the number of grid points added, while the four lines correspond to the four cardinal directions. Each line stops when the diagnostic domain reaches the CRCM5 computational domain boundary or when it extended by 60 grid points. It is apparent that smaller values of $h_{k_{TV}}$ are obtained when the domain is extended in the -X and -Y directions; minimum values are reached when the -X direction is extended by 25-30 grid points and more than 60 grid points for the -Y direction. Fig. 1.15 displays changes in the various contributions when the diagnostic domain is changed in either the -X or the -Y directions. In all figures, most terms show little variations in the energetic values. There are some noticeable variations in c_A and c_{TV} , in both directions, but proportionally less than that of $h_{k_{TV}}$. These results lead to conclude that the current shape and position of the diagnostic Lagrangian domain is close to being optimal given that extending in +X and +Y would rapidly increase the contribution values, while going in -X or -Y would take a significant number of grid points to produce significant decreases; the configuration would no longer follow closely the storm of interest. Likewise, applying minor changes in size or position of the reference during the storm's life span would not have a significant impact on the overall budget.

It appears that the large negative values of $h_{k_{TV}}$ exist because there are no compensating positive values within the retained diagnostic domain. Indeed, when inspecting other moments in the storm's life and the results obtained by CNL16 and NL17, there is always a noticeable duality between negative and positive values for $h_{k_{TV}}$. Even when evaluating the Eulerian budget (Fig. 1.12), $R - Eul_{k_{TV}}$ is fairly high due to high values of $h_{k_{TV}}$ near the end of the cyclone's life. In this case, it is most likely because a portion of positive $h_{k_{TV}}$ energy is out of the Lagrangian diagnostic domain at the northeastern boundary (Fig. 1.10d).

1.4 Summary and conclusion

The purpose of this work was to compare regional atmospheric energy budget developed by CNL2017 for an EC occurring over North America under two different perspectives: a Eulerian reference where budget diagnostics are computed over a wide and fixed domain, and a Lagrangian reference where these computations are performed over a smaller but mobile domain that tracks the system through its eddy kinetic energy. A hypothesis was put forward that the latter method is the optimal approach to adequately interpret an EC because the analysis would most notably reveal stronger energetics as well as otherwise concealed properties as would be the case under a Eulerian reference.

The energy budget was established by decomposing atmospheric variables in their time-mean state and time variability. For the study of individual systems, the time variability is the only relevant component. With a simulation performed by the CRCM5 over a 0.44° grid mesh and driven by ERA-Interim reanalyses, an extratropical cyclone occurring between December 10-18th 2010 was chosen to test the methodology. As this is a recently developed approach, the EC was chosen so that it did not display any behaviour that differs substantially from a typical textbook cyclone while also remaining within the confinement of the lateral boundary domain in order to accurately interpret the entire cycle.

The employed tracking method defined a rectangular shape frame over a specified threshold of vertically integrated eddy kinetic energy at a specific time in the cyclone's life. Previous and subsequent time steps of the cyclone then received the formerly defined shape based on which high levels of eddy kinetic had the closest resemblance to the eddy kinetic energy of the neighbouring time step. This allowed for a smooth connection between each step all while making use of a simple but effective method.

Previously shown results reveal that when performing a time series of the spatial and vertical mean of each energetic component, the Lagrangian reference confirms the hypothesis as each component demonstrates stronger amplitude compared to the fixed reference. Most importantly, evaluating the time series of the temporal tendencies under the moving domain remarkably reveals a clear distinction between the increasing and decreasing phases of energetic strength of the EC while this is difficult to adequately distinguish within the fixed domain. This clear distinction enables a separation between these two periods with the increasing stage occurring between December 10-14th and the decreasing phase occurring between December 14-18th. Subsequently, a vertical interpretation of each component separated in these two periods exposed noticeable differences, most particularly with the baroclinic conversion terms c_A , c_{TV} and the boundary term $h_{k_{TV}}$. It can be noted that the amplitudes of c_A and c_{TV} vertically shift from the upper troposphere to the mid-level and that $h_{k_{TV}}$ becomes considerably negative between the mid and upper troposphere. This consequently leads to an overall negative $R_{k_{TV}}$ and this negative value is far larger for the Lagrangian reference than the Eulerian. The values of $R_{a_{TV}}$ and the temporal tendencies for a_{TV} and k_{TV} all tend to vanish and the differences between both methods are small. This leads to conclude that the spatial extent at which $h_{k_{TV}}$ has an influence on the EC goes beyond to that of the other components of the cycle. A larger diagnostic domain would be required to encompass this term in its entirety. However, it is also possible that positive values which should counter-balance the observed negative dominance extend beyond the model boundaries. Lastly, the sensitivity of the diagnostic domain to its size and positioning was also evaluated and the results indicate that only $h_{k_{TV}}$ is susceptible to large changes in its computed values.

Ultimately, this reference fulfils its purpose by providing a realistic and accurate depiction of the extratropical cyclone. Through an energy budget, the multiple aspects

of a storm are reduced to a common denominator and their aspects are more effectively understood. Many studies have limited themselves with using a fixed and large domain to evaluate its energetic behaviour. Although useful enough to understand the underlying principles of how a storm evolves, this type of reference lacks the precision that a Lagrangian reference can provide, as was illustrated in this study. As this is a seldom-used method in the study of atmospheric energetics, its potential and the amount of information that can be exploited from it are considerable. Even though this study focused on a synoptic-scale system, this kind of reference can prove itself to be particularly useful for tropical cyclones or mesoscale convective systems. Further use of this method could be found as an automatic storm-tracking algorithm. With the increasing interest in machine learning, a supervised machine-learning algorithm could be devised to distinguish and connect the areas with high a_{TV} and k_{TV} over multiple time steps and devise a tracking system from these formed connections. Another useful way of exploiting this method is through the tracking of a large ensemble of storms and computing various statistical parameters from their compiled energetic values. This type of study could then be extended into a comparison between the energy cycle of storms in the current climate versus that of a changed climate under different emission scenarios. However, and like all storm-tracking methods, this method has limitations in the sense that certain parameters are subjectively based. The prime example of this would be the imposed threshold that distinguishes areas of high energetic values to the low ones. It would be possible for certain systems to exist without ever going pass this threshold value, making them unnoticeable to the algorithm. This problematic would be but one among many others that would need to be considered if such a scientific endeavour were to ever occur.

CONCLUSION

Par sa capacité à regrouper les différents mécanismes dynamiques et thermodynamiques agissant dans la redistribution de l'énergie atmosphérique, le bilan d'énergie est l'approche la mieux adaptée pour l'élucidation des processus de redistribution latitudinale de l'énergie atmosphérique. Il a été démontré que l'énergie solaire absorbée profusément aux faibles latitudes contraste avec la faible quantité reçue aux latitudes polaires. Ce gradient de chauffage diabatique qui résulte en un gradient latitudinal de température qui peut être quantifié sous forme d'une génération d'énergie potentielle. Pour pallier le déséquilibre, la redistribution, un processus dynamique, puise du réservoir d'énergie potentielle disponible pour la convertir vers un réservoir d'énergie cinétique. Par friction avec le sol, l'énergie cinétique finit éventuellement par être dissipée, sans toutefois mener à l'équilibre, car l'énergie solaire différentielle maintient perpétuellement une asymétrie dans la distribution de l'énergie. Une meilleure interprétation du cycle advient lorsqu'il est divisé selon une composante moyenne et une composante de perturbation. Cette dernière est responsable de la majeure partie de la redistribution d'énergie et se manifeste notamment sous forme de systèmes météorologiques d'échelle synoptique aux latitudes moyennes.

Parmi les différentes méthodes existantes pour diviser le cycle d'énergie, cette étude suit la méthode de CNL16, basée sur le formalisme de NL13, sur l'élaboration d'un cycle d'énergie atmosphérique locale, subdivisé en termes de moyenne temporelle et de perturbation par rapport à celle-ci et appliqué pour l'analyse énergétique de tempêtes. Dans ce travail-ci, le cycle d'énergie a été appliqué sur une tempête synoptique ayant lieu sur le domaine nord-est américain. Ce qui distingue l'approche utilisée par CNL16 et celle de cette étude est la conceptualisation d'un référentiel mobile qui encadre et

suit la tempête durant son cycle de vie. Ce référentiel dit Lagrangien va générer des résultats statistiques différents du référentiel fixe traditionnel dit Eulérien dans le sens où les résultats ne seront pas dissimulés par des espaces n'ayant aucun lien avec la tempête, procurant ainsi une représentation fort plus réaliste du phénomène. Les calculs énergétiques ont été accomplis à la suite d'une simulation du CRCM5 pilotée par les réanalyses sur un domaine couvrant l'entièreté de l'Amérique du Nord sur une période allant de 1979 à 2014. Dans cette période, la tempête choisie a lieu entre le 10-18 décembre 2010 en raison de son comportement générique et simple à interpréter. Seules les déviations temporelles du cycle ont été étudiées. Le référentiel Lagrangien a été développé de manière à ce qu'il puisse encadrer le mieux possible la totalité de a_{TV} et k_{TV} associée à la tempête, tout en conservant une dimension fixe dans le temps. Afin de délimiter l'énergie qui appartient à la tempête, un seuil choisi arbitrairement est appliqué sur chaque pas de temps pour ainsi donner forme à des îlots de hautes valeurs de k_{TV} . L'îlot du décembre 1400 UTC a été choisi comme base pour construire le référentiel dû à l'intensité maximale d'énergie à ce moment. Le référentiel est ensuite projeté sur l'îlot au pas de temps voisin qui a le plus de ressemblance avec l'îlot identifié au pas de temps précédent. À titre de comparaison, la méthode Eulérienne qui consiste à définir un cadre fixe est aussi considérée et est d'une dimension qui englobe chaque différente position du référentiel mobile.

Les résultats dévoilent une différence notable entre les deux méthodes. Les signaux d'énergie sont tous d'une plus grande intensité pour le référentiel Lagrangien et leurs patrons sont d'autant plus identifiables. La distinction est particulièrement évidente pour les termes de tendance de a_{TV} et k_{TV} où il est clairement possible de voir sous le référentiel mobile un épisode de croissance du 10 au 14 décembre et de décroissance du 14 au 18 décembre. La division de la tempête selon ces deux périodes révèle sur des profils verticaux des patrons d'énergie distincts. Cela concerne notamment les termes de conversion c_a et c_{TV} qui subissent une transposition du haut vers la mi-troposphère

et pour le terme de frontière $h_{k_{TV}}$ qui acquiert de fortes valeurs négatives durant les trois derniers jours dans l'atmosphère libre. Pour valider l'ensemble des équations du cycle sous ce référentiel, une évaluation numérique des tendances temporelles pour a_{TV} et k_{TV} ainsi qu'une sommation algébrique de chacune des composantes respectives a été faite. Les valeurs obtenues démontrent que l'ensemble des équations utilisées est valide mise à part la sommation des composantes liées à k_{TV} . Le déséquilibre de ce terme est notamment attribué à la forte contribution négative de la composante $h_{k_{TV}}$. La sensibilité du domaine diagnostique Lagrangien à différentes dimensions et positionnements a aussi été évaluée. Il est indiqué que les variations du référentiel affectent principalement $h_{k_{TV}}$. Ceci porte à conclure que, contrairement aux autres termes de perturbations dans le cycle d'énergie, l'aire d'influence de $h_{k_{TV}}$ sur le système diffère considérablement. Un domaine plus large serait nécessaire pour prendre en compte l'entièreté de ce terme.

L'idée d'utiliser un référentiel mobile plutôt que fixe est une approche considérée peu fréquemment dans le domaine de l'énergie atmosphérique. Or, l'étude actuelle fait part d'une amélioration importante dans la capacité à interpréter le cycle de vie d'une tempête extratropicale. Ce type d'approche est donc une avenue ayant un potentiel considérable pour de futures études. Un développement innovateur serait d'attribuer à cette méthode la capacité de détecter et de suivre automatiquement des tempêtes extratropicales. Il serait ainsi possible de traiter et d'analyser l'énergie d'un ensemble de tempêtes pour alors relever des propriétés communes. De plus, dans un contexte de changement climatique, cet algorithme de détection automatique fournirait une manière de comparer les niveaux d'énergie d'un ensemble de tempêtes futures avec les valeurs observées actuellement. L'emploi de méthodes d'apprentissage automatique (*machine learning*) pourrait aussi s'avérer utile dans ce type d'application. Enfin, comme toutes méthodes de *storm tracking*, la méthode utilisée pour cette étude est

sujette à diverses problématiques qui doivent être prises en considération. Notamment, il y a le seuil d'énergie utilisée pour délimiter le référentiel qui, dans l'étude actuelle, a été choisie par essai-erreur et non selon un critère plus objectif. Cela va de même sur le choix du décembre 1400 UTC comme moment où dimensionner le référentiel. La méthode ne permet pas aussi de prendre en compte les cas où deux tempêtes se combinent ensemble ou lorsqu'une tempête se divise en deux. Enfin, l'optique de choisir un référentiel rectangulaire de dimension fixe a aussi plusieurs limitations, particulièrement pour les cas où l'énergie aurait un patron ayant une forme d'arc. Dans un tel cas, le référentiel deviendrait particulièrement large et encapsulerait plusieurs points de grilles non pertinents. Néanmoins, c'est une avenue qui mérite une considération attentive.

FIGURES

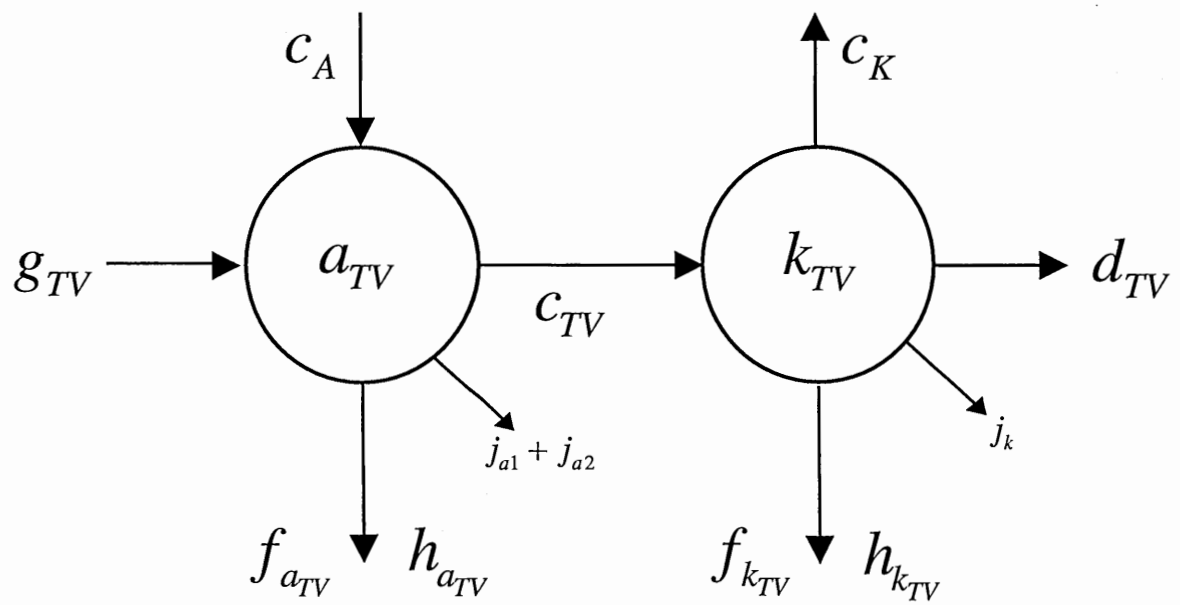


Figure 1.1 Limited-area energy cycle for transient eddies, following the methodology developed by NL13 and applied for temporal disturbances by CNL16.

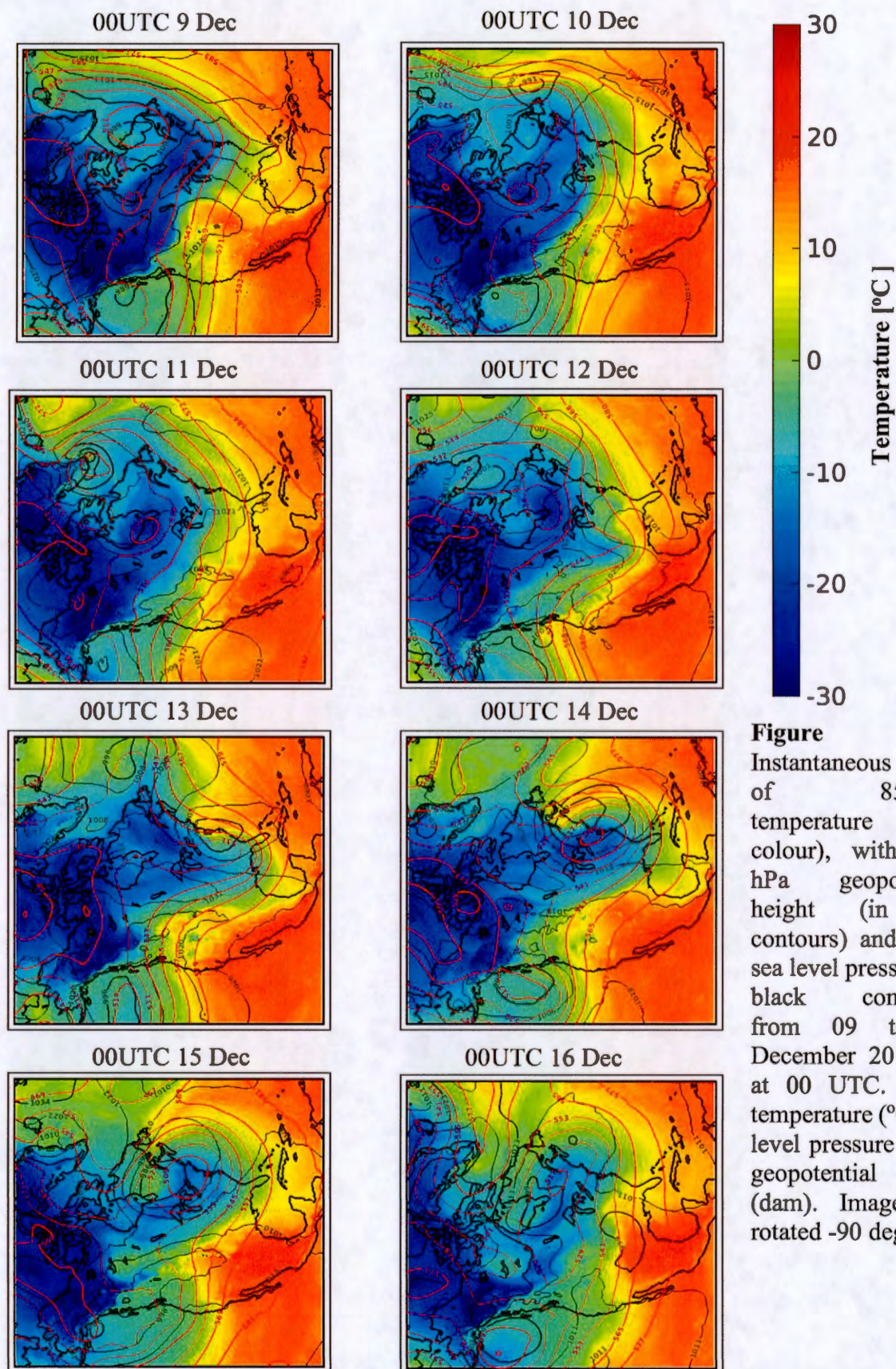


Figure 1.2 Instantaneous maps of 850-hPa temperature (in colour), with 500-hPa geopotential height (in red contours) and mean sea level pressure (in black contours), from 09 to 16 December 2010, all at 00 UTC. Units: temperature ($^{\circ}\text{C}$), sea level pressure (hPa), geopotential height (dam). Images are rotated -90 degrees.

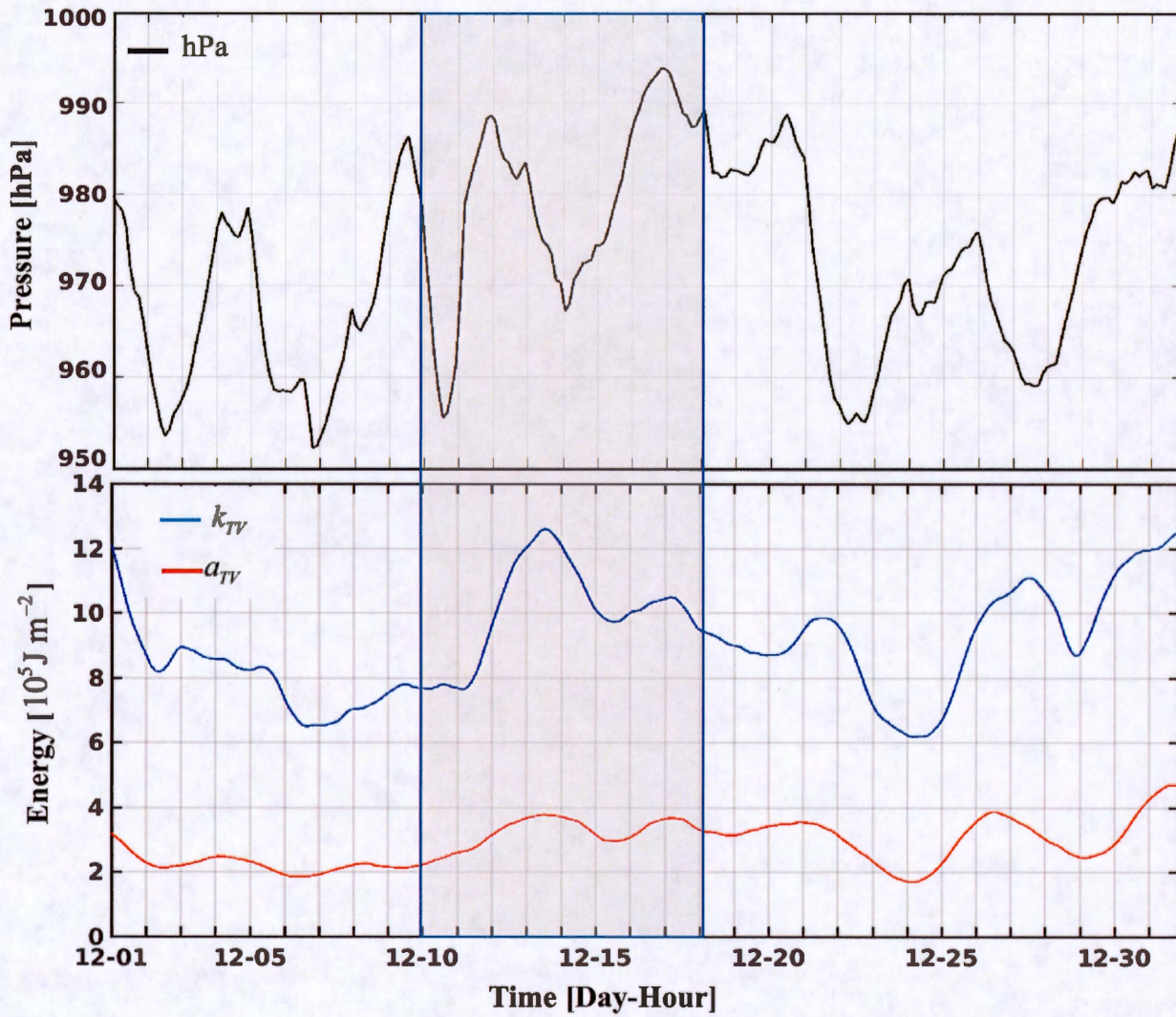


Figure 1.3 Time series through the month of December 2010 of vertically integrated (1000-150 hPa, black line) and spatial averaged transient-eddy available enthalpy (a_{tv} , red line) and kinetic energy (k_{tv} , blue line), as well as minimum mean sea level pressure over the entire domain. The shaded area covers the period of December 10-18th, when the storm occurred. Units: energy values are in 10^5 J m^{-2} and mean sea level pressure in hPa

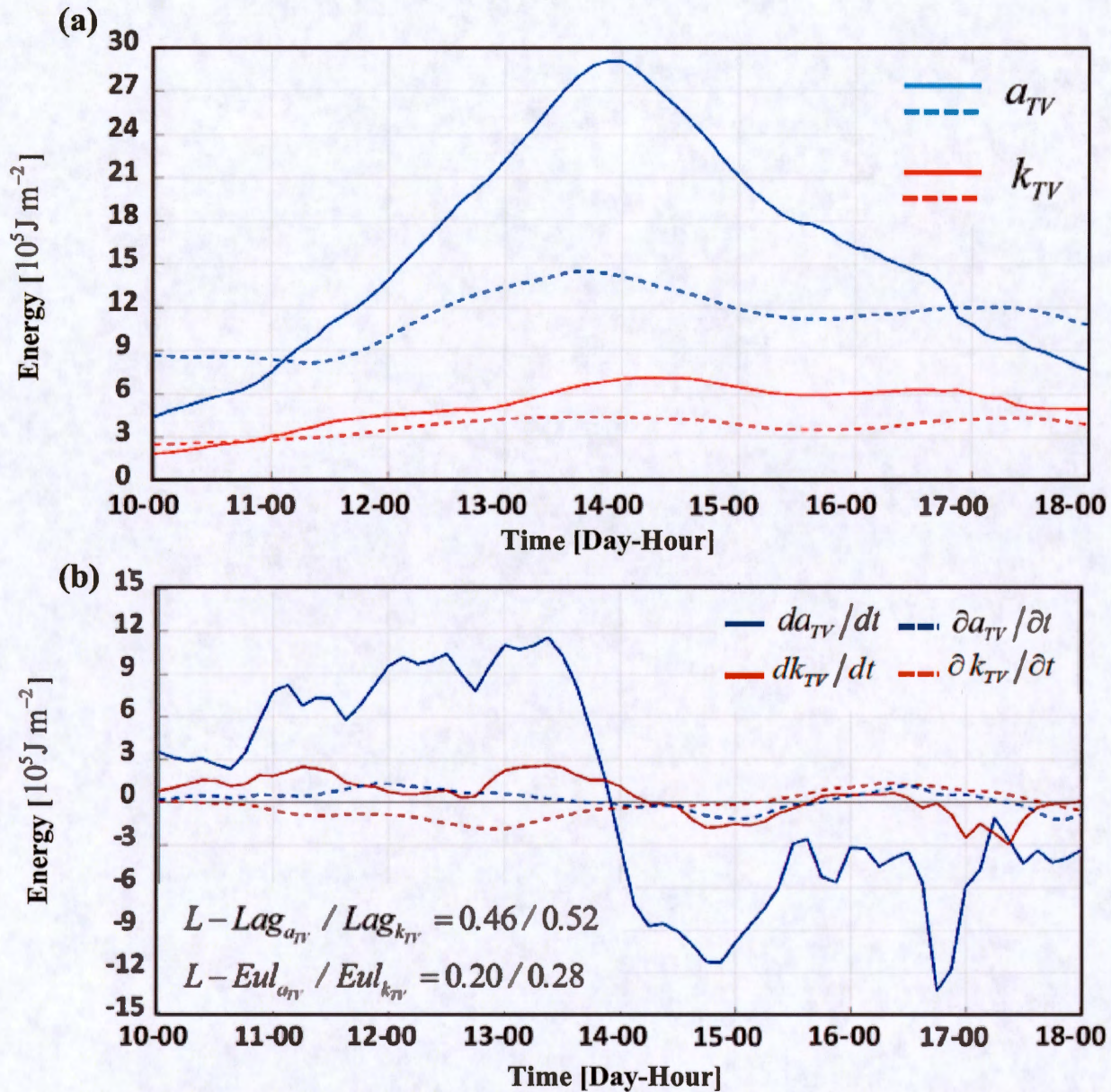


Figure 1.4 Time evolution between December 10-18 of vertically integrated (1000-150 hPa) and spatial averaged transient-eddy reservoirs (k_{TV} and a_{TV}) for Lagrangian (full lines) and Eulerian (dotted lines) reference frames.

a) Eddy energy reservoirs of k_{TV} (blue) and a_{TV} (red). Units: 10^5 J m^{-2}

b) Temporal tendencies (L-) of k_{TV} (dark blue) and a_{TV} (dark red). The computed time tendencies are for the Lagrangian and Eulerian reference respectively. Units: 10^5 W m^{-2}

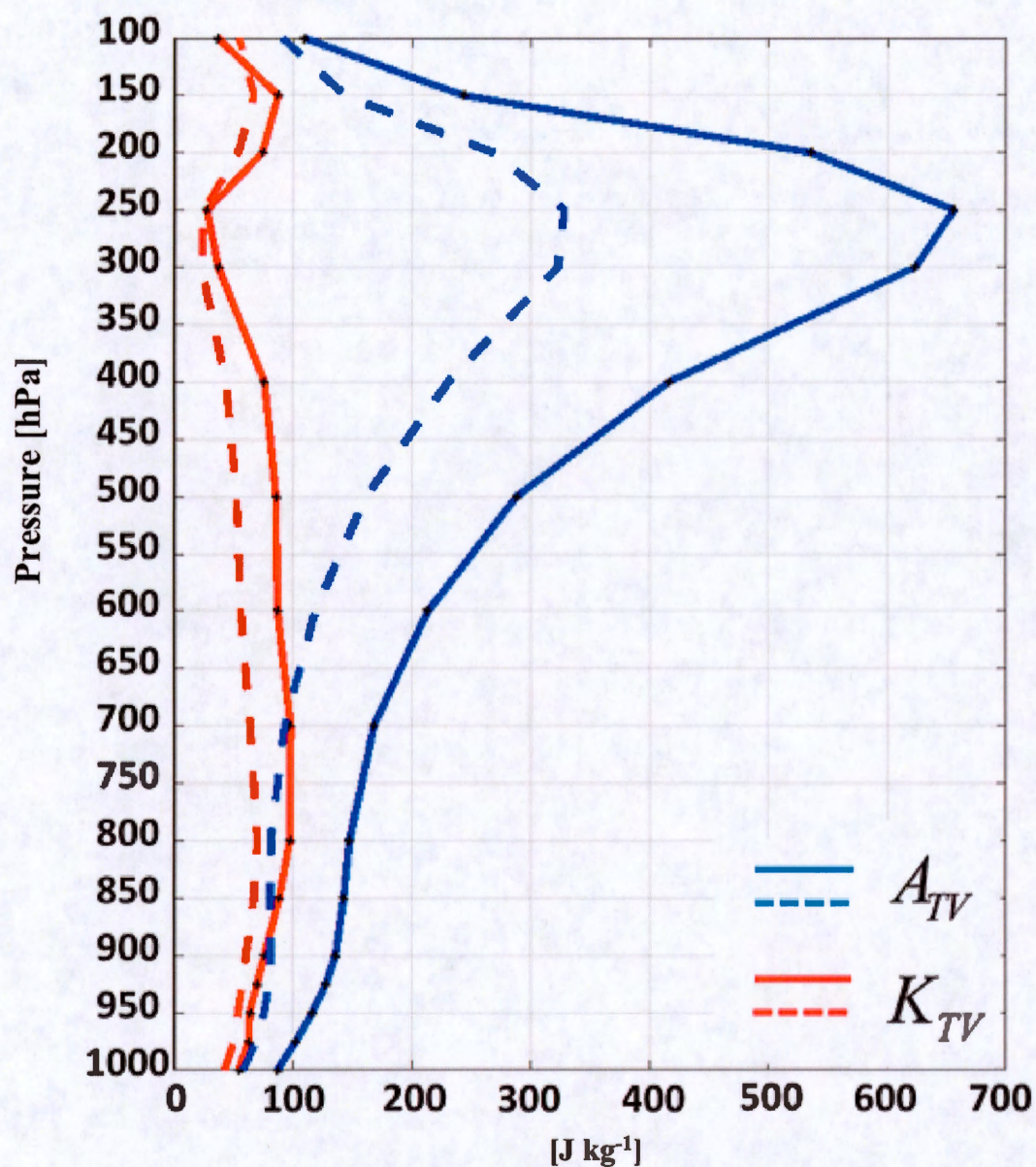
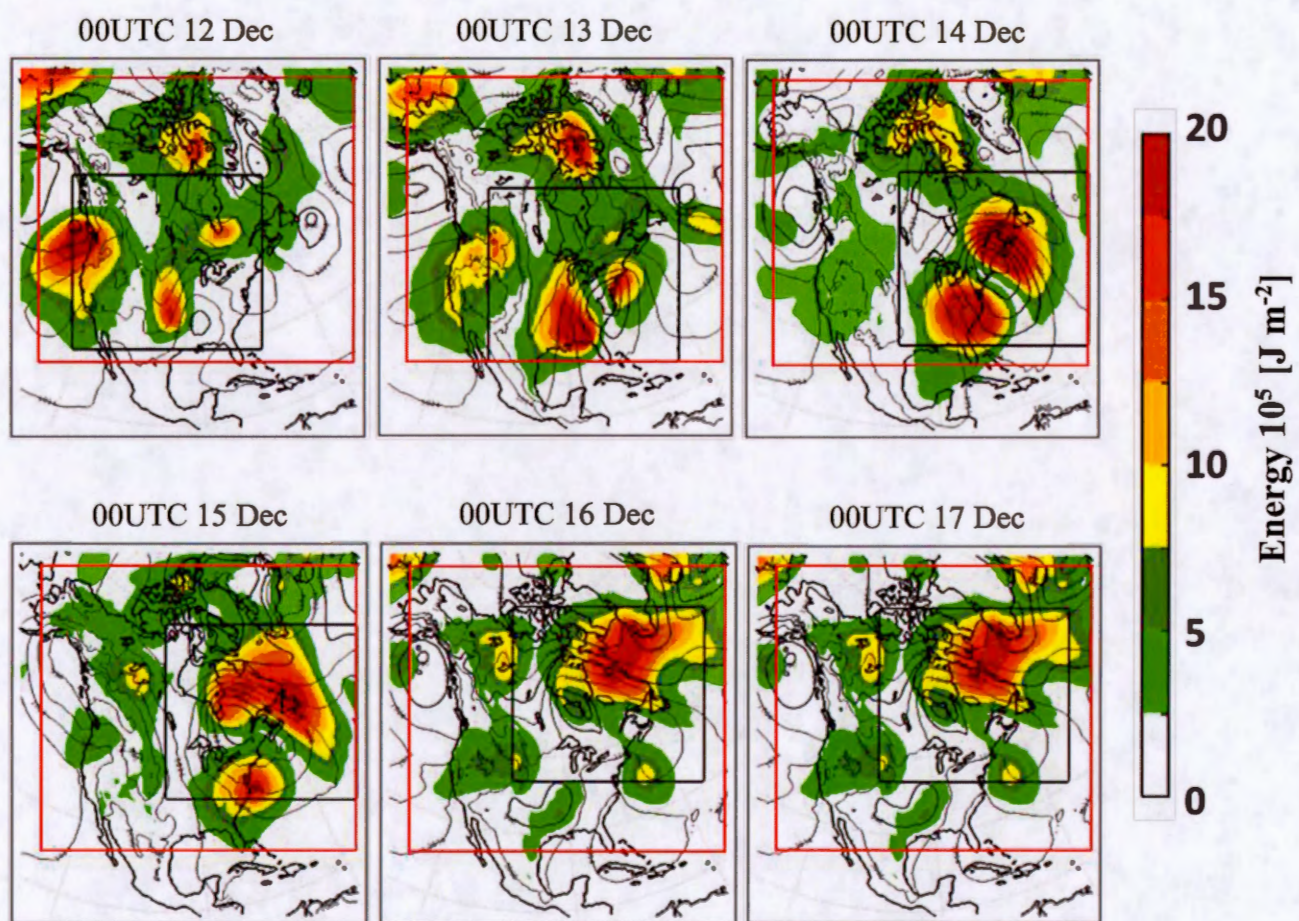


Figure 1.5 Vertical profile of spatially and temporally averaged over the period of December 13 to 15th of transient-eddy reservoirs (a_{TV} and k_{TV}), for Lagrangian (full lines) and Eulerian (dotted lines) reference frames. Units: J kg^{-1}

(a) Available enthalpy (a_{TV})



(b) Kinetic energy (k_{TV})

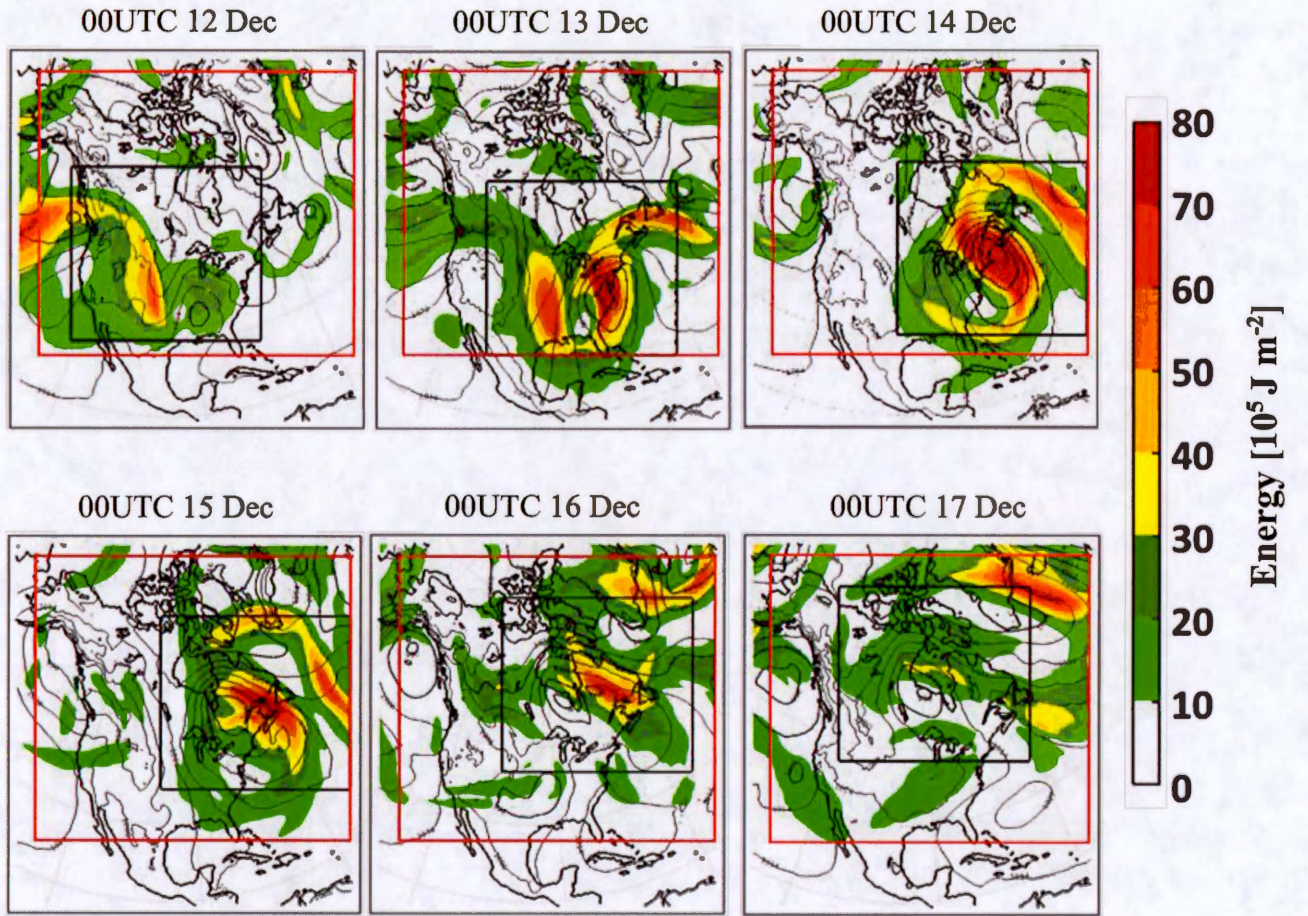


Figure 1.6 Maps of vertically integrated transient-eddy energy reservoirs a_n (a) and k_n (b) in colour (10^5 J m^{-2}), for the period from 12 to 17 December 2010. The black rectangle shows the location of the Lagrangian diagnostic domain, while the red rectangle shows the Eulerian diagnostic domain. Black contours show mean sea level pressure (hPa).

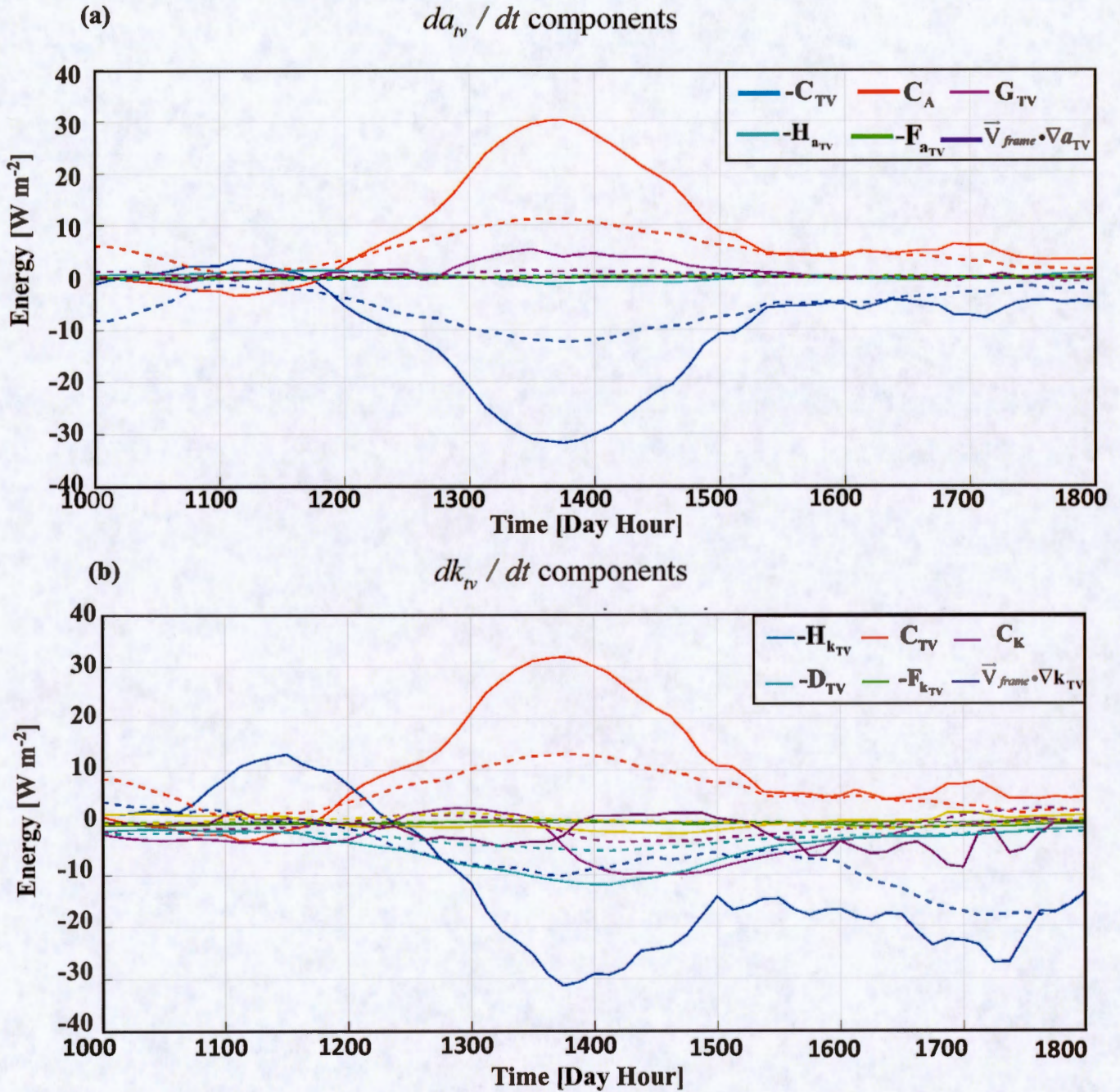
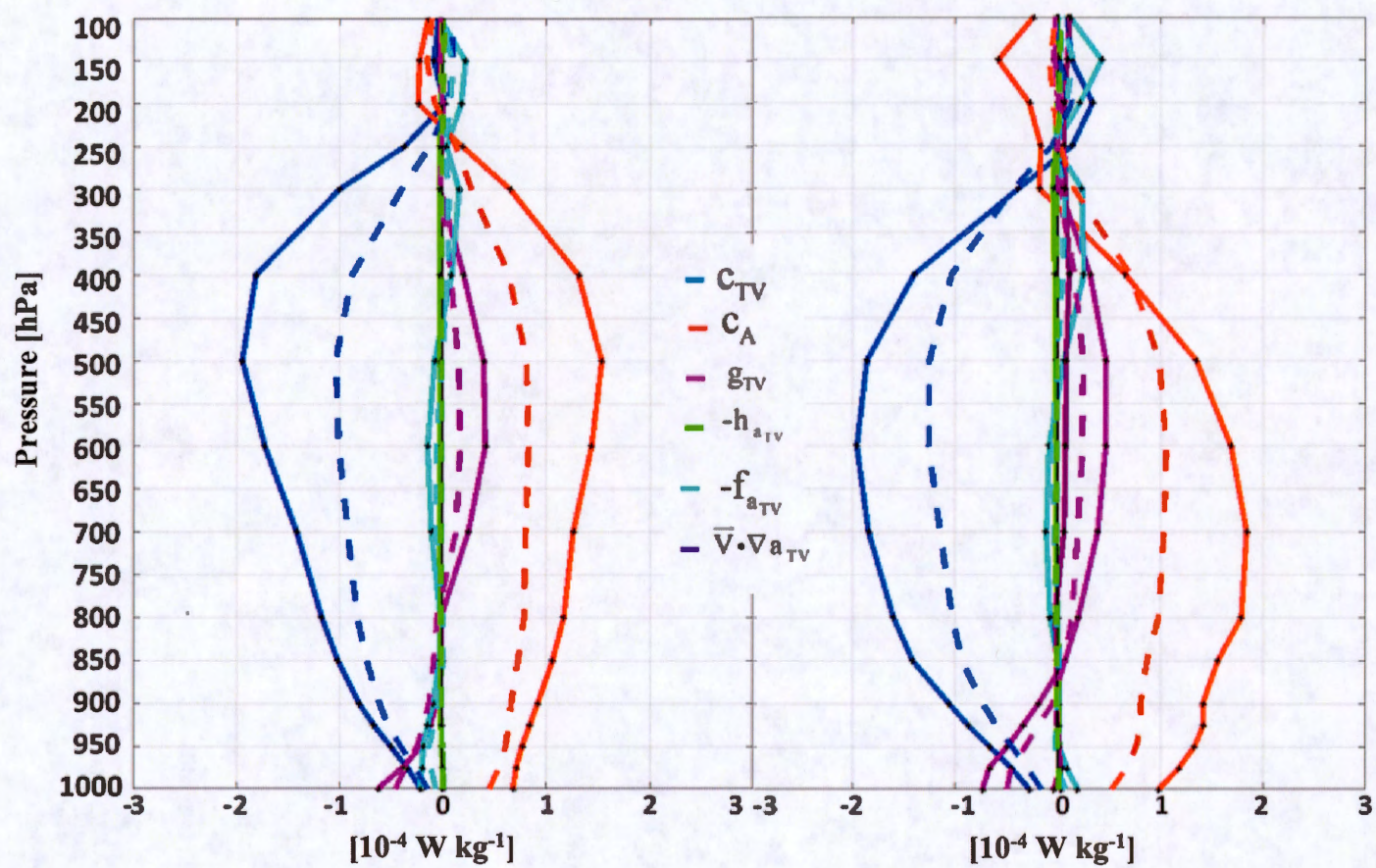


Figure 1.7 Time series of the contributions to the tendency of transient-eddy available enthalpy a_{iv} (a) and kinetic energy k_{iv} (b). The sign of each contribution reflects whether it is a sink (<0) or a source (>0) to its corresponding reservoir. Units: $W m^{-2}$

(a)

 dA_{TV}/dt components

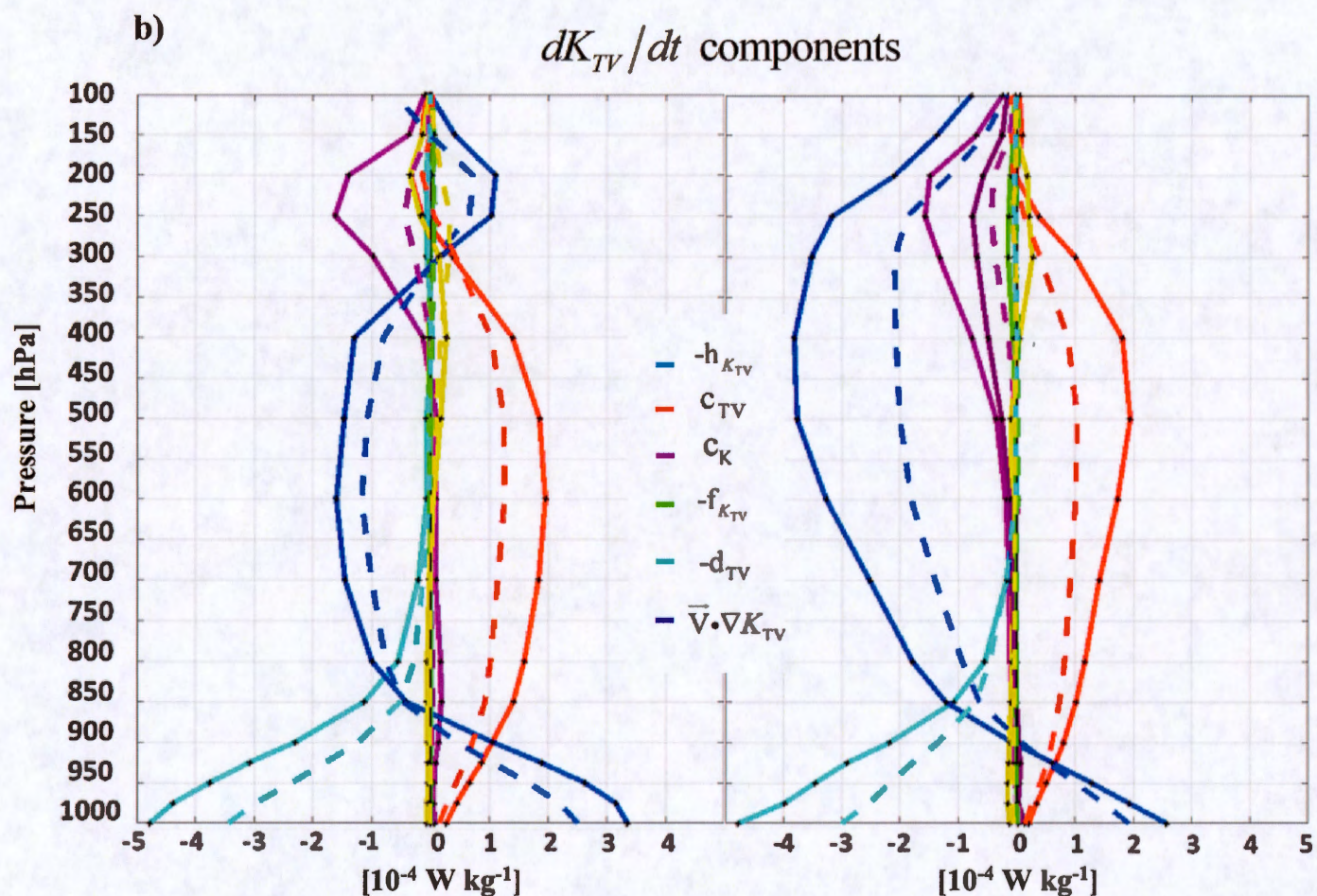
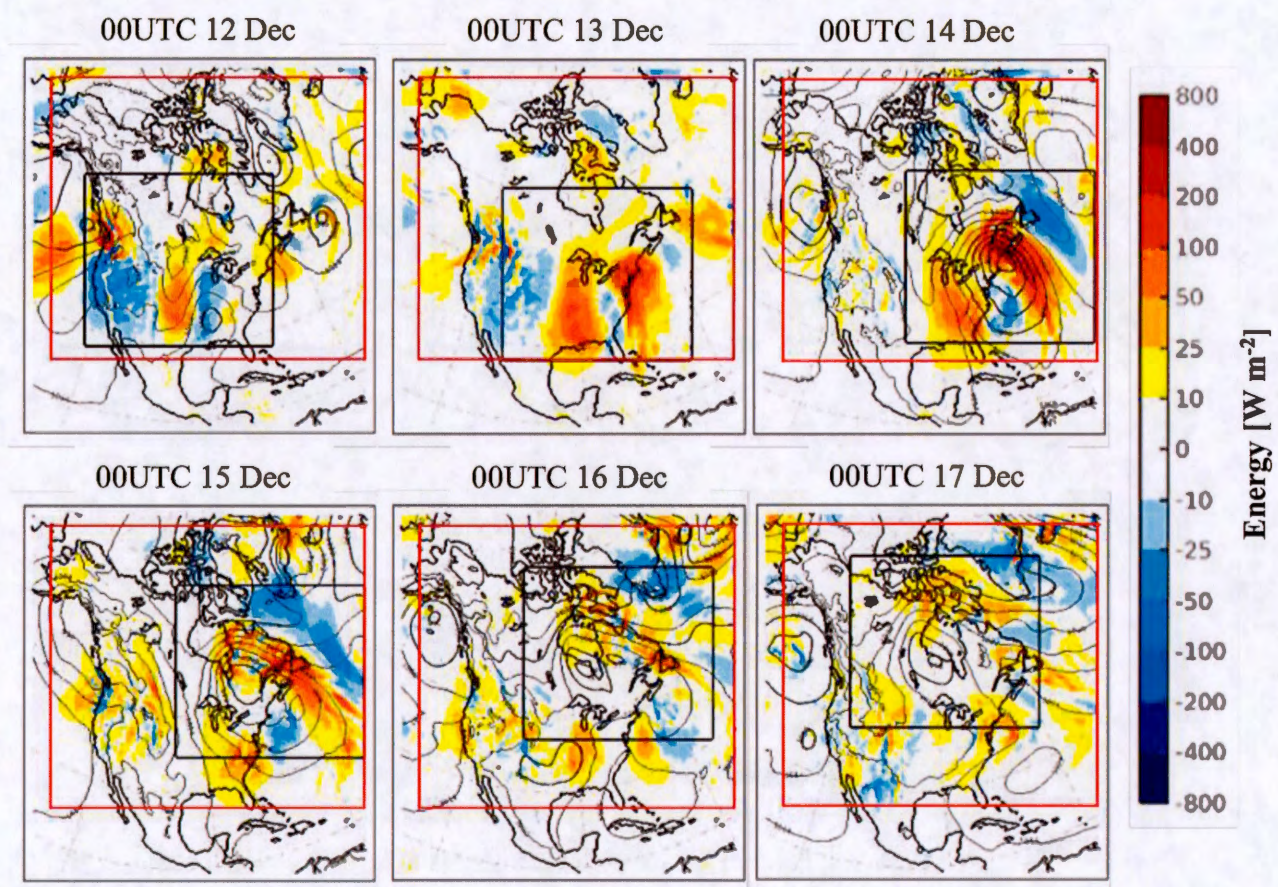
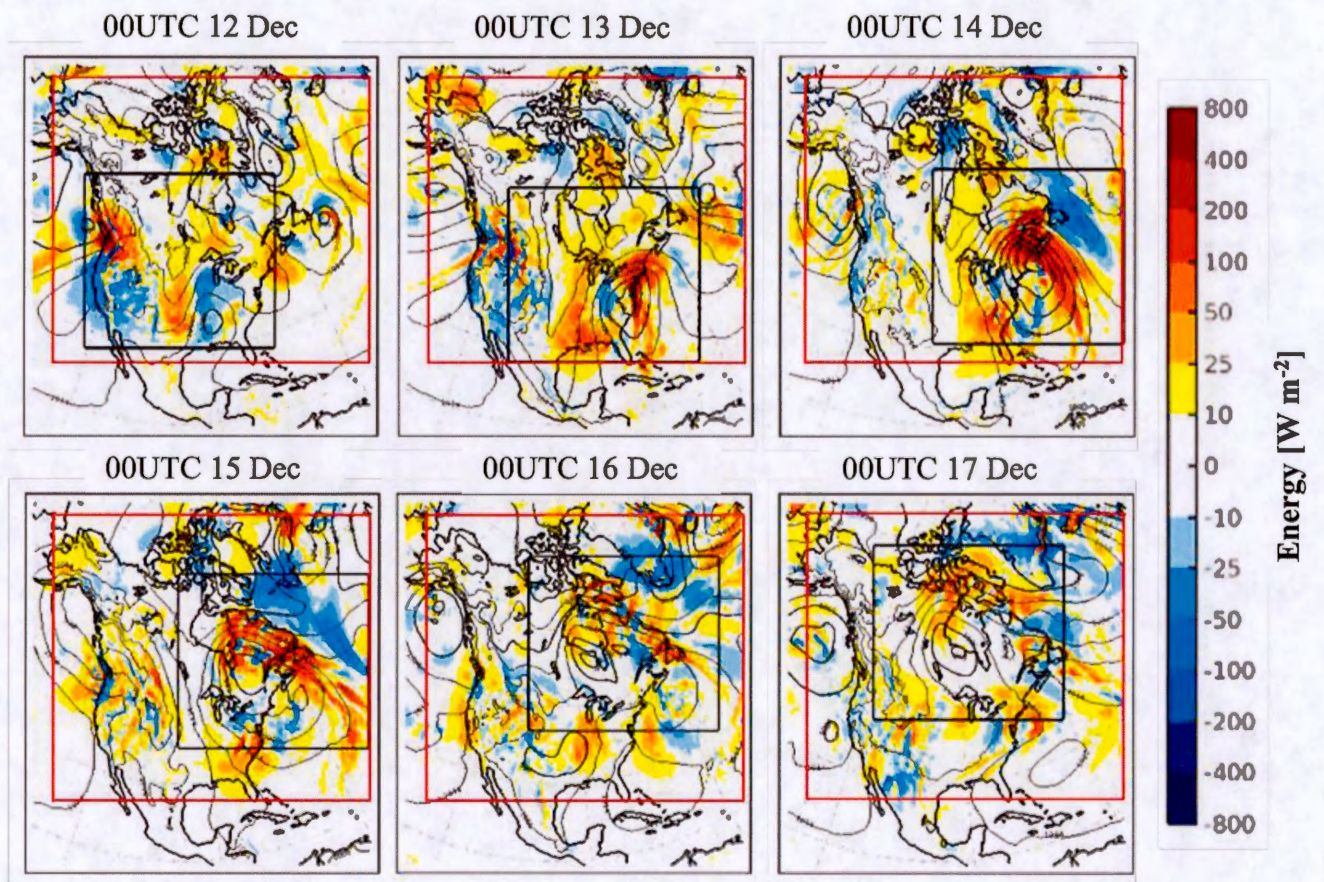


Figure 1.8 Vertical profiles of the contributions to the tendency of A_{TV} (a) and K_{TV} (b) in the Lagrangian (full lines) and Eulerian (dotted lines) reference frames, averaged between December 10-14th (the growing period; left-hand side) and December 14-18th (the decaying period; right-hand side). Units: $10^{-4} \text{ W kg}^{-1}$

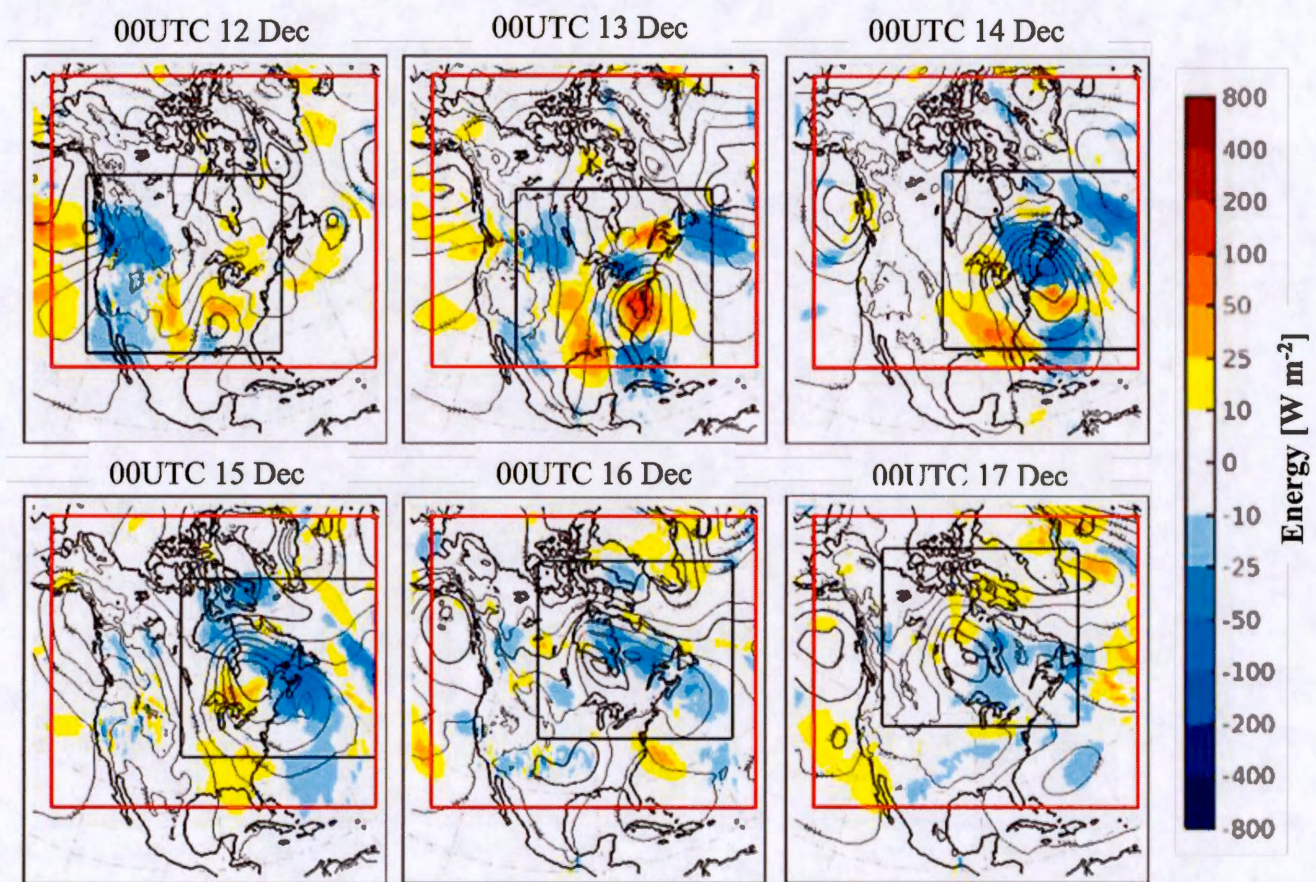
(a) Conversion c_A



(b) Conversion c_{TV}



(c) Conversion c_K



(d) boundary $-h_{k_{TV}}$

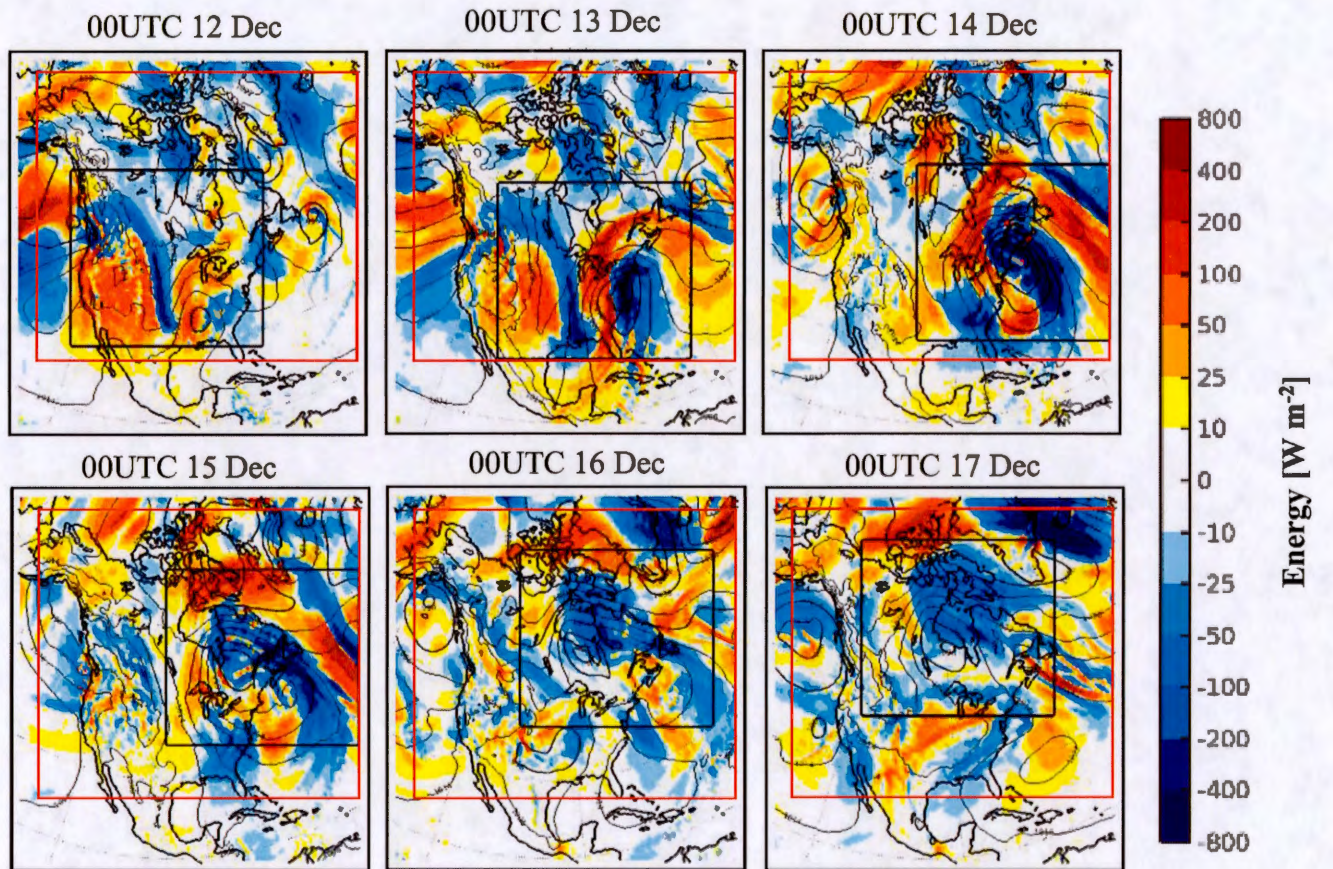


Figure 1.9 Maps of vertically integrated contributions to energy tendencies: c_a (a), c_{TV} (b), c_k (c), $-h_{k_{TV}}$ (d). Units: W m^{-2} . The black rectangle shows the location of the Lagrangian diagnostic domain, while the red rectangle shows the Eulerian diagnostic domain.

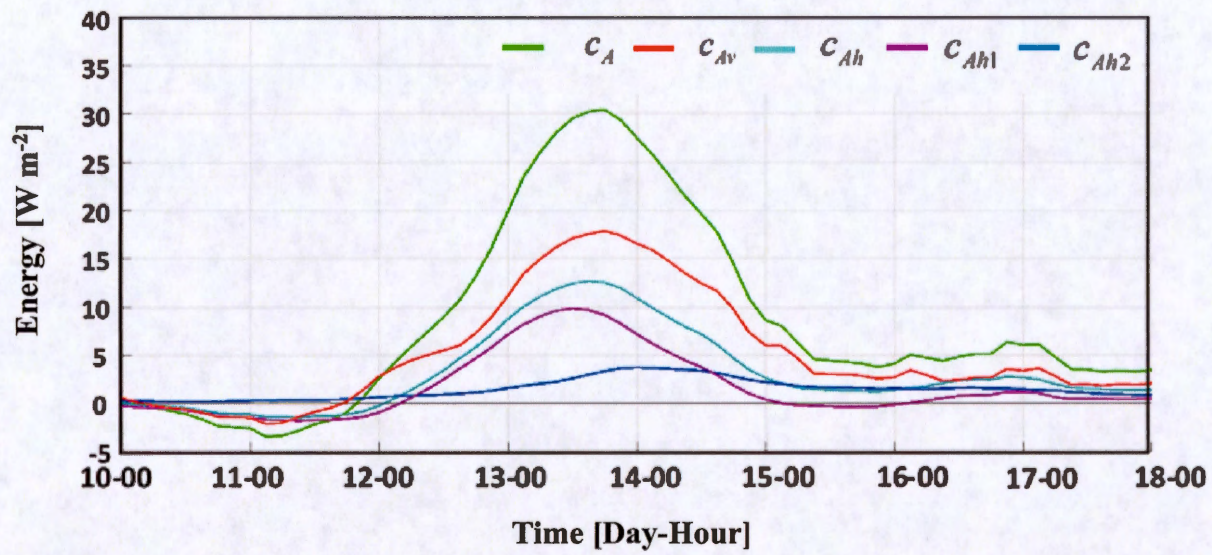


Figure 1.10 Time sequence of vertically integrated and spatially averaged value of the conversion term c_A in the Lagrangian reference frame, and its decomposition in its vertical (c_{Av}) and horizontal components (c_{Ah}). The horizontal component is further divided into longitude-oriented (c_{Ah1}) and latitude-oriented (c_{Ah2}) parts such that $c_{Ah} = c_{Ah1} + c_{Ah2}$. The sign of each contribution reflects whether it is a sink (<0) or a source (>0) to the a_{Tv} reservoir. Units: W m^{-2}

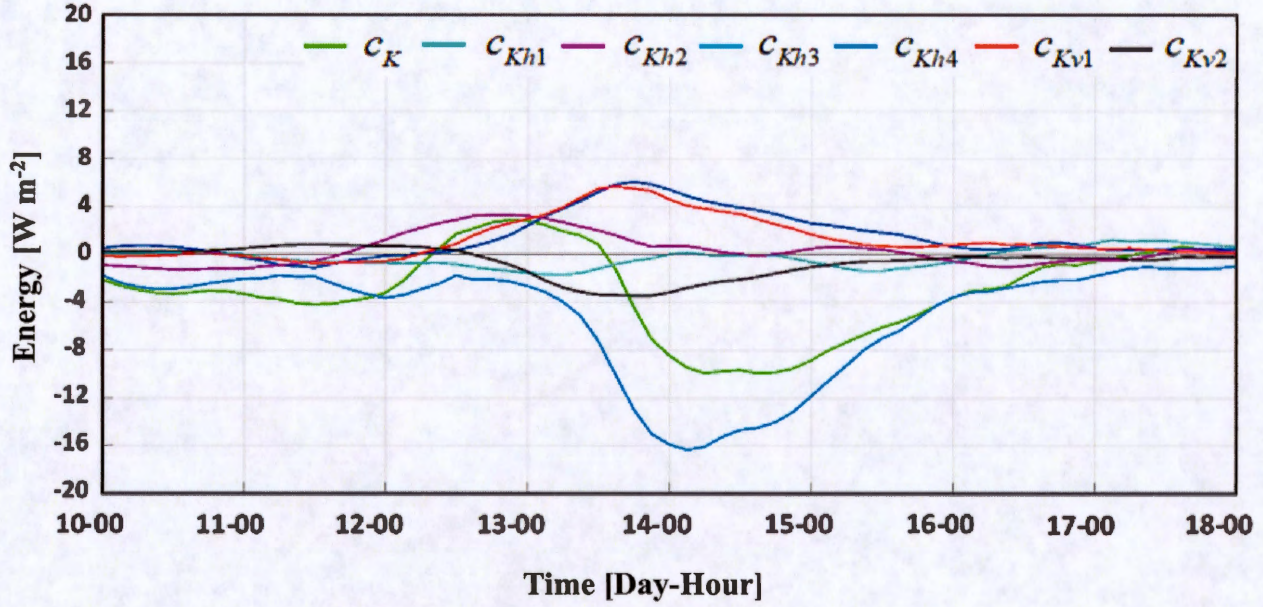


Figure 1.11 Time sequence of vertically integrated and spatially averaged value of the conversion term c_K in the Lagrangian reference frame, and its decomposition in its vertical (c_{Kv}) and horizontal components (c_{Kh}). The horizontal component is further divided into a variance of zonal and meridional wind of longitude-oriented (c_{Kh1}) and latitude-oriented (c_{Kh2}), as well as a covariance of the pair in a longitude-oriented (c_{Kh3}) and a latitude-oriented (c_{Kh4}) parts. As for the vertical component, it is further divided into the longitude-oriented (c_{Kv1}) and latitude-oriented (c_{Kv2}) parts. The sign of each contribution reflects whether it acts as a sink (<0) or a source (>0) to the k_{TV} reservoir. Units: W m^{-2}

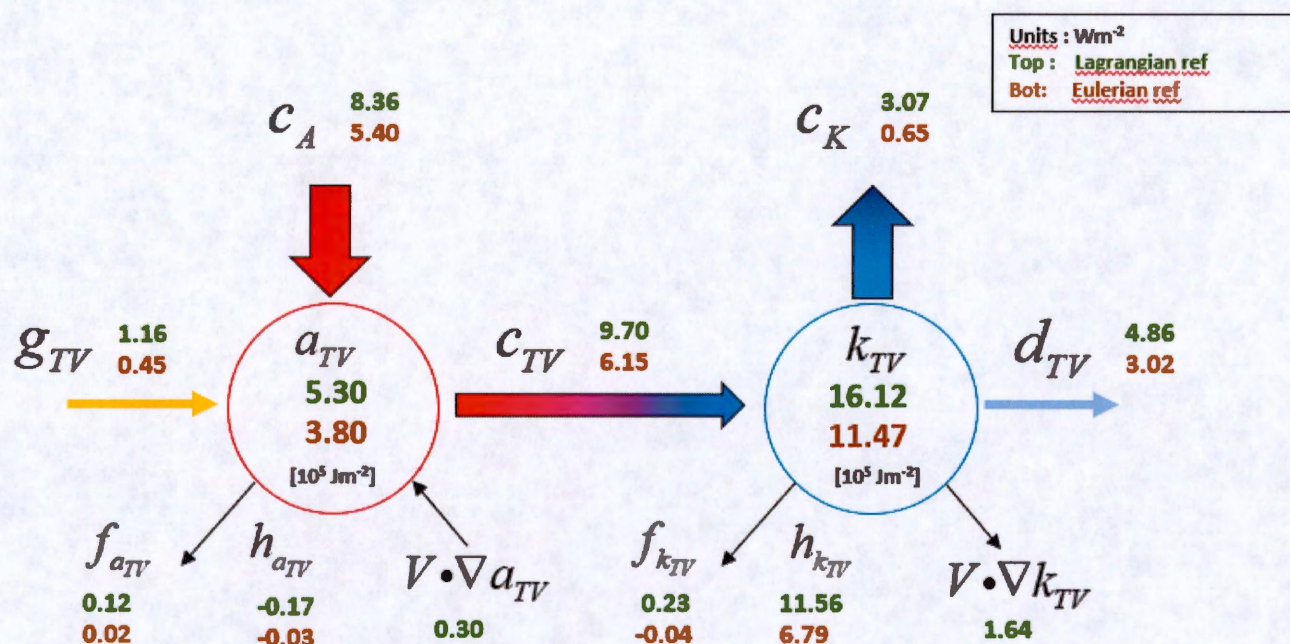


Figure 1.12 Transient-eddy energy cycle obtained with the Lagrangian reference frame (values in green, above) and the Eulerian reference frame (values in brown, below). Values for the energy contributions and reservoirs have been vertically integrated (1000 – 150 hPa), spatially average over their corresponding Lagrangian or Eulerian diagnostic domains and temporarily averaged between December 1000 UTC to December 1800 UTC. Note that the Eulerian reference does not have any advective contribution. Units for the energy contributions and reservoirs are in Wm^{-2} and Jm^{-2} respectively

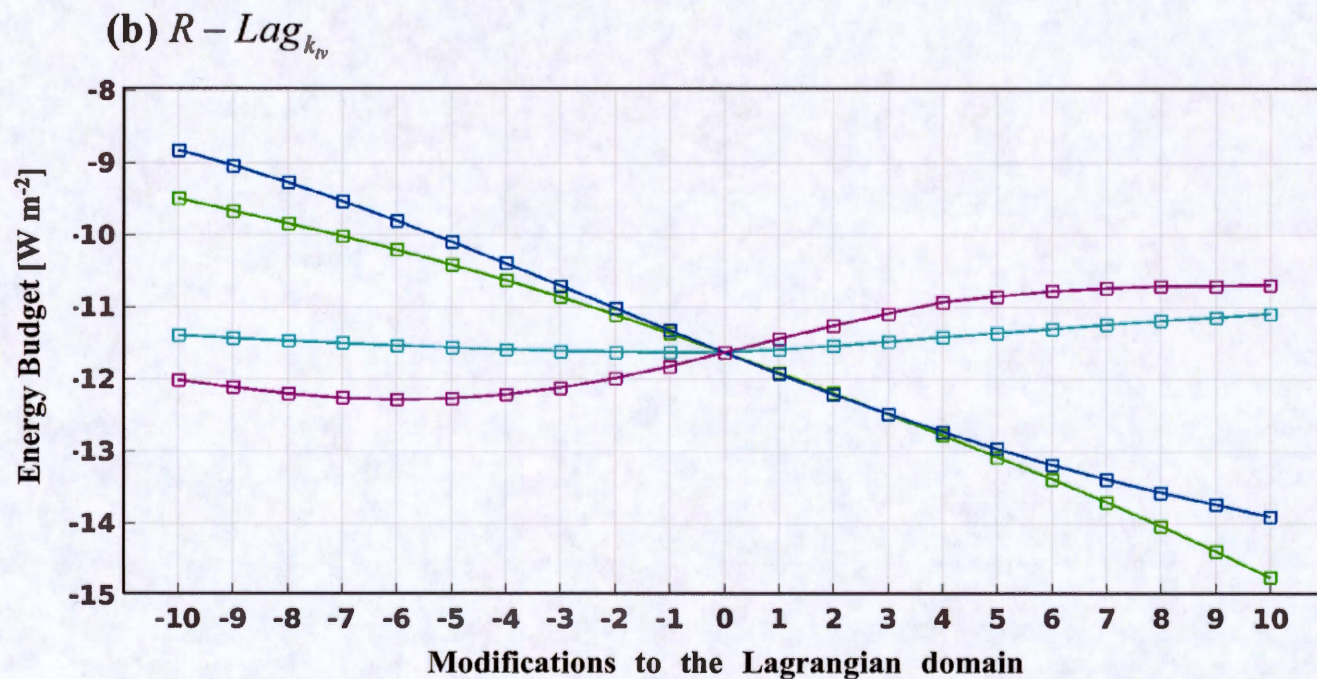
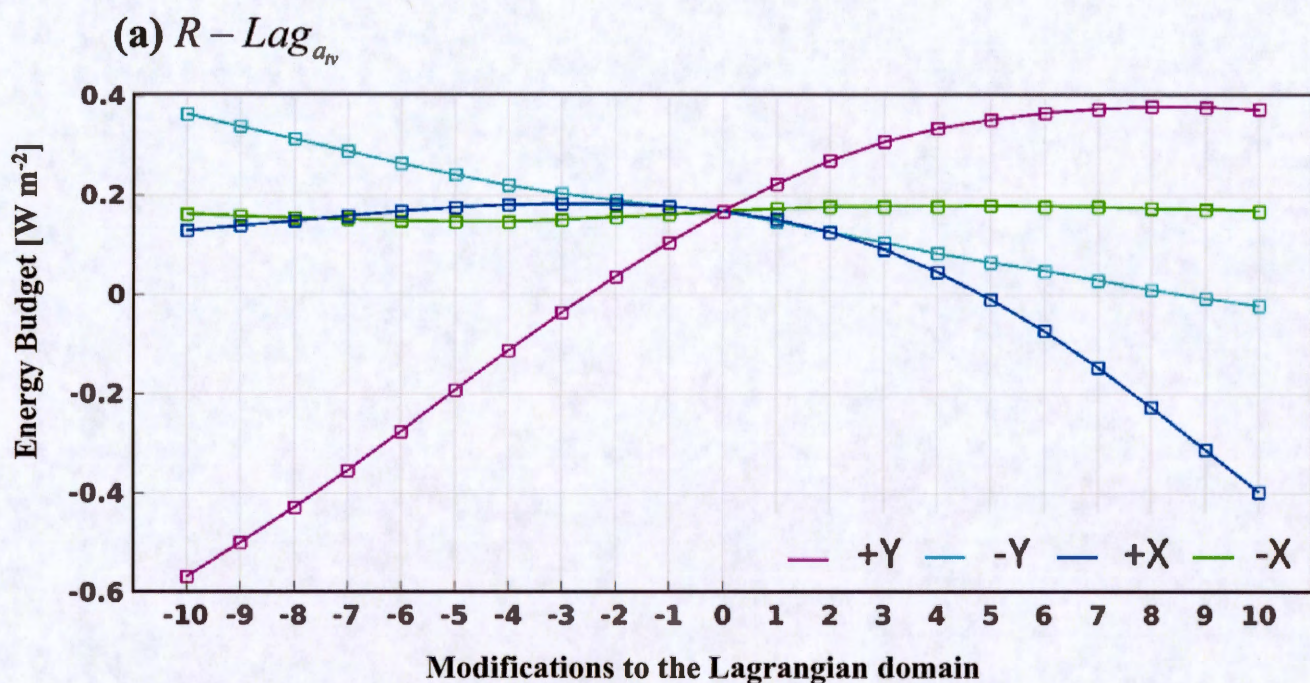


Fig 1.13 Energy budget for a_{rv} (a) and k_{rv} (b) when extending or decreasing the Lagrangian diagnostic domain size. Units: W m^{-2}

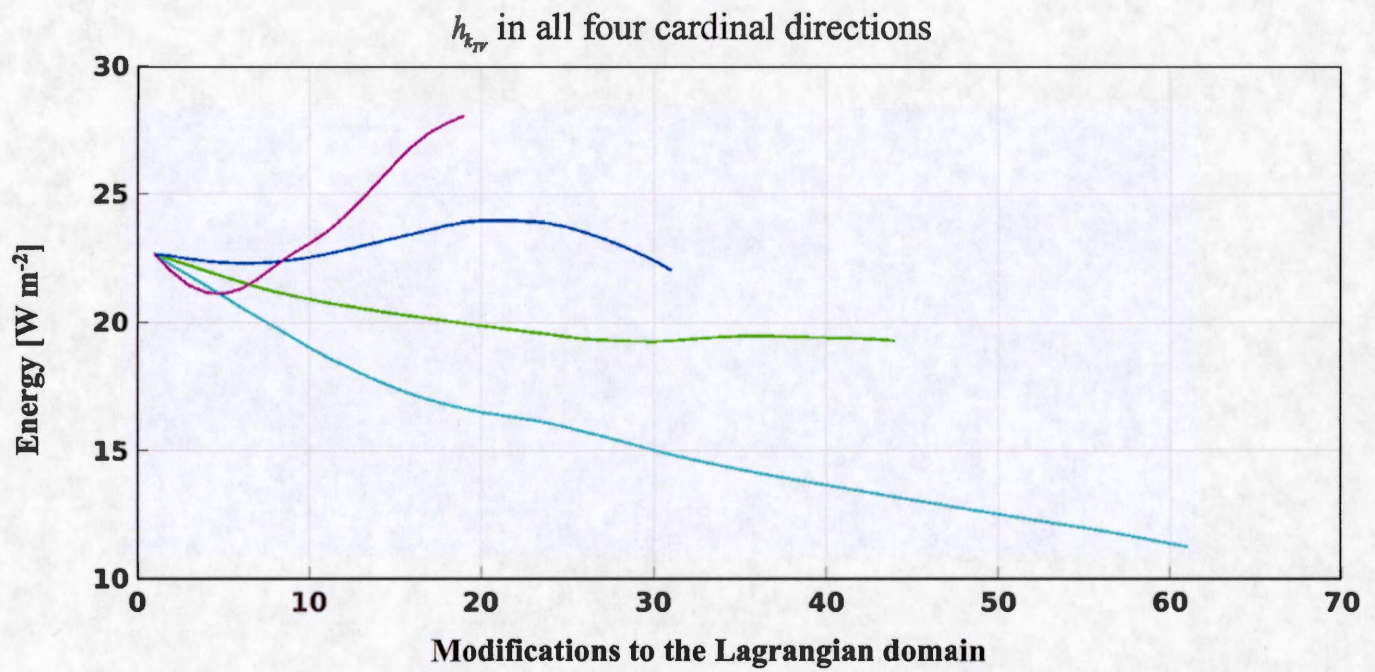
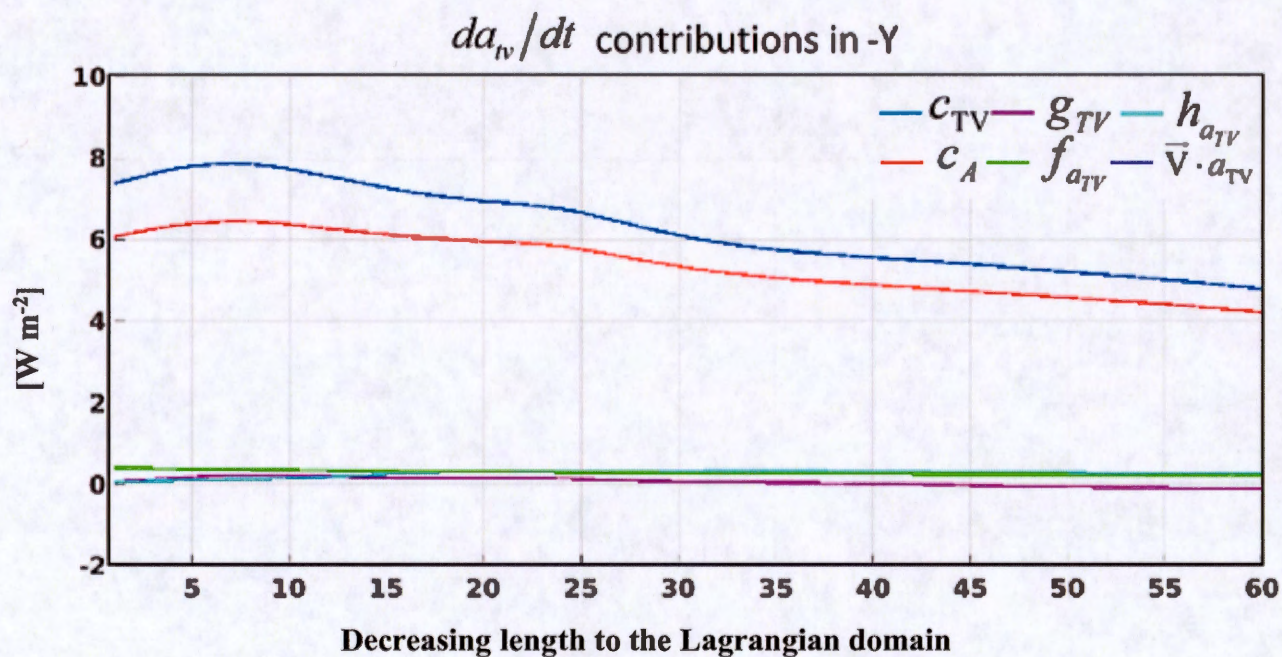
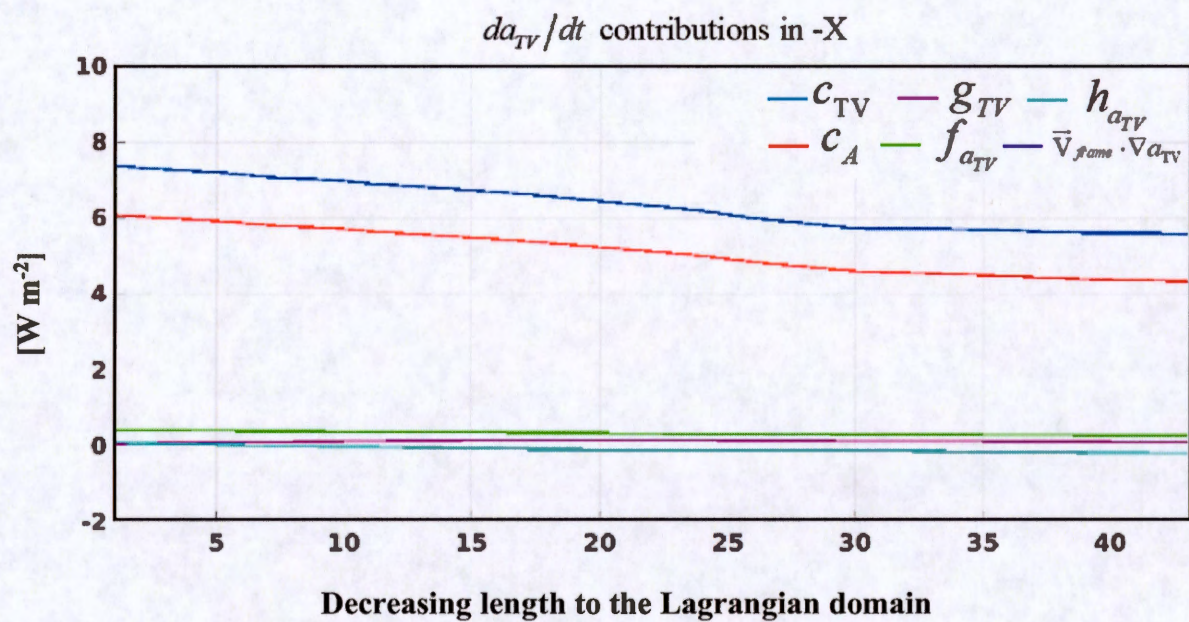


Figure 1.14 Variation of the vertically integrated contribution h_{kr} when extending or decreasing the Lagrangian diagnostic domain size in the four cardinal directions. Units: Wm^{-2}



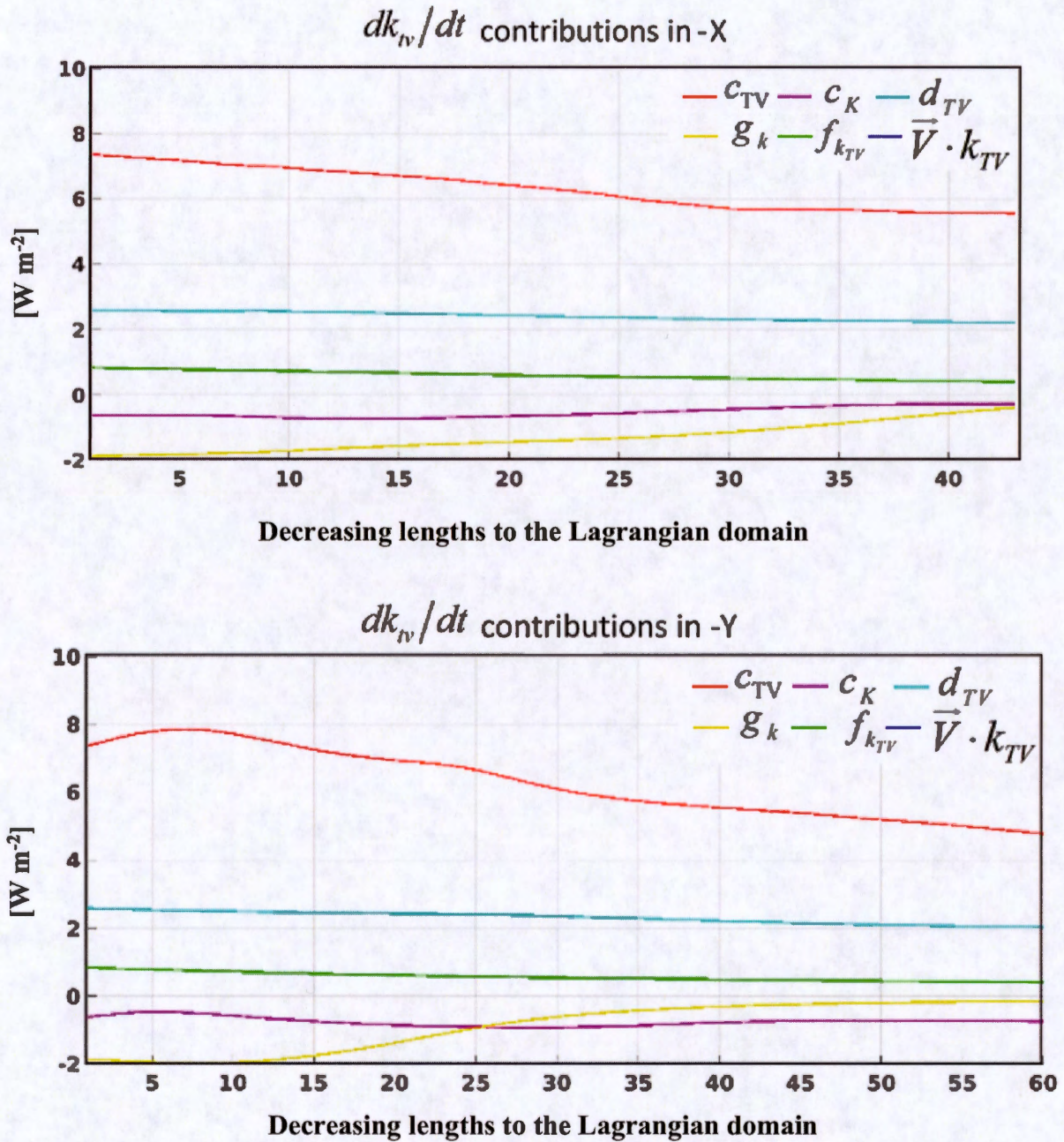


Figure 1.15 Variation of the vertically integrated contributions to a_{TV} and k_{TV} when decreasing the Lagrangian diagnostic domain size in -x and -y directions. Units: Wm^{-2}

BIBLIOGRAPHIE

Ahrens CD (2009) *Meteorology today: An introduction to weather, climate and environment*. 9th edition. Thomson Brooks Cole. Belmont, CA pp 624

Alonso M, Finn E (1997) On the Notion of Internal Energy. *Physics Education* 32:256-264

Ambaum (2010) *Thermal Physics of the Atmosphere*. Wiley, New York, 256pp

Bernal JD (1940) The social function of science. *Philo R* 49:377. DOI: 10.2307/2180883

Blackmon ML (1976) A Climatological Spectral Study of the 500 mb Geopotential Height of the Northern Hemisphere. *J Atmos Sci* 33:1607–1623. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1976\)033<1607:ACSSOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1976)033<1607:ACSSOT>2.0.CO;2)

Blackmon ML, Wallace JM, Lau NC, Mullen SL (1977) An Observational Study of the Northern Hemisphere Wintertime Circulation. *J Atmos Sci* 34:1040–1053. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1977\)034<1040:AOSOTN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1977)034<1040:AOSOTN>2.0.CO;2)

Boer GJ (1975) Zonal and eddy forms of the available potential energy equations in pressure coordinates. *Tellus* 27(5):433-442. DOI: 10.3402/tellusa.v27i5.10170

Bullock BR, Johnson DR (1971) The generation of Available Potential Energy by Latent Heat Release in a Mid-Latitude Cyclone. *Mon Wea Rev* 99:1-14 [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1971\)099<0001:TGOAPE>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1971)099<0001:TGOAPE>2.3.CO;2)

Chang EK, Lee S, Swanson KL (2002) Storm track dynamics. *J Climate* 15:2163-2183. doi: [10.1175/1520-0442\(2002\)015<02163:STD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<02163:STD>2.0.CO;2)

Clément M, Nikiéma O, Laprise R (2016) Limited-area atmospheric energetics: illustration on a simulation of the CRCM5 over eastern North America for December 2004. *Clim Dyn* 48:2797-2818 doi:[10.1007/s00382-016-3198-0](https://doi.org/10.1007/s00382-016-3198-0)

Côté J, Gravel S, Méthot A, Patoine A, Roch M, Staniforth A (1998) The operational CMC-MRB global environmental multiscale (GEM) model. Part I: design considerations and formulation. *Mon Wea Rev* 126:1373–1395. doi: [10.1175/1520-0493\(1998\)126<1373:TOCMGE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126<1373:TOCMGE>2.0.CO;2)

Danard MB (1966) On the Contribution of Released Latent Heat to Changes in Available Potential Energy. *J Appl Meteor* 5:81–84, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1966\)005<0081:OTCORL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1966)005<0081:OTCORL>2.0.CO;2)

Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda MA, Balsamo G, Bauer P (2011) The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q J Royal Meteorol Soc* 137:553–597. doi:10.1002/qj.828

Dutton JA, Johnson DR (1967) The theory of available potential energy and a variational approach to atmospheric energetics. *Adv Geophys* 12:107–111. doi:10.1016/S0065-2687(08)60379-9

Fultz D (1951) Experimental analogies to atmospheric motion. *Amer Meteor Soc* 1235–1248. DOI: https://doi.org/10.1007/978-1-940033-70-9_100

Fultz D (1956) A survey of certain thermally and mechanically driven systems of meteorological interest. *Models in Geophys* 27–63.

Fjortoft (1951) The stability properties of large-scale atmospheric disturbances. *Amer Meteor Soc* 454–463. DOI: https://doi.org/10.1007/978-1-940033-70-9_38

Hadley E (1735) Concerning the cause of the general trade winds. *Phil Trans Royal Soc* 29:58–62

Hanley J and Caballero R (2012) The role of large-scale atmospheric flow and Rossby wave breaking in the evolution of extreme windstorms over Europe. *Geophys Res Lett* 39:L21708. doi:10.1029/2012GL053408.

Hernández-Díaz L, Laprise R, Sushama L, Martynov A, Winger K and Dugas B (2012) Climate simulation over CORDEX Africa domain using the fifth-generation Canadian Regional Climate Model (CRCM5). *Clim Dyn* 40(5–6):1415–1433 doi:10.1007/s00382-012-1387-z

Hewson TD (2009) Diminutive Frontal Waves—A Link between Fronts and Cyclones. *J Atmos Sci* 66:116–132. <https://doi.org/10.1175/2008JAS2719.1>

Holton J (2004) An introduction to dynamic meteorology. 4th edition. Academic Press, Inc. p.315

Hoskins BJ and Hodges KI (2002) New Perspectives on the Northern Hemisphere Winter Storm Tracks. *J Atmos Sci* 59:1041–1061. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2002\)059<1041:NPOTNH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2002)059<1041:NPOTNH>2.0.CO;2)

Inatsu M (2009) The neighbor enclosed area tracking algorithm for extratropical wintertime cyclones. *Atm Sci Lett* 10:267–272. doi:10.1002/asl.238

Johnson DR (1970) The available potential energy in storms. *J Atmos Sci* 27:727–741
[doi:10.1175/1520-0469\(1970\)027<0727:TAPEOS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1970)027<0727:TAPEOS>2.0.CO;2)

Kim YH and Kim MK (2013) Examination of the global Lorenz energy cycle using MERRA and NCEP-reanalysis 2. *Clim Dyn* 40:1499. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1358-4>

Krueger AF, Winston JS, Haines DA (1965) Computations of atmospheric energy and its transformation for the north hemisphere for a recent five-year period. *Mon Wea Rev* 93:227–238, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1965\)093<0227:COAEAI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1965)093<0227:COAEAI>2.3.CO;2)

Kuo HL (1951) A note on the kinetic energy balance of the zonal wind systems. *Tellus* 3:205-207

Lorenz EN (1955) Available potential energy and the maintenance of the general circulation. *Tellus* 7:157-167.

Lorenz EN (1967) The nature and theory of the general circulation of the atmosphere. *World Meteorological Organ* 218 TP 115, 161 pp

MATLAB (2017b). The MathWorks, Inc., Natick, Massachusetts, United States.

Margules M (1910) On the energy of storms. *Smithson. misc. collect* 4:533-595. (Translation by Abbe C, of Margules M, 1905: Über die Energie der Stürme, *Jahrb. Zentralanst. Meteorol.*, 40:1-26).

Marquet P (1990) On the concept of available enthalpy: Application to atmospheric energetics. *C R Acad Sci.* 310: 1387-1392

Marquet P (1996) L'énergie utilisable de l'atmosphère. *La Météorologie*. 8^e série 14:11-26

Marquet P (2003) The available-enthalpy cycle. I: Introduction and basic equations. *Q J R Meteor Soc.* 129 :2445-2466. doi:10.1256/qj.01.62

Marquet P (2016) Étude de l'énergétique de l'air humide et de ses paramétrisations physiques de l'atmosphère : propriété de l'exergie, l'enthalpie utilisable, de l'entropie et l'enthalpie. U. de Toulouse. pp 340

Martynov A, Sushama L, Laprise R, Winger K, Dugas B (2012) Interactive lakes in the Canadian Regional Climate Model, version 5: the role of lakes in the regional climate of North America. *Tellus Ser A* 64:16226, doi: [10.3402/tellusa.v6i0.16226](https://doi.org/10.3402/tellusa.v6i0.16226)

Michaelides SC (1987) Limited Area Energetics of Genoa Cyclogenesis. *Mon Wea Rev* 115:13–26. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<0013:LAEOGC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<0013:LAEOGC>2.0.CO;2)

Michaelides S, Prezerakos NG, Flocas HA (1999) Quasi-Lagrangian energetics of an intense Mediterranean cyclone. *Q J R Meteor Soc* 125(553):139-168.

Muench HS (1965) On the dynamics of the wintertime stratosphere circulation. *J Atmos Sci* 22:349-360. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1965\)022<0349:OTDOTW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1965)022<0349:OTDOTW>2.0.CO;2)

NB ELG (n.d.). Flood Details - 2010-12-13 - 2010-12-14. Available from <https://www.elgegl.gnb.ca/0001/en/Flood/Details/296>. Last consulted January 13th, 2019.

Neu U et al. (2013) IMILAST: A Community Effort to Intercompare Extratropical Cyclone Detection and Tracking Algorithms. *Bull Amer Meteor Soc* 94:529–547. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-1100154.1>

Nikiéma O, Laprise R (2013) An approximate energy cycle for inter-member variability in ensemble simulations of a regional climate model. *Clim Dyn* 44(3–4):831–852. doi:10.1007/s00382-012-1575-x

Nikiéma O, Laprise R (2015) Energy cycle associated with inter-member variability in a large ensemble of simulations with the Canadian RCM (CRCM5). *Clim Dyn*. doi:10.1007/s00382-015-2604-3

Nikiéma O, Laprise R, Dugas B (2017) Energetics of transient-eddy and inter-member variabilities in global and regional climate model simulations. *Clim Dyn* 44(3–4):831–852. doi:10.1007/s00382-017-3918-0

Norman SC (1946) Energy in the atmosphere. *Quart J Roy Meteor Soc* 72:145-167

NWS (2010) The Blizzard and Winter Storm of December 11-12, 2010. Available from https://www.weather.gov/grb/121210_blizzard. Last consulted January 13th, 2019.

O’Gorman PA, Schneider T (2008) Energy of Midlatitude Transient Eddies in Idealized Simulations of Changed Climates. *J Clim* 21:5797–5806. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2099.1>

Orlanski I, Katzfey J (1991) The Life Cycle of a Cyclone Wave in the Southern Hemisphere. Part I: Eddy Energy Budget. *J Atmos Sci* 48:1972–1998. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1991\)048<1972:TLCOAC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1991)048<1972:TLCOAC>2.0.CO;2)

Orlanski I, Chang EK (1993) Ageostrophic Geopotential Fluxes in Downstream and Upstream Development of Baroclinic Waves. *J Atmos Sci* 50:212–225. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1993\)050<0212:AGFIDA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1993)050<0212:AGFIDA>2.0.CO;2)

Orlanski I, Sheldon J (1993) A Case of Downstream Baroclinic Development over Western North America. *Mon Wea Rev* 121:2929–2950. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1993\)121<2929:ACODBD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1993)121<2929:ACODBD>2.0.CO;2)

- Orlanski I, Sheldon J (1995) Stages in the energetics of baroclinic systems. *Tellus A* 47:605-628. doi:10.1034/j.1600-0870.1995.00108.x
- Oort AH (1964) On estimates of the atmospheric energy cycle. *Mon Wea Rev* 92:483-493. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1964\)092<0483:OEOTAE>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1964)092<0483:OEOTAE>2.3.CO;2)
- Oort AH, Peixoto JP (1983) Global angular momentum and energy balance requirements from observations. *Adv Geophys.* 25:355-490. [https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(08\)60177-6](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60177-6).
- Pan Y et al. (2017) Earth's changing global atmospheric energy cycle in response to climate change. *N Comms* 8:14367. DOI: 10.1038/ncomms14367
- Papritz L, Schemm S (2013) Development of an idealised downstream cyclone: Eulerian and Lagrangian perspective on the kinetic energy. *Tellus* 65:19539. doi: 10.3402/tellusa.v65i0.19539
- Pearce RP (1978) On the concept of available potential energy. *Q J R Meteor Soc* 104:737-755
- Peixoto JP, Oort AH (1974) The Annual Distribution of Atmospheric Energy on a Planetary Scale. *J Geophys Res* 20:2149-2159. <https://doi.org/10.1029/JC079i015p02149>
- Pinto JRD, Rocha RPD (2011). The energy cycle and structural evolution of cyclones over southeastern South America in three case studies. *J Geophys Res* 116 17 pp doi: 10.1029/2011JD016217
- Plumb RA (1986) Three-Dimensional Propagation of Transient Quasi-Geostrophic Eddies and Its Relationship with the Eddy Forcing of the Time—Mean Flow. *J Atmos Sci* 43:1657-1678, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1986\)043<1657:TDPOTQ>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1986)043<1657:TDPOTQ>2.0.CO;2)
- Rivière G, Joly A (2006) Role of the Low-Frequency Deformation Field on the Explosive Growth of Extratropical Cyclones at the Jet Exit. Part I: Barotropic Critical Region. *J Atmos Sci* 63:1965-1981. <https://doi.org/10.1175/JAS3728.1>
- Rivière, G, Arbogast P (2015). Eddy kinetic-energy redistribution within idealized extratropical cyclones using a two-layer quasi-geostrophic model. *Q J of the Royal Meteor Soc.* 141:10. DOI: 10.1002/qj.2350
- Rudeva I, Gulev SK (2007) Climatology of Cyclone Size Characteristics and Their Changes during the Cyclone Life Cycle. *Mon Wea Rev* 135:2568-2587. <https://doi.org/10.1175/MWR3420.1>
- Saltzman B, White RM (1956) On conversions between potential energy and kinetic energy in the atmosphere. *Tellus* 8(3):357-363, DOI: 10.3402/tellusa.v8i3.9011

Saltzman B, Fleisher A (1960) The modes of release of available potential energy in the atmosphere. *J Geophys Res* 65(4):1215-1222 doi:[10.1029/JZ065i004p01215](https://doi.org/10.1029/JZ065i004p01215)

Simmons AJ, Hoskins BJ (1978) The Life Cycles of Some Nonlinear Baroclinic Waves. *J Atmos Sci* 35:414-432. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1978\)035<0414:TLCOSN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1978)035<0414:TLCOSN>2.0.CO;2)

Simmonds I, Kaey K (2000) Mean Southern Hemisphere Extratropical Cyclone Behavior in the 40-Year NCEP-NCAR Reanalysis. *J Clim* 13:873-885. DOI: 10.1175/1520-0442(2000)013<0873:MSHECB>2.0.CO;2

Sinclair MR (1997) Objective Identification of Cyclones and Their Circulation Intensity, and Climatology. *Wea Forecasting* 12:595-612. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1997\)012<0595:OIOCAT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1997)012<0595:OIOCAT>2.0.CO;2)

Smith PJ (1969) On the contribution of a limited region to the global energy budget. *Tellus* 21:202-207. doi:[10.1111/j.2153-3490.1969.tb00432.x](https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1969.tb00432.x)

Smith JP, Dare PM (1986) The kinetic and available potential energy budget of a winter extratropical cyclone system. *Tellus A* 38:1, 49-59. DOI: 10.3402/tellusa.v38i1.11697

Starr VP, White RM (1951) A hemispherical study of the atmospheric angular momentum balance. *Q J R Meteorol Soc* 77: 215-225. doi:10.1002/qj.49707733206

Starr VP (1953) Note Concerning the Nature of the Large-Scale Eddies in the Atmosphere. *Tellus* 5,4: 494-498. DOI: 10.3402/tellusa.v5i4.8694

Starr VP (1954) Commentaries Concerning Research on the General Circulation. *Tellus* 6:268-27

Thomson W (1853) XVII. On the restoration of mechanical energy from an unequally heated space. *Lond Edinb Dubl Phil Mag* 5(30):102-105. DOI: 10.1080/14786445308562743

Ulbrich U, Speth R (1991) The Global Energy Cycle of Stationary and Transient Atmospheric Waves: Results from ECMWF Analyses. *Meteorol Atmos Phys* 45:125-131

Van Mieghem J (1952) Energy conversions in the atmosphere on the scale of the general circulation. *Tellus* 4:334-351. doi:10.1111/j.2153-3490.1952.tb01022.x

van Mieghem J (1955) Note on the energy transfer and conversion in large atmospheric disturbances. *Q J R Meteor Soc* 81:19-22

van Mieghem J (1959) On the Selective role of the motion systems in the atmospheric general circulation. *The atmosphere and the sea in motion*. pp 230-239 (222)

van Mieghem J (1973) *Atmospheric Energetics*. Oxford Univ Press, 306

Verseghy DL (2000) The Canadian land surface scheme (CLASS): its history and future. *Atmos Ocean* 38:1–13. doi: [10.1080/07055900.2000.9649637](https://doi.org/10.1080/07055900.2000.9649637)

Verseghy LD (2009) The Canadian land surface scheme: technical documentation—version 3.4. Climate Research Division, Science and Technology Branch, Environment Canada. p 183

Vincent DG, Chang LN (1975) Kinetic energy budgets of moving systems: Case studies for an extratropical cyclone and hurricane Celia, 1970. *Tellus* 27:215-233. doi:[10.1111/j.2153-3490.1975.tb01674.x](https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1975.tb01674.x)

von Storch JS et al. (2012) An estimate of the Lorenz energy cycle for the world ocean based on the 0.1° STORM/NCEP simulation. *J Phys Oceanogr* 42:2185-2205.

Wing A (2009) Storm track review. Florida state university. pp 24

Yeon-Hee K & Maeng-ki K (2012) Examination of the global lorenz energy cycle using MERRA and NCEP-reanalysis 2. *Clim Dyn* 40:5-6. DOI: [10.1007/s00382-012-1358-4](https://doi.org/10.1007/s00382-012-1358-4)