

**UNIVERSITÉ “BABEȘ – BOLYAI”  
FACULTÉ DE GÉOGRAPHIE**

**ÉTUDE DE L’INSTABILITÉ ATMOSPHERIQUE ET DES  
ÉCHOS RADAR EN VUE DE RÉALISER LA PRÉVISION  
IMMÉDIAT DES PRÉCIPITATIONS DES MONTS APUSENI**

**THÈSE DE DOCTORAT  
RÉSUMÉ**

**COORDONATEUR SCIENTIFIQUE**

**PROF.DR.IONEL HAIDU**

**DOCTORANT**

**MAIER A. NARCIS CIPRIAN**

**CLUJ -NAPOCA  
2011**

**Mots-clés:**précipitations, sondage aérologique, indicateurs d’instabilité, l’épaisseur des couches isobare, Radar Doppler, réflectivité, grêle, systèmes convectives

## Tables des matières

### Introduction

1.	Contexte et justification	6
2.	Le but et la structure de l’étude	9
3.	Les données de la recherche	11
	Des mercis	14
	Chapitre 1	15
	L’étude de la connaissance du thème de recherche au niveau national et international	
1.1	La stabilité atmosphérique, indicateurs de stabilité thermique	15
1.2	L’étude des échos radar	17
1.3	La détermination des précipitations à l’aide de Radar Doppler	19
1.3.1	L’estimation des précipitations à l’aide de Radar Doppler WSR-98D	19
1.3.2	L’estimation de la grêle à l’aide de Radar Doppler WSR-98D	20
1.4	La répartition des phénomènes météo dans la saison d’été	20
1.5	Les Monts Apuseni caractéristiques physique géographiques	21
	Chapitre 2	29
	L’évaluation des caractéristiques de stabilité atmosphérique des modèles numériques	
2.1	L’importance de la connaissance des situations de stabilité	29
2.1.1	La définition des caractéristiques de stabilité	29
2.1.2	La définition des modèles numériques	30
2.2	Modèles numériques	30
2.2.1	Méthodes de pronostic numérique utilisées en vue d’élaborer les dispositions du temps à court	30
2.2.1.1	Pronostic numérique du temps	30
2.2.1.2	Les composants du système et son délimitation	32
2.2.1.3	Le système d’équations d’un modèle et les phénomènes physiques décrits de ceci	35
2.2.1.4	La paramétrisation des phénomènes physiques qui ne sont pas décrits directement des équations du modèle	38
2.2.1.5	Processus d’intégration numérique	40
2.2.1.6	Grilles et systèmes des coordonnées	41
2.2.1.7	L’équation diagnostique et les équations de pronostic	43
2.2.1.8	La fixation des valeurs initiales pour la prévision numérique du temps	44
2.2.1.9	L’intégration en temps et le pas de grille	46
2.2.1.10	Le système opératif pour la prévision numérique	47
2.2.2	L’interprétation synoptique des champs des modèles	52
2.2.3	Caractéristiques conceptuelles des modèles	58
2.2.3.1	Le modèle numérique Arpege-Aladin	61
2.2.3.2	Le modèle numérique ECMWF (European Centre For Medium-Range Weather Forecasts)	63
2.2.3.3	Le modèle numérique DWD ( Deutscher Wetterdienst Offenbach)	67
	Chapitre 3	68
	L’utilisation du sondage sur place dans le diagnostic et la prévision météo	
3.1	Le sondage sur place	68

3.2	Météo diagnostic à l'aide du sondage sur place	69
3.2.1	Diagrammes thermodynamiciennes	69
3.2.2	L'étude de la stabilité et de l'instabilité sur l'emagramma Skew-t/log	71
3.2.2.1	La stabilité et de l'instabilité sur l'emagramma Skew-t/log	71
3.2.2.2	La stabilité et de l'instabilité d'un couche élémentaire	72
3.2.3	Les principaux types des masses d'air	79
3.2.3.1	L'évolution par refroidissement à la base	79
3.2.3.2	L'évolution par chauffage à la base	80
3.2.3.3.1	L'influence des mouvements ascendants synoptiques	82
3.2.3.3.2	L'influence des mouvements descendants synoptiques	83
3.2.3.3.3	L'influence des mélanges internes	83
3.2.3.3.4	La masse d'air de mélange refroidisse	84
3.3.	La prévision météo à l'aide du sondage sur place	84
3.3.1	Indicateurs météo en utilisant l'emagramma	85
3.3.1.1	L'indicateur Ki ( K Index)	85
3.3.1.2	L'indicateur CTI ( Cross Total Index)	86
3.3.1.3	L'indicateur VTI ( Vertical Total Index)	86
3.3.1.4	L'indicateur TTI ( Total Totals Index)	87
3.3.1.5	L'indicateur Showalter	87
3.3.1.6	L'indicateur Galway	89
3.3.1.7	L'indicateur LI ( Lifted Index)	90
3.3.1.8	L'indicateur SWEAT ( Severe Weather Threat)	91
3.3.2	Points et domaines caractéristiques	91
3.3.2.1	LCL (Lifted Condensation Level)	91
3.3.2.2	CCL (Convective Condensation Level)	92
3.3.2.3	CT (Convective Temperature)	93
3.3.2.4	LFC (Level of Free Convection)	93
3.3.3.5	CAPE (Position Energy Areas) et CIN (Negative Position Areas)	94
3.3.3.6	La température maximale du jour	100
3.3.3	Règles empiriques pour déterminer les nuages en usant l'emagramma	100
3.3.3.1	Nuages des couches saturées	100
3.3.3.2	Nuages des couches non saturées	101
3.4	L'étalonnage des indicateurs de stabilité	102
3.4.1	Valeurs des indicateurs de stabilité thermique dans la région municipale de Cluj-Napoca	103
3.4.2	Caractérisation générale des indicateurs de stabilité	107
3.4.3	L'influence de l'épaisseur des couches isobares standard	108
3.4.4	L'influence du géopotential aux niveaux isobares standard dans l'apparition des précipitations	117
	Chapitre 4	119
	L'estimation des précipitations à l'aide du Radar Doppler WSR-98D	
4.1	Le Radar Doppler WSR-98D (Doppler Weather Radar S-band)	119
4.2	Ingrédients pour des forts pluies	120
4.2.1	La convection multicellulaire	127
4.2.2	La convection super cellulaire	128
4.2.3	Lignes de grains	128
4.2.4	Systèmes convectives méso - échelle	129
4.2.5	Systèmes des précipitations non convectives	130
4.3	Des forts pluies à l'origine convective	134

4.3.1	Le mouvement des systèmes convectifs méso - échelle	134
4.3.2	L'influence du déplacement sur les précipitations. Le concept de durée et longueur relative des systèmes convectifs méso - échelle d'un point à la surface	140
4.4	L'estimation des précipitations à Cluj-Napoca à l'aide du Radar Doppler WSR-98D	140
	Chapitre 5	147
	L'étude des échos Radar Doppler au but d'estimer les précipitations	
5.1	L'étude de la réflectivité	147
5.1.1	Présentation générale de la réflectivité radar	147
5.1.2	Les équations du système d'analyse	150
5.1.3	L'analyse des données de réflectivité	151
5.1.3.1	L'analyse de la réflectivité de RDOD (Radar Doppler Oradea)	151
5.1.3.2	L'analyse de la réflectivité de RDBB (Radar Doppler Bobohalma)	154
5.1.4	Le calcul de la fréquence relative de la réflectivité composite	156
5.1.4.1	Le calcul de la fréquence relative de la réflectivité composite de RDOD	156
5.1.4.2	Le calcul de la fréquence relative de la réflectivité composite de RDBB	158
5.1.5	Le calcul de l'amplitude du jour de la réflectivité composite	158
5.1.5.1	Le calcul de l'amplitude du jour de la réflectivité composite de RDOD	158
5.1.5.2	Le calcul de l'amplitude du jour de la réflectivité composite de RDBB	159
5.1.6	L'analyse des fréquences horaires de la réflectivité composite de RDOD dans les Monts Apuseni	161
5.2	L'utilisation de VIL (Vertically Integrated Liquid) dans l'estimation des précipitations	165
5.3	L'utilisation statistique des données obtenues de RDBB dans le pronostic de grêle	167
5.3.1	Présentation générale du paramètre de grêle	167
5.3.2	L'analyse de la répartition de la grêle	170
5.3.2.1	La répartition territoriale de la grêle	170
5.3.2.2	La répartition territoriale de la grêle en fonction du diamètre	176
5.3.3	La densité VIL indicateur de la grêle	178
5.3.4	L'utilisation de la réflectivité maximale dans le pronostic de la grêle	181
5.3.5	La détection de la grêle dans les Monts Apuseni	181
5.3.6	La détermination des zones à potentiel élevé dans la déclenchement de la convection en fonction de la circulation à méso - échelle à l'aide du Radar Doppler	186
	Chapitre 6	186
	Études et analyses de cas	
6.1	La répartition spatiale et temporaire des phénomènes fluides et des orages	197
6.1.1	Présentation générale	197
6.1.2	L'analyse spatiale et temporaire des phénomènes météo	199
6.1.2.1	L'analyse spatiale et temporaire pour les pluies avec ou sans caractère d'averse	199
6.1.2.2	L'analyse spatiale et temporaire pour les pluies à caractère d'averse	202
6.1.2.3	L'analyse spatiale et temporaire pour les orages	204
6.2	Evolutions des systèmes convectifs méso - échelle identifiés avec le Radar Doppler WSR-98D	209
6.2.1	Le cas 14- 26 juillet 2008	210
6.2.2	La situation du 5 août 2005 (Bontida)	220
6.2.3	La situation du 17 août 2005 (Fizesu Gherlei)	223
6.2.4	La situation du 8 juin 2006 (Aghires)	225
6.2.5	La situation du 19 juillet 2006 (Gilau)	227
6.2.6	La situation du 7 août 2006 ( Cluj-Napoca)	228
6.2.7	La situation du 9 août 2006 (Gilau)	230
6.2.8	La situation du 17 mai 2007 (Cluj-Napoca)	232

6.2.9	La situation du 3 juillet 2007 (Cluj-Napoca)	233
6.2.10	La situation du 11 juin 2008 (Marisel)	235
	Conclusions et perspectives	243
	Bibliographie	248

## **Introduction**

L'humanisation profonde des Monts Apuseni, la variété des ressources, ont entraîné des nombreux géographes, spécialement de Cluj-Napoca, et après 1965 d'Oradea aussi, vers la recherche des différents composants naturels et entropiques de cet espace montagneux, recherches que se sont matérialisées dans des études monographiques ou géomorphologiques, hydrologiques, biogéographiques, humaine habitat et activités. Dans l'évolution des recherches de meteorology, clime et topoclimate, les chercheurs de INMH actuellement ANM ont apporté un rôle important.

Les conditions de la couche limite de la Terre sont importantes pour estimer le temps et sont aussi à peine motorisés dans un surface montagneux fragmenté comme celui des Monts Apuseni. La prévision météo et particulièrement la prévision des précipitations, se réalisent difficilement dans la proximité des obstacles topographiques significative. Le temps à la montagne et dans les zones proximales c'est un complexe des interactions entre les situations synoptiques et méso - scalaire avec l'orographie. Pour anticiper correctement l'impacte que les barries montagnes modifient les conditions météo locales, les météorologues ont besoin d'une bonne compréhension des phénomènes induits de ces obstacles dans surface montagneux et dans la surface proximale ou de contact.

Le but de cette étude c'est montrer la façon dont la structure verticale de l'atmosphère combine avec un profil Radar Doppler devient utile pour décrire l'évolution des paramètres météo dans le contexte d'une dynamique locale.

La structure de la thèse a été contrée suivant la manière usuelle dans la réalisation du pronostic immédiat. Ainsi, dans l'achèvement du pronostic immédiat, on commence par l'étude de la situation synoptique présente, en passant à l'analyse des modèles à l'échelle grande et locale pour les 12 suivantes heures. La connaissance statistique des zones d'interférence à fréquence élevée et du moment d'apparition des différents phénomènes météo ayant le risqué de produire des précipitations abondantes ou de la grêle, est très important pour monitoring attentivement l'évolution des systèmes convectives méso - scalaires sur ces surface et d'envoyer des avertissements pour les phénomènes immédiates en temps utile.

La première partie de la thèse se concentre sur l'étude de la stabilité et l'instabilité atmosphérique, à partir des différents modèles numériques pour anticiper la production d'un phénomène à un moment donné et dans une région donnée. Ainsi, dans le deuxième chapitre, on réalise une courte présentation des principaux équations qui entrent dans la modélisation numérique, l'échelle d'opération des différents modèles de prévision et les produits qu'en résultent. Dans le troisième chapitre, on détermine les structures verticales de l'atmosphère qui aident à déterminer la stabilité des masses d'air survolant une zone. Le degré de stabilité est donné tant de la structure verticale du sondage sur place que des différents indicateurs qui sont calculés sur la base de la stratification de l'atmosphère. Considérant la latitude, l'orographie, l'heure à laquelle se réalise le sondage vertical de l'atmosphère, ceux ci peuvent influencer les valeurs des indicateurs de stabilité. Pour une utilisation efficace sont calibrés quelqu'un de ces indicateurs pour la région de l'est et nord-est des Monts Apuseni. Les résultats obtenus sont pertinentes et invitent à calibrer d'autres indicateurs pour tout surface de la Roumanie.

La deuxième partie de l'étude se concentre sur l'identification des zones dont évoluent les systèmes convectives méso - scalaires et la prévision des précipitations à l'aide du Radar Doppler. Le quatrième chapitre commence avec quelques informations sur les éléments théoriques liés du fonctionnement du radar Doppler et continue avec la description de l'évolution et de la structure des

échos radar, et à la fin du chapitre on présente une nouvelle méthode d'estimation des quantités des précipitations vers une surface, et les résultats peuvent être utilisés dans des différents modèles hydrologiques, la formule obtenue étant vérifiée pour la région de Cluj-Napoca. Dans le cinquième chapitre on étudie le rôle de la réflectivité, le principal produit radar dans l'identification des zones avec des divers systèmes convectifs méso - scalaires, l'étude étant le premier dans le pays concernant la réflectivité. On approfondit dans le cinquième chapitre l'étude radar des formations nuageuses à contenu de grêle, tout en identifiant du point de vue statistique les régions exposées fréquemment au phénomène de grêle. Tenir compte des résultats obtenus par rapport aux données climatiques on conclut que le radar météo deviendra un instrument utile dans la climatologie radar et par défaut dans la climatologie. À la fin de l'étude, dans le sixième chapitre, on présente quelques études des cas qui veulent valider et mettre en évidence l'importance de la connaissance de la structure des systèmes convectifs méso - scalaires à l'aide du sondage sur place que le radar Doppler, pour anticiper les zones et les quantités des précipitations qui peuvent tomber sur une région.

## **Chapitre 1**

### **L'état de connaissance du thème de recherche aux niveaux national et international**

Deux fois par jour, partout dans le monde, cents de ballons sont lancés pour mesurer les conditions atmosphériques. La radiosonde enregistre la pression, la température, le point de rosée, la vitesse et la direction du vent aux différentes hauteurs. Ces informations sont traitées par les modèles digitaux, en nous offrant des images assez précises de l'état de l'atmosphère à partir d'un moment zéro. Les sondages météo c'est un instrument indispensable pour prévoir les phénomènes météo violents. Ce n'est pas toujours facile de déterminer que ce soit ou non une tempête sur une certaine zone. Pour offrir une vérification rapide s'il y a des conditions qu'une tempête s'écarte vers une certaine surface, ont été développés des indicateurs et des paramètres qui peuvent être calculés, en tenant compte des données de la radiosonde météo. Quelques exemples sont CAPE, KI, TTI, VTI, CTI, Showaler, LI, etc. La détermination du type de précipitations pendant un événement comprend plusieurs étapes, fait qui peut être difficile. Les facteurs importants décisifs sont les températures moyennes et l'épaisseur de la couche de l'air chaud et la couche de niveau bas froid. Tenir compte de ces informations, ont été développés des relations statistiques sur la profondeur des couches de différentes épaisseurs à l'apparition des différents types de précipitations.

Dans la littérature de spécialité il y a des nombreuses études qui traitent la détermination des caractéristiques de l'instabilité et des études statistiques sur la réflectivité radar à différents intervalles de temps, pour analyser les effets topographiques sur les phénomènes météo.

Les Monts Apuseni représente la partie nord des Carpates Occidentales qui occupent 10750 Km<sup>2</sup> et s'étendent entre le Couloir de Mures et Orastie au sud et au nord la vallée de Barcau et la vallée de Ortelec ( La Géographie de la Roumanie, tome III, page 430) ou la vallée Brebi (Gh, Pop 2000, page 174), à l'est vient au contact avec la Dépression de Transylvanie , les dépressions marginales de l'ouest, et à l'ouest sur une limite très sinueuse, les Collines de l'Ouest. Les Monts Apuseni couvrent une longueur de 150 Km, de la vallée de Mures jusqu'au bord de nord des Monts de Plopiș et environ la même largeur entre l'ouest des Monts de Zarand et le contact de Trascau avec les Collines d'Aiud ( L. Badea et Colb, 2006).

## **Chapitre 2**

### **L'évaluation des caractéristiques de stabilité atmosphérique des modèles numériques**

Dans la prévision opérationnelle des situations de stabilité et des phénomènes convectifs sont utilisés des méthodes traditionnelles de détermination des caractéristiques des masses d'air tout en utilisant des profils verticaux de température, humidité et du vent. Ces méthodes sont des techniques pratiques, facile à réaliser, qui suivent la détermination des paramètres estimateurs du degré d'instabilité et de la probabilité de production des orages, averses de pluies et de la grêle.

Au cours des trois dernières décennies ont été développés des modèles méso - scalaire complexes à fine résolution où la convection influence le champ de pression et d'humidité et crée des courants trois dimensions ascendants et descendants en concordance avec les mouvements convectifs. Ces modèles ont le but de prévoir l'instabilité et les convections méso -scalaire avec tous les aspects pertinentes comme les précipitations, les lignes de convergence, intensifications du vent, l'hauteur de la base et des nuages convectifs, leur moment d'apparition et de décroissance etc. Les recherches et les observations météo ont montré le rôle essentiel du cisaillement du vent et des processus adiabatiques dans la production de forts tempête et de la grêle.

L'étude synoptique doit précéder l'adaptation locale. L'analyse des situations synoptiques et la réalisation des modèles numériques sont basées sur des données réelles au sol et aussi de l'altitude. Ainsi, la majorité des modèles numériques commencent par une analyse de la situation synoptique. Une masse d'air devient instable lorsque l'air froid, arrivant dans une région chaude, se réchauffe de là bas vers le haut et ainsi se produisent des gradients thermiques, adiabatiques sec, grands qui favorisent les mouvements ascendantes, le développement es processus de condensation et l'apparition des précipitations.

L'instabilité atmosphérique caractérise les dépressions aux courants ascendants. En d'autre termes, on dit qu'il a un équilibre instable lorsque l'état de l'atmosphère où le gradient vertical de température est plus grand que celui adiabatique sec, en cas du l'air sec insaturé ou plus grand que le gradient adiabatique humide et aussi en cas du l'air humide saturé.

L'interprétation synoptique des champs des modèles: les champs de 500 hPa, les champs de 850 hPa, les vitesses verticales synoptiques, les champs de l'humidité relative (à 700 hPa et 850 hPa), le champ de géopotiel relative, les précipitations, les champs de pression à la surface, sont utiles dans la prévision immédiat.

### CHAPITRE 3

#### L'utilisation du sondage sur place dans la prévision météo

Le sondage sur place c'est l'un des outils de base utilisé par le météorologue pour diagnostiquer les différents phénomènes météo comme: le brouillard, la forme et le caractère des précipitations, les températures maximales et minimales, l'épaisseur et le type des nuages, la stabilité ou l'instabilité de l'atmosphère, les masses d'air etc. Le sondage sur place se réalise à l'aide de l'aerosonde équipée de capteurs et qui détermine des différents paramètres météo comme: la température, l'humidité, la direction et la vitesse du vent, la pression à différentes hauteurs. Après l'analyse des diagrammes météo et des cartes d'analyse de l'altitude, on peut prévoir immédiat l'évolution des paramètres météo et aussi des phénomènes météo. En météorologie on utilise innombrables indicateurs d'instabilité et en aérologie des indicateurs d'instabilité thermique.

#### L'indicateur KI [K-Index]

C'est un indicateur avec lequel on peut déterminer le potentiel orageux et celui des pluies torrentielles pour l'atmosphère basés sur le taux de baissement de la température verticale de l'air ( par la différence de température d'entre 850 hPa et 500 hPa -  $\Delta t_{850-500}$ ), sur l'humidité des couches inférieures de l'atmosphère (assurée par le point de rosée à 850 hPa -  $t_{d850}$ ) et sur l'extension verticale de la couche humide (donnée par la différence d'entre la température de l'air à 700 hPa et la température du point de rosée à 700 hPa -  $t_{700}-t_{d700}$ ).

Du point de vue algébrique peut être exprimée:

$$KI = t_{850} - t_{500} + [ t_{d850} - ( t_{700} - t_{d700} ) ]$$

L'indicateur KI met en évidence la convection qui conduit aux pluies importantes

#### L'indicateur CTI [Cross Total Index]

Cet indicateur détermine le transport horizontal dans une masse d'air instable

$$CTI = t_{d850} - t_{500}$$

#### L'indicateur VTI [Vertical Total Index]

Cet indicateur détermine le transport vertical de l'air instable

$$VTI = t_{850} - t_{500}$$

### **L'indicateur TTI [Total Totals Index]**

C'est un indicateur qui estime le potentiel d'une convection sévère. Pour un environnement donné atmosphérique, il combine les effets du taux de baissment de la température de l'air vertical, VT, avec l'humidité de l'atmosphère inférieure, CT. L'indicateur TT est obtenu de la formule  $TTI = VTI + CTI$ , ou  $VTI = t_{850} - t_{500}$  et  $CTI = t_{d850} - t_{500}$ .

$$TTI = t_{850} + t_{d850} - 2 t_{500}$$

Valeurs des indicateurs de l'instabilité analysées:

- a) Lorsque la valeur de l'indicateur VTI est plus de 25, l'apparition de fortes tempêtes a une probabilité de 62%.
- b) Pour l'indicateur TTI nous avons:
  - en cas de valeurs plus de 50, l'apparition de fortes tempêtes (averses accompagnées par la foudre) a une probabilité de 74%
  - valeurs entre 45 et 49, l'apparition des tempêtes modérés (averses accompagnées par la foudre) a une probabilité de 64%
  - valeurs moins de 44, l'apparition des tempêtes (averses accompagnées par la foudre) a une probabilité sous 38%
- c) Pour l'indicateur CTI, nous avons:
  - valeurs plus de 24 - l'apparition de fortes tempêtes a une probabilité de 80%
  - valeurs entre 20 et 24, l'apparition des tempêtes modérées (averses accompagnées par la foudre) a une probabilité de 67%
  - valeurs moins de 19, l'apparition des tempêtes (averses accompagnées par la foudre) a une probabilité sous 37%
- d) Pour l'indicateur KI, nous avons:
  - valeurs plus de 35, l'apparition de fortes tempêtes a une probabilité de 95%.
  - valeurs entre 30 et 35, l'apparition des tempêtes modérés (averses accompagnées par la foudre) a une probabilité de 85%
  - valeurs entre 25 et 30, l'apparition des tempêtes modérées (averses accompagnées par la foudre) a une probabilité de 70%
  - valeurs moins de 25, l'apparition des tempêtes (averses accompagnées par la foudre) a une probabilité sous 50%

## **CHAPITRE 4**

### **L'estimation des précipitations à l'aide du Radar Doppler WSR-98D**

Le radar météo est, près des autres équipements de détection, l'un des plus modernes et précises moyennes d'investigation de l'atmosphère. L'estimation des précipitations qui vont se produire à la surface de la terre, l'estimation de leur distribution dans les bassins hydrologiques et la disposition des données nécessaires d'initialiser les modèles de pluies, fuite et prévision hydrologique sont importants pour éviter les catastrophes et sont parmi les plus utiles applications du radar météo. L'opération des différences d'entre les précipitations obtenues du radar Doppler WSR-98D de Bobohalma, près de Tarnaveni, et celles mesurées par la station météo automatisée de Cluj-Napoca, se constituent comme des éléments essentiels pour obtenir des relations qui peuvent approximer le mieux possible les quantités d'eau à l'aide des paramètres détectés avec le radar météo envers la réalité sur place. La raison d'être de cette comparaison a été l'identification d'un algorithme tôt en utilisant les valeurs détectées ou transformées par le radar pou déterminer le taux de précipitations et finalement, la détermination des quantités d'eau qui puissent affecter une certaine zone.

La zone d'étude c'est un quand de 25 km<sup>2</sup>, centré dans le point de la station météo de Cluj-Napoca. La distance entre la station météo de Cluj-Napoca et le radar de Bobohalma c'est de 70 km. Les précipitations enregistrées à la station, provenant de TM 13, en fonction de l'heure et de leur durée,

ont été comparées avec les précipitations provenant du radar, de plusieurs façons, en fonction de a valeurs de la réflectivité, VIL, l'hauteur du nuage ou son vitesse de déplacement. Les valeurs utilisées provient des paramètres des noyaux de tempête qui ont été identifiés en traversant le quand de 25v km2 en étude. Les noyaux de tempête ont été analysés en utilisant les données radar extraits du produit 38 de réflectivité composite. Ces noyaux ont été quantifiés en fonction de leur date et l'heure. Les valeurs extraites par ces noyaux ont été extrapolées pour le quand entier. Donc l'analyse va être réalisée sur un pixel à valeurs homogènes sur toute son surface.

Dans le calcul de précipitations, on a été utilisée une formule donnée par la relation d'entre Z et R :  $R=aZ^b$ , où R- le taux de précipitations, Z- la réflectivité,  $a=0,017$  et  $b=0,714$ .

On a dirigé deux autres formules :  $R_{VIL}=(a \cdot Z^b \cdot VIL)/V$  sau  $R_H=(a \cdot Z^b \cdot H)/V$ , où VIL ( $kg \cdot m^3$ ) c'est le volume de la colonne d'eau, H (km) l'hauteur du nuage et V ( $m \cdot s^{-1}$ ) la vitesse de déplacement du nuage.

Pour 75 situations ont été calculées les précipitations à l'aide de ces trois formules, R,  $R_{VIL}$ , et  $R_H$ . En usant la formule de base, s'observe généralement une sous - estimation des précipitations résultées des données radar vers celles enregistrées du pluviomètre de la station et a une valeur de 30.9% ( la figure 1).

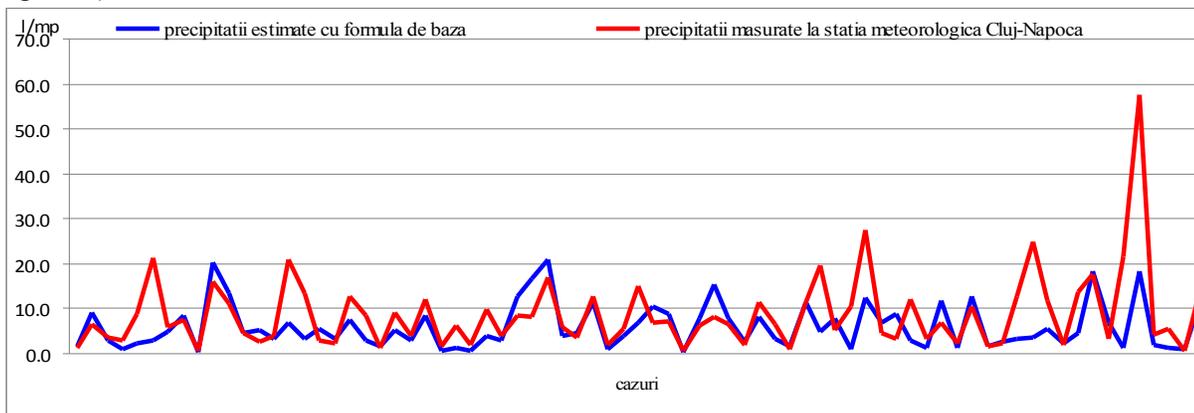


Figure 1:L'estimation des précipitations en utilisant la formule  $R=aZ^b$

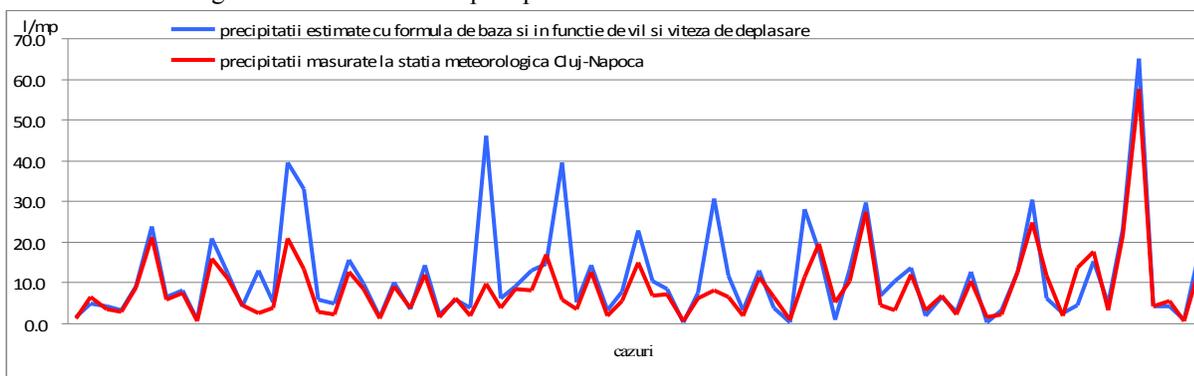


Figure 2 :L'estimation des précipitations en utilisant la formule  $R_{VIL}=(a \cdot Z^b \cdot VIL)/V$

Les deux autres situations considérées s'observent généralement une surestimation des précipitations. Ainsi, lorsqu'on a utilisé les valeurs de VIL, bien qu'il s'agit d'un produit dérivé de la réflectivité, on a obtenu une surestimation de 35.3% vers les valeurs mesurées (figure 2). Lorsqu'on amplifie la valeur maximale de la réflectivité tout au long de la colonne de nuée, c'est à dire qu'on a introduit l'hauteur du nuage au lieu de VIL, la surestimation c'est environ 7%. Figure 3.

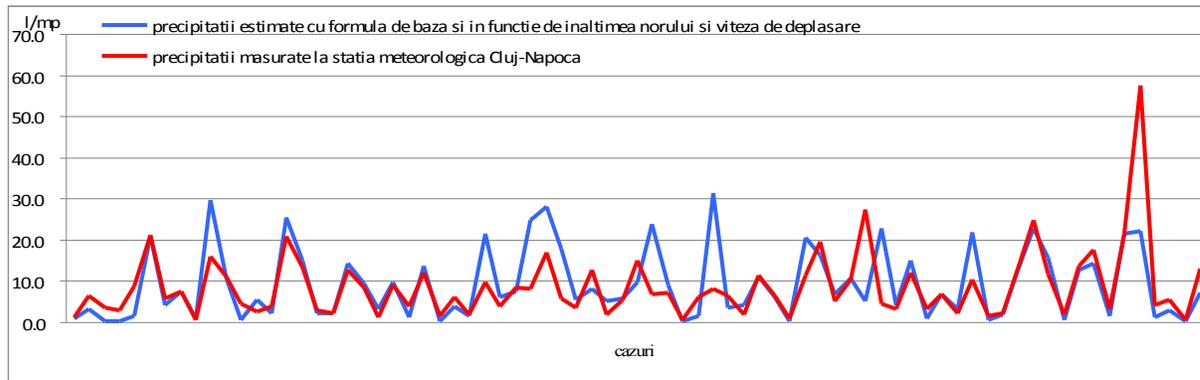


Figure 3: L'estimation des précipitations en utilisant la formule  $R_H=(a \cdot Z^b \cdot H)/V$

S'attend à ce que la quantité d'eau estimée à l'aide des paramètres radar soit généralement supérieure à celui mesurée à cause de l'inhomogénéité de l'air et de l'extension horizontale du nuage. On peut considérer que, la surestimation des précipitations radar réalisée à l'aide des formules  $R_{VII}$  et  $R_H$  envers celles enregistrées, se proche de la réalité.

## CHAPITRE 5

### L'étude des échos Radar - Doppler en but d'estimer les précipitations

La fine résolution, spatiale et temporaire, permet une analyse détaillée de l'évolution des échos convectifs. Le produit de base du radar météo c'est la distribution spatiale de la réflectivité ayant l'intensité proportionnelle à la taille et à la densité des nuages et aussi à l'intensité des précipitations. On considère qu'une nuée à réflectivité supérieure ou égale de 50 dBz, c'est un nuage d'âge mûr et ne peut donc pas des précipitations.

Les régions de colline et de montagnes sont parfois touchées par des phénomènes météo dangereux comme les averses de fortes pluies associées aux crues éclairs, grêle et intensifications du vent pendant l'été. Les mouvements ascendants vers les pentes exposés au vent, les zones de convergence sur la parte abritée de la montagne, les sources de chaleur sur les pentes ensoleillées, influencent fortement la dynamique de l'activité convective, et jouent un rôle important dans la détermination des zones favorables à l'initiation de la convection et à l'évolution ultérieure des cellules de convection.

Ont été calculées les fréquences relatives sur les heures et les niveaux. La variation diurne de la distribution des fréquences relatives a été analysée par la décomposition Fourier. Ont été calculées les amplitudes horaires des harmoniques 1et 2, leurs intensités maximales et les heures de production.

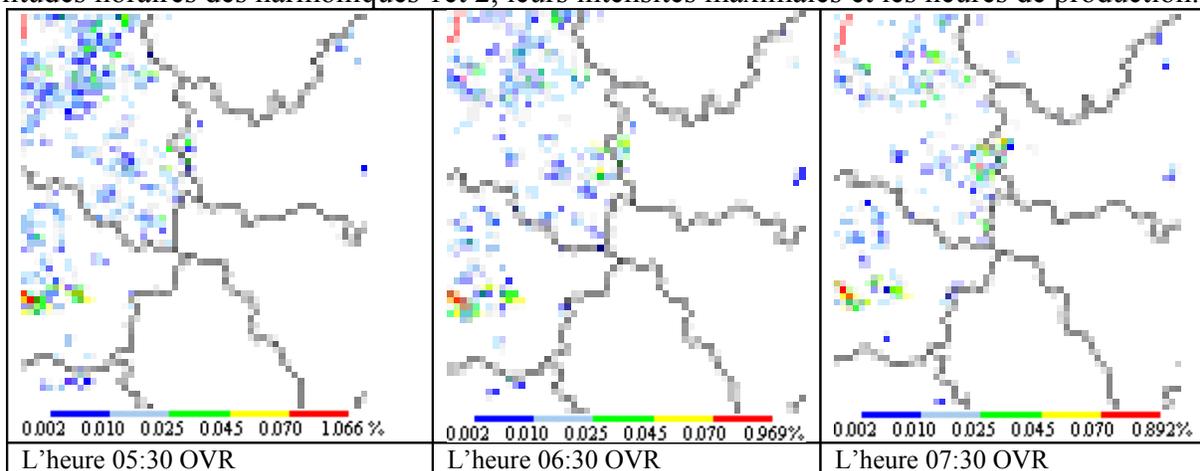


Figure 4 :Les fréquences relatives de l'harmonique composite d'ordre 1

L'analyse des cartes à fréquences horaires relatives et amplitudes plus de 0.002 % de la variation diurne, met en évidence quelques caractéristiques de l'activité convective pendant l'été dans la couverture du radar RDOD. Dans la figure 4, on voit qu'entre les heures 05:30 et 07:30, dans la partie moyenne est, nord-est et dans l'extrémité du sud de la couverture, l'activité convective est minimale. Le maximum du nord et nord-ouest des Monts de Zarand et des zones aux versants vers l'ouest des Monts de Codru-Moma, Padurea Craiului et Ses.

Il convient de noter qu'à partir de 07:30, la fréquence des activités convectives s'amplifie dans surface des crêtes Vladeasa-Bihor-Gaina (prépondérant dans surface d'ouest de Vladeasa les amplitudes de la variation diurne sont supérieure de 0.045% et même de 0,070 – 0.892%, figure 4 et figure 5).

Dans les Monts Apuseni, à 08 :30 heures, s'arrêtent les premiers signes des noyaux convectives intenses en particulier dan la parte centre est, ce qui confirme le phénomène de chauffage des versant est à partir de premières heures du matin.

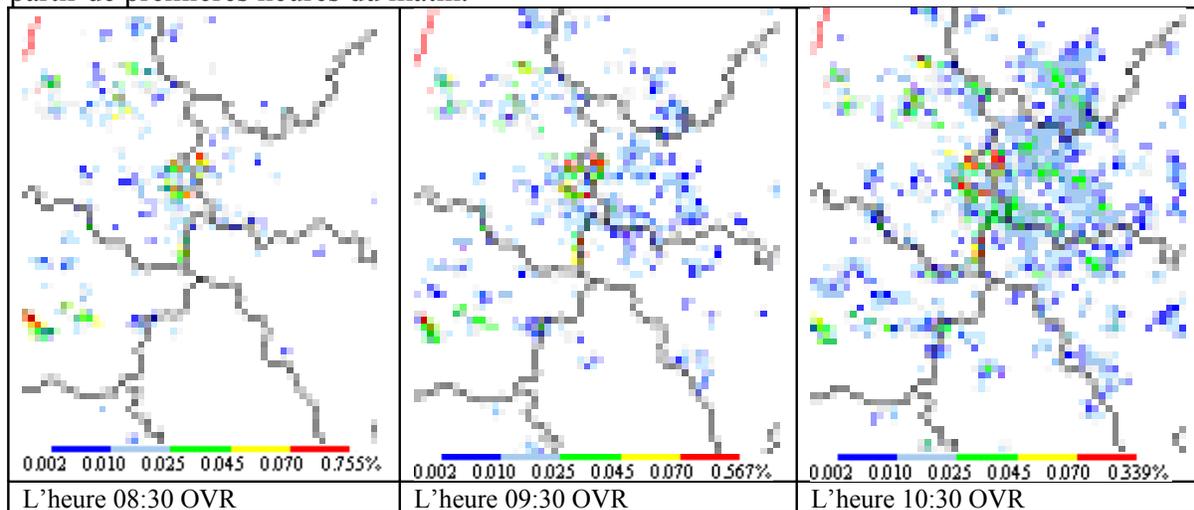


Figure 5 :Les fréquences relatives de l'harmonique composite d'ordre 1(traitées par Maier)

Pendant 11 :30 et 13 :30 OVR (figure 6), le maximum des Monts de Vladeasa et l'extension vers l'est continuent à persister, même s'intensifient. À 12 :30 heures, un nouveau maximum près de la zone d'est des Monts de Meses ( La Dépression Almas-Agrij), qui tend de s'intensifier vers 13 :30. Pendant ces heures, on peut identifier des situation similaires dans les massifs montagneux aux crêtes qui se mettent en évidence par surface proximales (Valdeasa, Batrana, Bihor, Gaina).

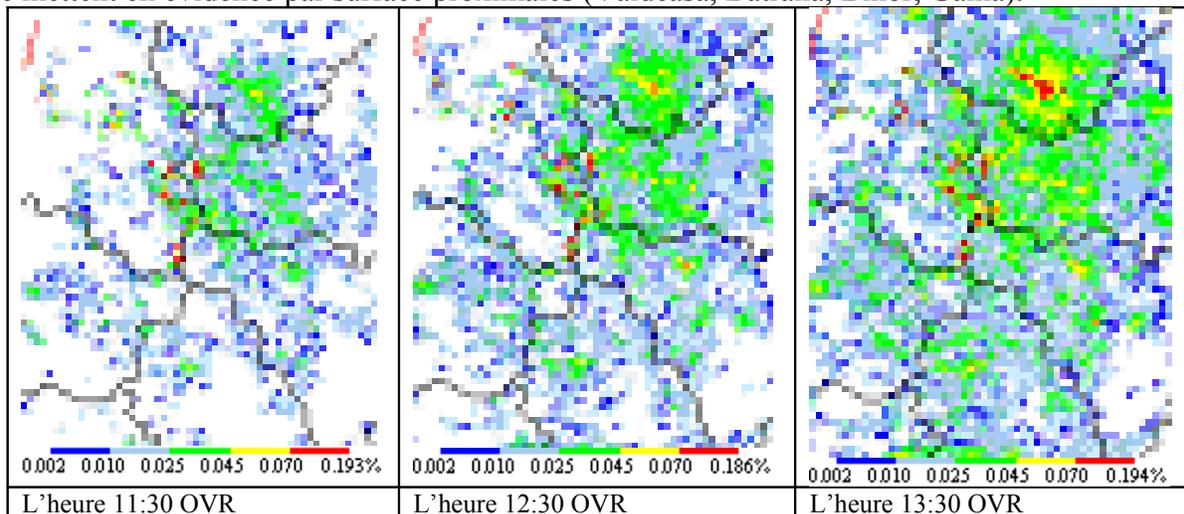


Figure 6 :Les fréquences relatives de l'harmonique composite d'ordre 1(traitées par Maier)

Entre 14 :30 et 16 :30 OVR (figure 7), la convertibilité garde les caractéristiques de la période temporelle précédente, tout en ment le déplacement vers la région collinaire à l'est de la Dépression Agrij-Almas ; des nouveaux noyaux de convection vers les Métalifères (La Colline de Ciungani, Caraci, le Masif Mal).

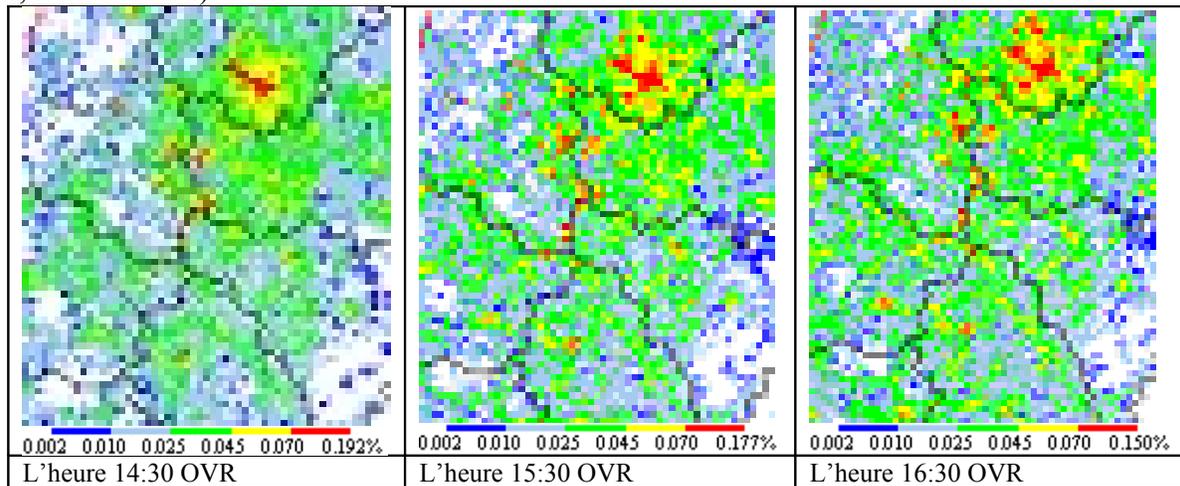


Figure 7: Les fréquences relatives de l'harmonique composite d'ordre 1(traitées par Maier)

La figure 8 montres que pendant 17 :30 et 19.30 OVR, les fréquences baissent dans surface des Monts de Vladeasa et aussi à l'ouest des départements de Cluj et Alba. L'activité convective affaiblit progressivement et au département de Salaj où à la fin de la période il y a seulement deux valeurs maximales faibles, isolées et qui correspondent à l'areal montagneux de Meses.

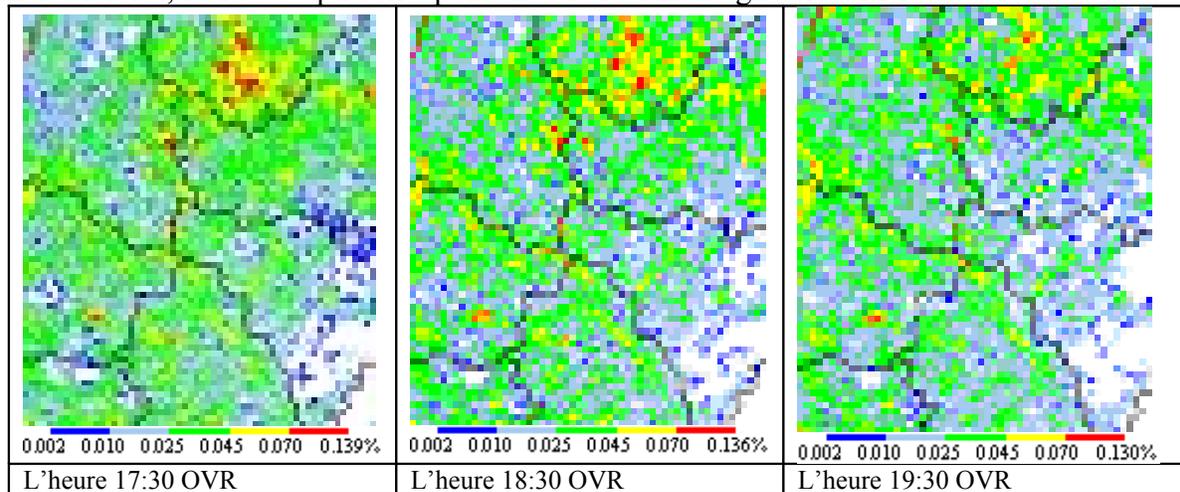


Figure 8: Les fréquences relatives de l'harmonique composite d'ordre 1(traitées par Maier)

Pendant 20:30 et 22:30 (figure 9) dans région est de la couverture les fréquences relatives continuent d'affaiblir. Dans les plaines de l'ouest du pays, on remarque un état général de stationnarité avec quelques valeurs maximales locales, étant exclues les zones des versants est, des Monts Apuseni où se fait remarquée l'extinction totale de la convection.

Pendant 23:30 et 01:30 (figure 10), surface de l'activité convective continue de se limiter, mais quelques valeurs maximales restent actives à l'ouest du département d'Arad (surface étant situé au dehors de l'espace montagneux) et présentent même une croissance des fréquences relatives. Dans surface Apuseni et de Bihor (Les Monts de Codru Moma), la convection reste active mais avec des fréquences, basses entre 0,002 et 0,025.

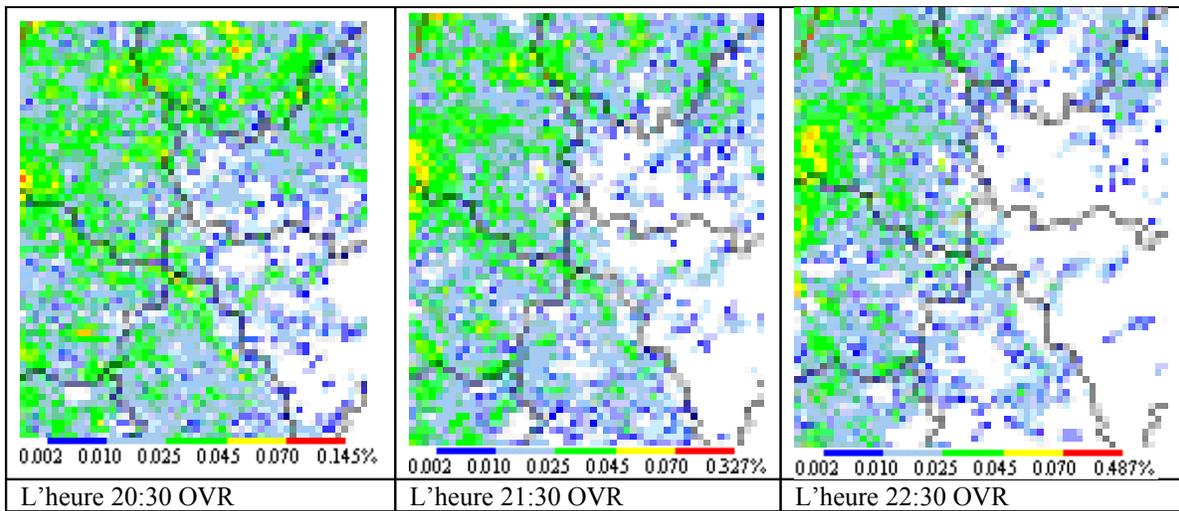


Figure 9 :Les fréquences relatives de l'harmonique composite d'ordre 1(traitées par Maier)

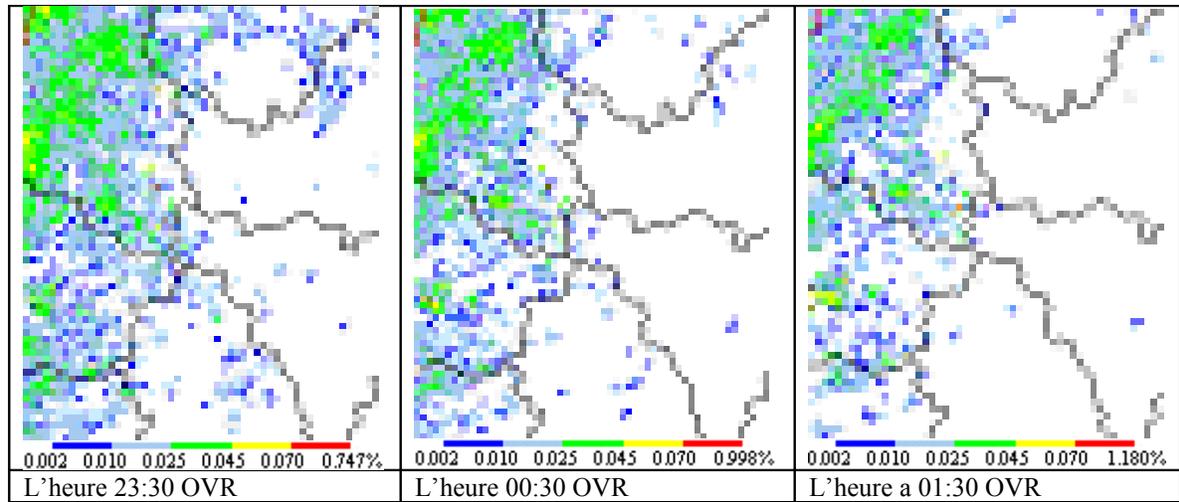


Figure 10: Les fréquences relatives de l'harmonique composite d'ordre 1(traitées par Maier)

La figure 11 représente la distribution des fréquences relatives aux heures 02:30, 03:30 et 04:30. On voit que pour surface est Apuseni c'est une période d'activité convective minimale. Les valeurs maximales des Monts de Zarand continuent de persister.

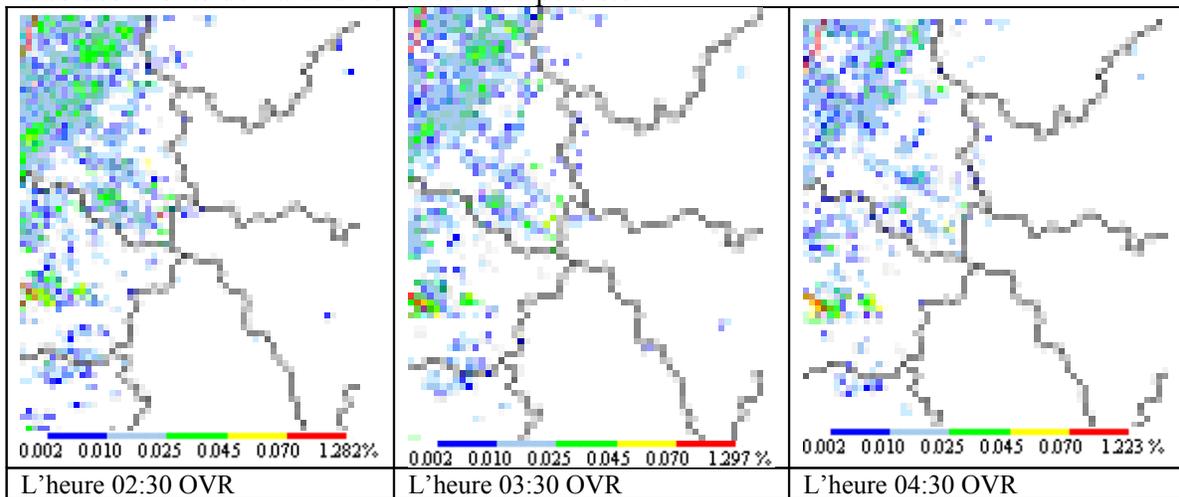


Figure 11: Les fréquences relatives de l'harmonique composite d'ordre 1(traitées par Maier)

## Le développement et l'évolution des systèmes convectifs à potentiel de production de la grêle dans surface des Monts Apuseni

Les théories sur la formation de la grêle à l'intérieur des nouages convectifs, sont complexes et incomplètes, raison pour que la prévention et la détection de celui-là sont difficilement de réaliser. D'autre part, les données-réponse en temps réel ne sont pas précisées et les vérifications se réalisent à peine.

Les zones où les données liées de la grêle et les études climatologiques existent, sont parfois conditionnées par l'intérêt pour les dommages à la propriété (par exemple agricole). D'ailleurs il est à noter que la zone à grêle c'est une petite partie par rapport à la taille de la zone active de la tempête. Les cartes actuelles, qui représentent la répartition de la grêle en Roumanie (Le climat de la Roumanie 2008) (figure 14), sont réalisées à l'aide des données provenant des stations météo. Le réseau de stations météo est assez raréfié pour couvrir le territoire entier. Ainsi, pour couvrir ce manque à gagner, on a utilisé le radar météo et les données y provenant sont utilisées pour réaliser des cartes statistiques et de présenter une image plus détaillée des zones où il y a une forte probabilité de production de la grêle.

La création d'une climatologie radar des régions aux conditions de production de la grêle s'impose à cause d'une fine résolution tempo - spatiale. Les influences locales envers les circulations convectives sont durées aux aspects topographiques comme les effets de la dynamique mont - plaine, les effets des mouvements ascendants vers les versant exposés au vent, les zones de convergence vers les parties abritées de la montagne et les sources de chauffage vers les pentes ensoleillées. L'analyse met en évidence le résultat que les effets dynamiques des montagnes ont un impact fort envers le flux d'air à l'échelle locale et aussi envers le climat des régions proximales.

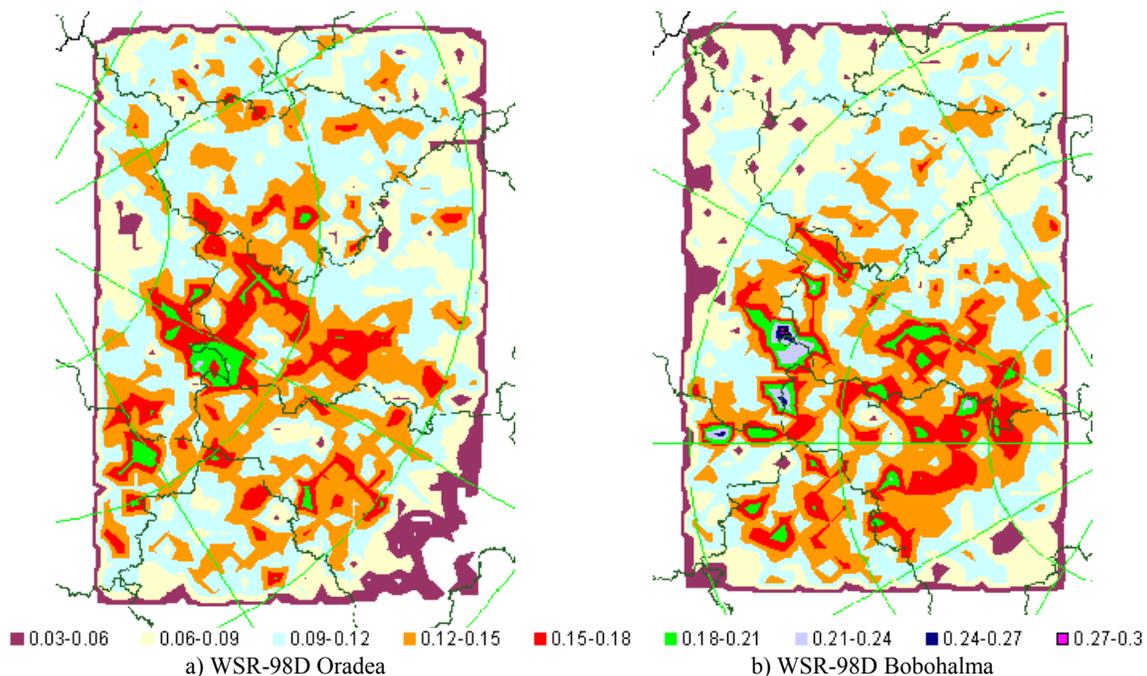


Figure 12 : Régions des Monts Apuseni – la carte de la répartition générale de la grêle à l'aide du radar WSR – 98D (réalisées par Maier)

La diversité et la complexité des Monts Apuseni se reflète aussi dans le grand nombre de processus climatiques générés et influencés par le relief qui détermine les dimensions de ces modifications par l'orientations des pics envers la circulation générale, l'exposition des versants envers le rayonnement solaire (le plus grands contrastes entre les versants du nord et ceux du sud avec ombrage et ensoleillement différentes).

Ont été faites des cartes de fréquence relative, avec la répartition de la grêle dans surface des Monts Apuseni avec le pas de grille de 5 km. Ainsi s'obtient un réseau de  $190 \times 125 \text{ km}^2 = 23750 \text{ km}^2$  formé de 950 pixels à  $25 \text{ km}^2$  chacun, y compris tout la région des Monts Apuseni et les zones adjacentes. Les données analysées comprennent les mois d'été (juin, juillet et août) pendant les années 2004 – 2009 et proviennent des radars Doppler WSR -98D d'Oradea et Bobohalma.

L'étude se concentre sur l'analyse comparative entre les zones aux fréquences relatives hautes dans l'apparition de la grêle, déterminées par les données de réflectivité composite (figure 12) fournies par les deux radars et l'image de la répartition territoriale de la grêle – Le Climat de la Roumanie (2008) figure 14.

Ainsi, sont identifiés surfaces communes où les fréquences relatives d'apparition des noyaux de tempête sont proches de la valeur et les zones avec de grandes différences dans la répartition des noyaux.

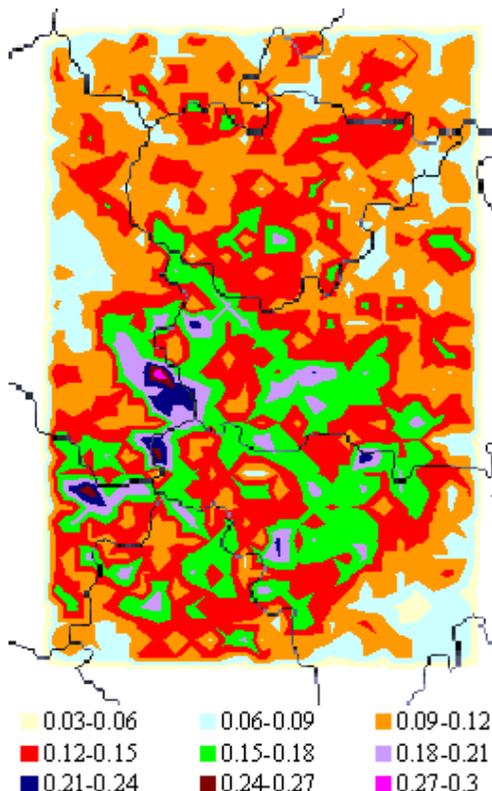


Figure 13. L'areal des Monts Apuseni – la carte composite de la répartition générale de la grêle (réalisées par Maier)

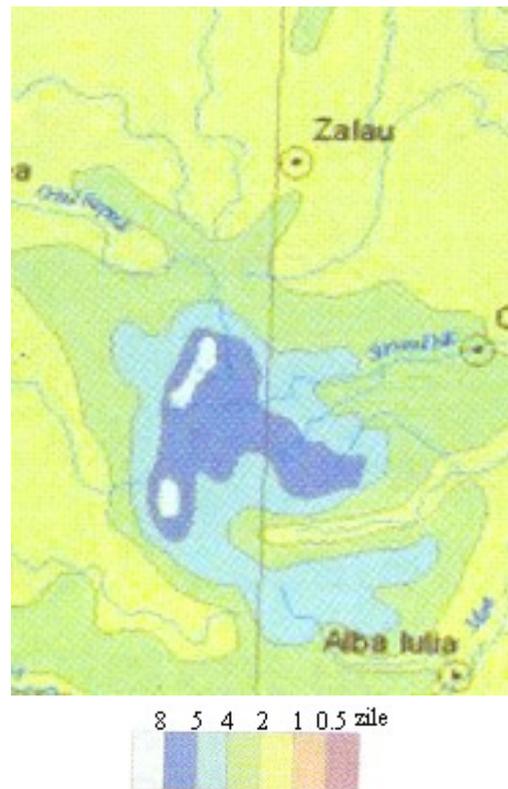


Figure 14. La répartition territoriale de nombre annuel moyen de jours avec de la grêle (1961-2000) (le Climat de la Roumanie 2008)

L'analyse des formations nuageuses à contenu de grêle, détectés à l'aide des échos radar met en évidence, dans surface des Monts Apuseni, des zones à longue portée de la fréquence en fonction d'une série de facteurs, tels que la distance vers la location du radar, l'altitude des différentes unités montagneuses, mais aussi l'altitude et l'épaisseur des formations nuageuses.

Compte tenu de la place que les Monts Apuseni l'occupe, "barrière orographique", dans la voie de la circulation atmosphérique dominante et la position de deux radars Doppler d'Oradea et de Bobohalma (l'occultation – basse résolution derrière des massifs montagneux), l'analyse a finalement conduit à la réalisation des cartes composites.

L'estimation de la production de la grêle c'est une tache nouvelle et innovante, et les données de grêle obtenues peuvent être utilisées dans plusieurs buts. Les informations peuvent être utilisées

pour identifier les régions aux hautes fréquences de production de la grêle et dans ces cas on peut prendre les plus efficaces mesures de prévention et d'atténuation, étant donné l'augmentation des dommages par la grêle aux bâtiments, aux voitures ou zones agricoles. En termes de météo, les avertissements peuvent être adaptés pour présenter le danger de la grêle dans certaines régions.

### **La détermination des zones à haut potentiel dans l'initiation de la convection en fonction de la circulation à méso - échelle, à l'aide du Radar Doppler**

L'identification, le suivi et la prévision des tempêtes représentent une partie essentielle de l'opération de la surveillance des conditions météorologiques sévères à l'aide du radar météo. L'activité convective a parait fréquemment pendant l'été dans les mois de juin, juillet et août. Les processus convectifs sont engagés entre deux systèmes thermodynamiciennes ou entre différentes parties du même système. Une caractéristique qui montre ces limites et la circulation à méso - échelle appropriée pour la convection, c'est l'humidité au niveau du sol. Les relations d'entre l'humidité du sol et l'initiation de la convective ont été validés par les études sur la modélisation et l'analyse des événements météo sévères. Cette étude examine le rôle des sources d'eau dans l'initiation de la convection tout en utilisant les données enregistrées 6 années (2004 – 2009), dans la Dépression de Transylvanie, par le radar Doppler (WSR-98D). Lieux d'initiation à convection ont été comparées, sur la base des données du radar, aux zones avec des sources d'eau. Les zones d'initiation de la convection ont été classifiées sur la base des caractéristiques méso - scalaires extraites par le sondage sur place de Cluj-Napoca dans la même période.

Les courants d'air de la montagne peuvent déclencher le développement systèmes convectifs dans les zones de dépressions et les plaines adjacentes, s'il y a les ingrédients nécessaires. Ces processus peuvent être observés pour certaines circulations de l'atmosphère dans la zone de contact d'entre les Monts Apuseni et la Dépression de Transylvanie. Ainsi, certaines formations nuageuses qui se développent dans la zone montagneuse, se déplacent vers la zone de Dépression de Transylvanie où s'intensifie de nouveau sur certaine région. Ceux ci ont les "réservoirs" (les lacs) nécessaires à l'initiation de la convection.

La zone de couverture de RDBB c'est de 166106 km<sup>2</sup>. Parmi les produits reçus de ce radar, on a utilise le produit 38 de réflectivité composite. Pour déterminer les zones avec du potentiel L'analyse des formations nuageuses à contenu de grêle, détectés à l'aide des échos radar met en évidence, dans surface des Monts Apuseni, des zones à longue portée de la fréquence en fonction d'une série de facteurs, tels que la distance vers la location du radar, l'altitude des différentes unités montagneuses, mais aussi l'altitude et l'épaisseur des formations nuageuses.

Compte tenu de la place que les Monts Apuseni l'occupe, "barrière orographique", dans la voie de la circulation atmosphérique dominante et la position de deux radars Doppler d'Oradea et de Bobohalma (l'occultation – basse résolution derrière des massifs montagneux), l'analyse a finalement conduit à la réalisation des cartes composites.

L'estimation de la production de la grêle c'est une tache nouvelle et innovante, et les données de grêle obtenues peuvent être utilisées dans plusieurs buts. Les informations peuvent être utilisées pour identifier les régions aux hautes fréquences de production de la grêle et dans ces cas on peut prendre les plus efficaces mesures de prévention et d'atténuation, étant donné l'augmentation des dommages par la grêle aux bâtiments, aux voitures ou zones agricoles. En termes de météo, les avertissements peuvent être adaptés pour présenter le danger de la grêle dans certaines régions.

Pour déterminer les zones avec du potentiel élevé dans l'initiation de la convection ont été sélectionnés les noyaux de tempête identifiés pour la première fois, c'est à dire, les premiers échos avec certains paramètres. Les noyaux analysés ont été quantifiés dans un réseau ayant le pas de grille de 25 km. Les cartes réalisées sont composées d'un réseau de 6644 pixels de la zone de 25 km<sup>2</sup>. La zone de couverture de ces pixels c'est de 166106 km<sup>2</sup>. On a obtenu des cartes de fréquence absolue avec les zones les plus riches en noyaux de tempête. Des ces 1.267.762 noyaux détectés pendant 18 mois pris en

analyse, ont été analysés 152.538. noyaux de tempête. Pour mettre en évidence les particularités de certaines zones, ont été faites de cartes en fonction de la circulation à méso - échelle.

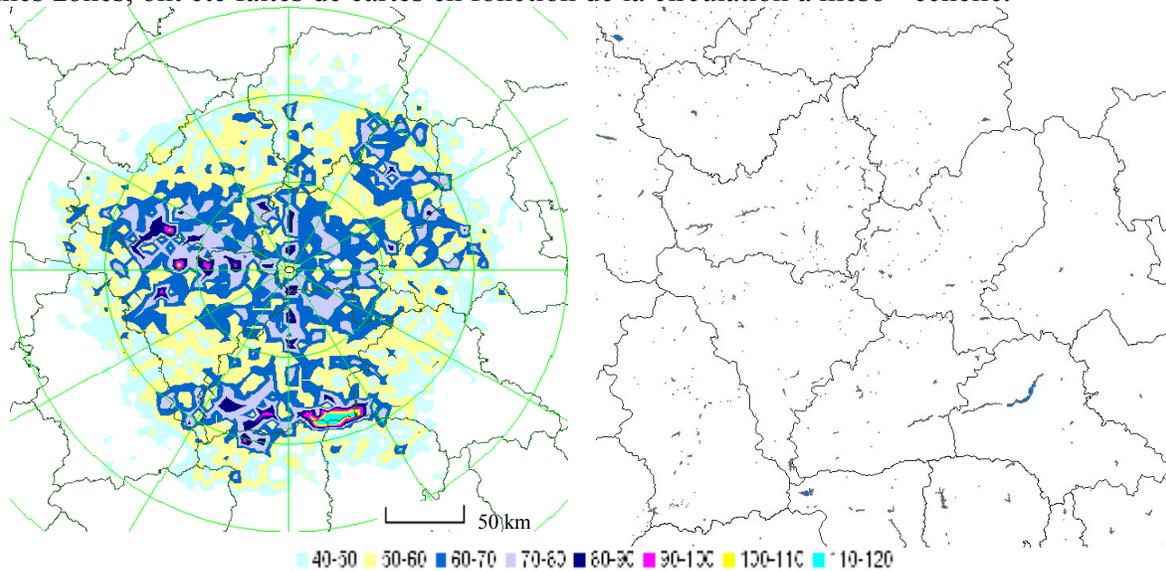


Figura 15. La carte de fréquence absolue avec la répartition des premiers noyaux de tempête (à gauche réalisé par Maier)

et la carte des lacs (à droite, réalisé par ABAST) dans surface couvré de RDBB

Pour déterminer la circulation à méso - échelle, ont été utilisées des données provenant du sondage sur place de Cluj-Napoca. De ces données ont été sélectionnées seulement les coordonnées du vent ( la direction et la vitesse) aux niveaux isobariques standard. Ainsi, cette coordonnées du vent ont été transformées en coordonnées scalaires. La direction a été obtenue par la sommation des vecteurs de la vitesse du vent des niveaux isobariques standard de 850 hPa, 700 hPa et 500 hPa.

Les zones avec des fréquences supérieures, en 60 cas, d'apparition des premiers noyaux de tempête, se superposent vers régions où se trouvent de riches sources d'humidité nommément des lacs entropiques et naturels.

L'analyse des régions aux fréquences supérieures d'initiation de la convection se réalise pour chacune des huit directions considérées.

Pour la circulation à l'ouest, les zones où la convection est amorcée en fonction de la fréquence d'apparition, sont regroupées en unités géographiques:

- La Dépression Agrij – Almaş avec des valeurs jusqu'à 20 cas. Les plus élevées fréquences se groupent vers les versants de l'ouest des Collins de Cluj et de Dej;
- Le Plateau Somes joint à des domaines d'apparition des premiers noyaux de tempête, entre 10 et 25 cas , la plupart près des lacs de Dej et de Beclean.
- Dans Le Plateau de Tarnave et La Pleine de Sarmas sont mises en évidence des domaines avec des noyaux jusqu'à 30 cas. Les valeurs les plus élevées se trouvent envers Le Lac Zau de La Pleine de Sarmas, la vallée de Mures (avec les lacs d'atténuation de Mures) et Haut Tarnava (Le Lac Brateiu);
- Le Couloir de Sebes et La Dépression de Sibiu ont jusqu'à 25 cas dans la zone des lacs d'accumulation de Sebes et des lacs miniers d'Ocna de Sibiu;
- Les Monts Apuseni et les dépressions intra montagneuses mettent en évidence des grandes et compactes surfaces ayant des valeurs plus de 20 cas. Les valeurs les plus élevées se trouvent vers les versants de nord d'Haut Mont en raison de l'ascension de l'air chaud et humide provenant des grands lacs d'accumulation de Fantanele, Tarnita et Gilau, le couloir Campeni-Turda à la vallée d'Aries et la zone des lacs minières de Rosia Montana et Turda.

## Études et analyses de cas

Avec l'augmentation de la résolution spatiale et temporelle des observations météo, accroît la capacité de prévision des aspects liés des phénomènes météo méso - scalaires. La prévision à court terme des régions où aura lieu des précipitations abondantes, a gagné un intérêt accru des bénéficiaires. Il y a un besoin critique de prévision avec précision le développement, l'évolution et le déplacement des tempêtes convectives ou frontales (en particulier celles post et préfrontales) qui sont accompagnées par le changement rapide du temps et qui produisent des phénomènes météo avec un impact négatif sur l'activité et la vie humaines.

Le but c'est de monitoring l'évolution des systèmes méso - scalaires en fonction des directions de la circulation de l'atmosphère dans la zone d'étude. Pour ce but, ont été analysées plusieurs situations synoptiques qui mettent en évidence la liaison entre la structure verticale de l'atmosphère, le degré d'instabilité et l'évolution des systèmes convectives déterminés à l'aide du Radar Doppler.

### La situation de 11 juin 2008 (Marisel)

Dans le table 1 sont présentés les pourcentages d'occurrence des précipitations, des valeurs résultats de l'étude des indicateurs d'instabilité thermique calculés par le sondage sur place de 11 juin 2008 00 heures UTC (figure 16).

Table 1

Indicateur	Valeur	Pourcent
CTI	23,7	67% ([20,24])
TTI	53,4	71% ([45,54])
VTI	29,7	82% (>29)
KI	28,5	72% ([28,29])

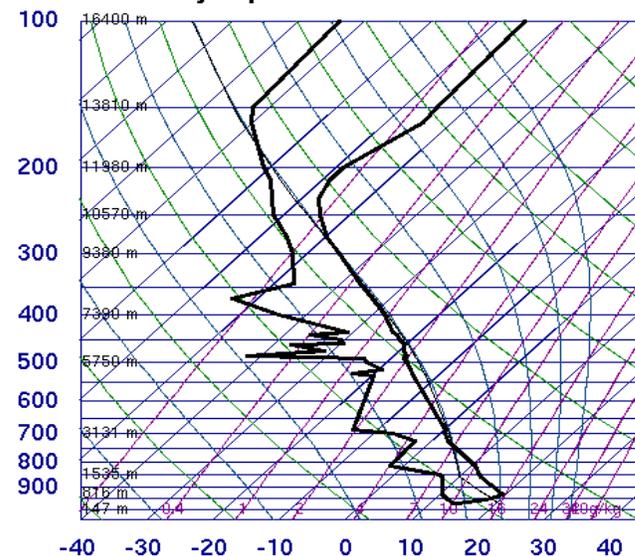
Quantités d'eau enregistrées aux stations météo et pluviométriques

Table 2

La station météo Vladeasa	Cluj- Napoca	Dej	Huedin	Turda	Băișoara	Vlădeasa 1800	Vlădeasa 1400
l/m <sup>2</sup>	13	0,5	1	0,6	8	0,7	-

- Marisel 44l/m<sup>2</sup>, Barrage Manastur 19,3 l/m<sup>2</sup>

#### 15120 LRCL Cluj-Napoca



00Z 11 Jun 2008

University of Wyoming

Figure 16 La structure verticale de l'atmosphère

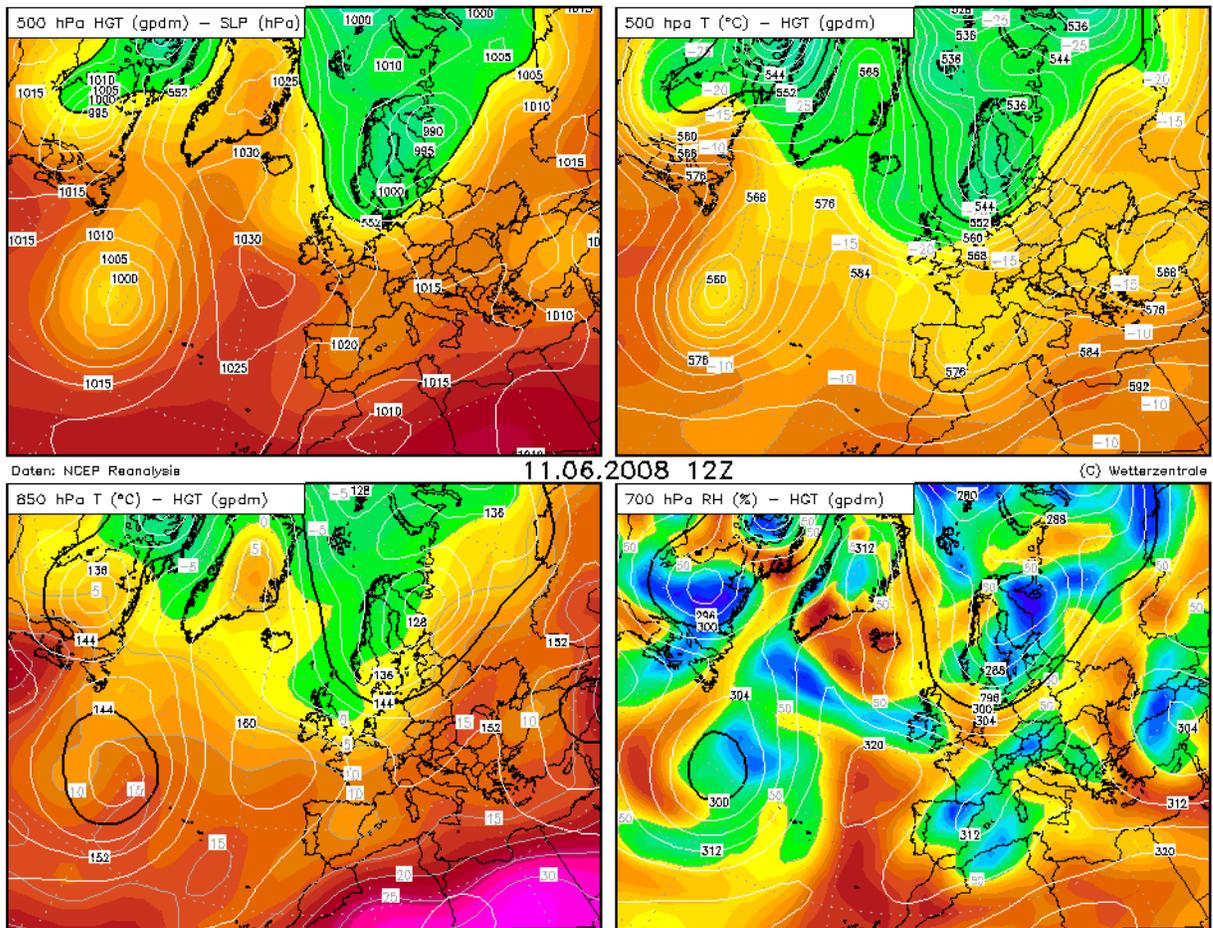


Figure 17. La configuration baric, thermique et l'humidité : à la gauche haut le géopotential de 500 hPa et la pression du niveau de la mer ; à la gauche bas, le géopotential et la température de 850 hPa ; à la droite haut la température et le géopotential de 500 hPa et ; à la droite bas , le géopotential et l'humidité de 700 hPa (l'archive Wetterzentrale)

La situation synoptique de 11 juin 2008. Figure 17. À une première vue, la situation barrique d'altitude et du sol n'indique pas l'activité convective spéciale. Ainsi, au sol il a un champ barrique élevé aux 850 hPa qu'aux 500 hPa. Ce que nous donne un signe que sont possibles des développements cumuliformes pendant l'après-midi ce sont les indicateurs d'instabilité calculés du sondage sur place à 00 heures UTC avec des valeurs plus de 82% probabilité d'apparition des phénomènes convectives.

L'activité faible en particulier pendant le matin est compensée par l'intensification de celle ci pendant l'après-midi en particulier dans surface des Monts Apuseni, figure 19. L'activité convective continue pendant le soir dans l'est de La Dépression de Transylvanie, à cause du chauffage diurne des versants de l'est des Monts de Calimani, Gurghiu, Harghita et Méridionaux.

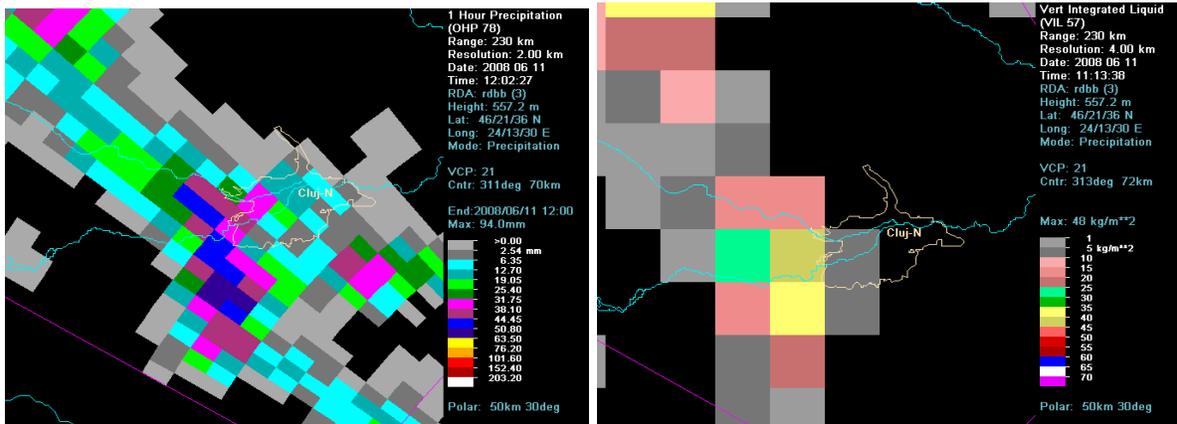
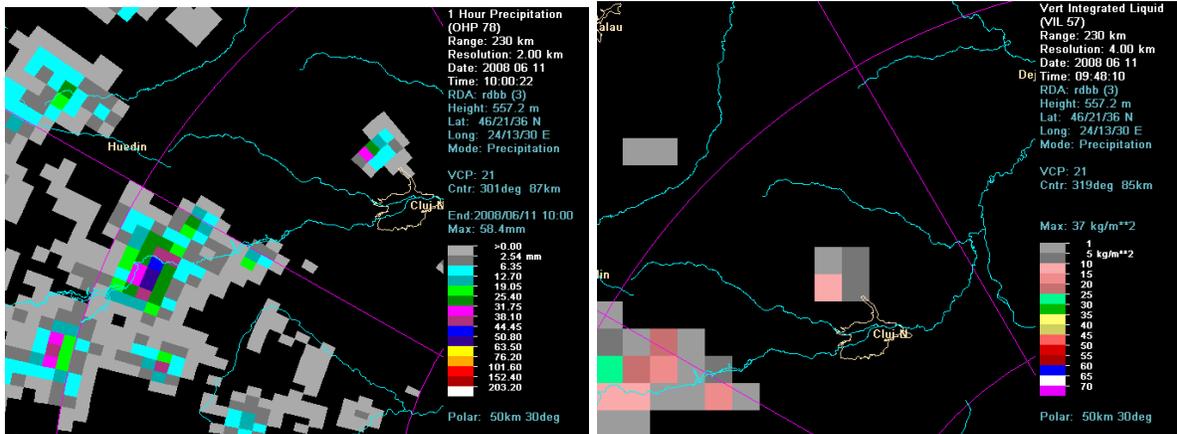


Figure 18. La carte des précipitations radar (à la gauche) et VIL (à la droite) (traité par Maier)

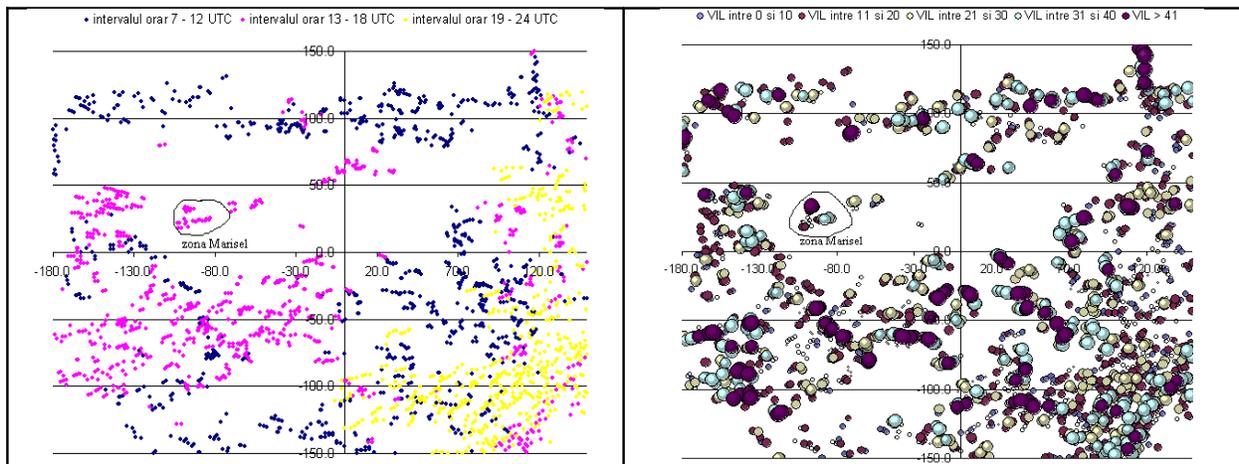


Figure 19. La carte des noyaux de réflectivité maximale (à la gauche) et VIL (à la droite) de 11 juin 2008 (traité par Maier)

Une autre particularité de cette situation est celle d'isolation des noyaux dans une zone montagneuse fermée avec des réservoirs (les lacs d'accumulation de Chaud Somes) pour les nuages en train de développer.

## Conclusions et perspectives

Savoir comment réaliser les sorties de modèles numériques, leur capacité et leurs limites de confiance, conduit à l'augmentation du pourcentage de réussite des prévisions météo et d'aviser la population sur l'apparition des phénomènes météo violents.

L'existence d'un relief fragmenté et pas homogène comme celui des Monts Apuseni qui influence les mouvements de l'atmosphère à l'échelle synoptique au niveau limite de la planète, a conduit au développement des modèles numériques qui envisagent les effets orographiques locales.

En prévision d'une situation d'instabilité pour un certain région (par exemple celui des Monts Apuseni) on commence de l'étude de la situation générale de l'atmosphère tout en utilisant les modèles numériques à l'échelle synoptique mais alors on utilise les modèles horographiques.

Il existe un large éventail des questions sur la prévision des phénomènes météo violents, particulièrement sur les quantités des précipitations. Beaucoup de ces problèmes d'anticipation et d'emplacement des phénomènes météo violents sont résolus à l'aide du sondage sur place en utilisant le diagramme Skew – T logarithmique. Ainsi on peut évaluer le potentiel convective et le degré de gravité de futur phénomène météo (des vents forts, températures extrêmes, types de précipitations) qui se tiendront par l'identification de certaines structures, valeurs ou combinaisons des paramètres météo de la composition de la diagramme Skew – T.

Les inondations et la grêle sont quelques-uns des plus grands dangers crée par une forte tempête en Roumanie et particulièrement dans surface des Monts Apuseni.

Le taux de précipitations dans en certain point c'est proportionnelle à l'ampleur du flux vertical d'humidité. Cela signifie l'augmentation du contenu des vapeurs d'eau et vitesses supérieures ascendantes. L'atmosphère doit être instable et doit être un mécanisme par lequel l'air chaud, humide va augmenter a son niveau de convection libre. Les paramètres de la diagramme Skew – T comme: le profil vertical de température (proximal de l'adiabatique humide, niveau faible d'humidité (en particulier dans la moitié inférieure de la troposphère), les valeurs élevés des différents indicateurs d'instabilité: KI (>35), TTI (>50), VTI (>25) et CTI (>24).

Les résultats montrent que l'analyse des réseaux temporels de la réflectivité - même pendant une période courte de 3 années - peut fournir des informations quantitatives concernant les caractéristiques des circulations convectives locales. Les principales influences locales sur les circulations convectives sont durées aux aspects topographiques dans surface de couverture du radar RDOD ou RDBB, comme les effets de la dynamique montagne – plaine, les effets des mouvements ascendants vers les pentes des versants au vent, les zones de convergence vers la partie abritée de la montagne et les sources de chaleur vers les pentes ensoleillées. L'analyse met en évidence le résultat connu sur les effets de la dynamique des Monts Apuseni qui ont un impact significatif sur le flux d'air à l'échelle locale et sur le climat des régions proximales.

Ont été localisé les zones avec du potentiel convective élevé favorables au développement et à l'évolution de l'activité convective pendant l'été. La connaissance des zones avec des hautes fréquences d'apparition des tempêtes, les heures de la journée lorsque l'activité convective augmente le plus, peut être bénéfique dans l'activité de la prévision immédiate.

Les résultats mettent en évidence une variabilité méso - scalaire dans l'apparition des tempêtes, aussi que les caractéristiques des zones avec potentiel convective haute. L'étude met en évidence des signaux forts diurnes et démissionner dans le champ des réflectivités  $\geq 50$  dBz pendant le saison d'été. Généralement, région montagneuse présente un maximum dans l'activité convective dans les premières heures de l'après-midi. Cependant, la structure fine de l'image avec les heures à l'amplitude maximale est corrélée avec la topographie locale. Ces variations des phases sont déterminées par les circulations locales de type mont - vallée qui influencent le type d'initiation des tempêtes.

On a été confirmé le résultat que le cycle diurne des phénomènes convectifs varie avec l'altitude et que fréquemment les cellules convectives s'organisent dans les zones des hautes montagnes et puis se propagent vers les zones plus basses, déterminant un maximum nocturne dans

l'activité convective. Ainsi, dans les zones de montagne l'activité convective est plus intense à l'après-midi, et dans les zones de plaines prévalent les heures de la soirée et les premières heures du matin.

Les théories sur la formation de la grêle dans les nuages convectifs sont complexes et incomplètes, raison pour laquelle sa prévision et sa détection sont difficilement réalisables en mode opérationnel. D'autre part, les données de réponse en temps réels ne sont pas précises et les vérifications sont difficiles à réaliser. Par conséquent, nous pouvons dire que le radar Doppler peut être utilisé dans la création d'un climat des zones à grêle, des zones avec des fréquences élevées d'apparition des nuages convectifs qui produisent des pluies torrentielles.

Ainsi ce travail apporte un plus dans la prévision des phénomènes météo violents, dans la zone d'influence des Monts Apuseni, par la création des trois climats spatiaux et temporels:

-Le climat spatial et temporel des zones avec un potentiel élevé de formation et d'évolution des nuages convectifs. Ce type de climat a été réalisé pendant 3 années dans la saison d'été.

-Le climat de la grêle dans l'espace et aussi sa dimension. L'étude a utilisé les données du radar Doppler d'Oradea et de Bobohalma pendant 6 saisons d'été (2004 – 2009);

-Le climat spatial et temporel des phénomènes météo de 17 saisons d'été 1.07.1990 – 30.06.2007.

Un autre aspect innovateur c'est la réalisation d'une étude statistique pendant 5 années liée de la prévision quantitative des précipitations dans la surface de Cluj-Napoca. Les résultats de cette étude ont été spectaculaires, ces études vont continuer au futur pour d'autres surfaces, d'autant plus qu'une certaine quantité d'eau sur une surface préétablie peut être utilisée dans la prévision de crues et d'inondations.

Considérant que pour anticiper un phénomène météo quelque temps avant de son apparition et évolution, on doit connaître les situations synoptiques, la zone orographique où se déroule et les caractéristiques locales de l'atmosphère (la structure verticale de l'atmosphère), on a été réalisé une étude statistique et un étalonnage de quelques indicateurs de l'état de stabilité.

Cette étude a été réalisée sur une période de 10 ans entre 1990 – 1999. Cela a amélioré les prévisions par les études de cas du dernier chapitre.

### BIBLIOGRAPHIE SÉLECTIVE

Amburn S. A. and Wolf P. L. 1997

Vil density as a hail indicator. *Weather and Forecasting*. 12: 473–478

Andersson, T., M. Andersson, C. Jacobsson, and S. Nilsson, 1989

Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in southern Sweden. *Meteor. Mag.*, 116, 141-146.

Badea L. și colab. 2006

Unitățile de relief ale României – Munții Apuseni și Podișul Transilvaniei, *Edit. Ars Docendi, București*

Battan, L., 1973

Radar Observation of the Atmosphere, *University of Chicago Press, Chicago, Ill*

Blaes J. L., Cerniglia Jr C. S., Caropolo M. A. 1998

Vil density as an indicator of hail across eastern New York and western New England. *Eastern region technical attachment.No 98-8, September1-17*

Brimelow J. C., Reuter G. W., Bellon A. and Hudak D. 2004

A radar-based methodology for Preparing a severe thunderstorm climatology în Central Alberta. *Atmosphere-Ocean 2 1 13-22*

Haidu I. 2005

*Analiza de frecvență și evaluarea cantitativă a riscurilor*. In vol: Riscuri și catastrofe. Editura Casa Cartii de Știință Cluj-Napoca, Vol. 2, pp. 180-207.

Haidu I. 2002

*Spatialisation des informations climatiques dans un périurbain de relief variée*. In vol. Climat Urbain, Ville et Architecture - Actes de XVIII-ème Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Università degli Studi di Genova, Facoltà di Architettura,

pp. 213-216

[http://www.climato.be/aic/colloques/actes/genes2005\\_actes.pdf](http://www.climato.be/aic/colloques/actes/genes2005_actes.pdf)

- Haidu I., Farcas I. 1986  
*Studiul variatiei de lunga durata a parametrilor hidroclimatici in scopul elaborarii prognozei prin extrapolare analitica.* In vol. Probleme de geografie aplicata. Universitatea din Cluj-Napoca, pp. 53-64
- Haidu I., Tilinca Z. 1985  
*Variatia ciclica a temperaturii aerului in nord-vestul Romaniei.* (Cyclic variation of air temperature in northwestern Romania). Studii si Cercetari de Meteorologie, IMH Bucuresti, 379-387.
- Maier N., Mureşan T., Lăcătuş D., 2009  
Utilizarea statistică a datelor obținute de la radarul WSR-98D de la Bobohalma în prognoza grindinei, *SACS ANM Bucureşti.*
- Maier N., Pavai C. și Haidu I. 2006  
Utilizarea datelor radarului Doppler de la Oradea în identificarea zonelor cu risc crescut de apariție a fenomenelor meteo severe. Particularizare pentru județele Satu Mare, Sălaj și Cluj *Sesiunea anuala Dimitrie Cantemir – Iași.*
- Maier N. 2005  
Studiul asupra grosimii straturilor de la nivelele izobarice standard în zona municipiului Cluj-Napoca - *SACS ANM Bucuresti*
- Maier N., Haidu I. 2005  
Radiosondages et risque d'orages a Cluj-Napoca. *Climat urbain, ville et architecture, Genes*
- Maier N., Haidu I., 2005  
*Regimul termic in municipiul Cluj-Napoca. In vol. Sesiunea Anuala de Comunicari. Universitatea Spiru Haret, Fac. de Geografie, Bucuresti.*
- Maier N. 2005  
Caracteristici ale instabilității termice a atmosferei în aria municipiului Cluj-Napoca. *Romanian Journal of Climatology – editura Universitatii „Alexandru Ioan Cuza” Iasi.*
- Maier N., Haidu I. 2005  
Épaisseurs des couches entre niveaux isobarique standard et prévision immédiate. *Les risque liés au temps et au climat, Épernay.*
- Maier N., Tataiana M. Denisa L. 2009  
Utilizarea statistică a datelor obținute de la radarul WSR-98D de la Bobohalma în prognoza grindinei. *Lucrare premiată de Societatea Meteorologică Română*
- Maier N., Tataiana M. Denisa L. 2010  
Riscuri și Catastrofe. *Edit. Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca*
- Măhăra Gh., Măhăra Nadia 1981  
Regimul precipitațiilor în zona Stațiunii Stâna de Vale. *Nymphaea, Folia nature Biharia VIII-IX, Oradea*
- Măhăra Gh., Gaceu O. 2005  
Les pluies torrentielles de l'ouest des Montagnes Apuseni Les Carpates Occidentaux de la Roumanie et leur impact sur l'environnement. *Climat urbain, ville et architecture, Genes*
- Măhăra G. 2001  
Meteorologie. *Editura Universitatii Oradea*
- Moldovan Fl., Bretan M. 1983  
Considerații asupra influenței Munților Apuseni în repartiția precipitațiilor frontale în jumătatea de nord – vest a Transilvaniei, în condițiile unei circulații de nord – vest. *Studii și Cercetări Meteo INMH, București*

- Moldovan Fl. 1986  
Rolul Munților Apuseni în diferența climatică regională a părții de nord – vest a României, *manuscris teză de doctorat Univ. București*
- Moldovan Fl. 1998  
Prognozele Climatice și dezvoltarea. *Studia UBB, Geographia 1, anul XLIII, Cluj-Napoca*
- Paun, 2001.  
Ghid Pentru prognoză Elementelor Meteorologice - *lucrare de promovare pe funcția de meteorolog previzionist principal I*
- Santurette P. 1994  
Elements pratiques de meteorology et de prevision synoptiques – *Ecole National de la Meteorologie Meteo France*
- Sion A. S., 2005  
Curs de Now casting *ANM-Bucurști*
- Showalter, A. K., 1953  
A stability index for thunderstorm forecasting. *Bull. Amer Meteor. Soc.*, 34,250-252
- Triplet J. P. & Roch G. 1971  
Météorologie Générale *École Nationale de la Météorologie.*
- \*\*\* 2008  
Clima României, Administrația Națională de Meteorologie, *Editura Academiei Române*, ISBN 978-973-27-1674-8 (Romanian Climate, 2008, National Meteorological Administration, Romanian Academy Publishing House).
- \*\*\* 2006  
Doppler Radar Meteorological Observations Part C WSR-88D Products And Algorithms *Federal Meteorological Handbook* no. 11 U.S. Department of Commerce/ National Oceanic and Atmospheric Administration FCM-H11C-2006 Washington, DC April.
- \*\*\* 1987  
Geografia României III. Carpații Românești și Depresiunea Transilvaniei. Edit. Academiei, București