



HAL
open science

**CARTOGRAPHIE AGROCLIMATIQUE A
MESO-ECHELLE : METHODOLOGIE ET
APPLICATION A LA VARIABILITE SPATIALE DU
CLIMAT EN GIRONDE VITICOLE. Conséquences
pour le développement de la vigne et la maturation du
raisin**

Benjamin Bois

► **To cite this version:**

Benjamin Bois. CARTOGRAPHIE AGROCLIMATIQUE A MESO-ECHELLE : METHODOLOGIE ET APPLICATION A LA VARIABILITE SPATIALE DU CLIMAT EN GIRONDE VITICOLE. Conséquences pour le développement de la vigne et la maturation du raisin. Bioclimatologie. Université Sciences et Technologies - Bordeaux I, 2007. Français. NNT : . tel-00695507

HAL Id: tel-00695507

<https://theses.hal.science/tel-00695507>

Submitted on 8 May 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



N° d'ordre : 3537

THESE

présentée à
L'UNIVERSITE BORDEAUX 1

ECOLE DOCTORALE
Sciences et Environnements

par **Benjamin BOIS**

POUR OBTENIR LE GRADE DE
DOCTEUR
SPECIALITE : Physique de l'environnement

**CARTOGRAPHIE AGROCLIMATIQUE A MESO-ECHELLE :
METHODOLOGIE ET APPLICATION A LA VARIABILITE SPATIALE
DU CLIMAT EN GIRONDE VITICOLE**
Conséquences pour le développement de la vigne et la maturation du raisin

Soutenue le 12 décembre 2007,

Après avis de :

M. Gregory JONES, Professeur, Southern Oregon University	Rapporteur
M. Claude KERGOMARD, Professeur, Ecole Normale Supérieure	Rapporteur
M. Bernard SEGUIN, Directeur de Recherches, INRA Avignon	Rapporteur

Devant la commission d'examen formée de :

M. Didier ALARD, Professeur, Université Bordeaux 1	Président
M. Gregory JONES, Professeur, Southern Oregon University	Rapporteur
M. Claude KERGOMARD, Professeur, Ecole Normale Supérieure	Rapporteur
M. Bernard SEGUIN, Directeur de Recherches, INRA Avignon	Rapporteur
M. Philippe PIERI, Chargé de Recherches, INRA Villenave d'Ornon	Examinateur
M. Etienne SAUR, Professeur, ENITA de Bordeaux	Directeur de Thèse

- 2007 -

Résumé de la Thèse

Une connaissance approfondie de la variabilité spatiale du climat est essentielle en agronomie et agroforesterie, afin d'évaluer les capacités de production d'une région ou encore la pression phytosanitaire potentielle d'un ravageur. En viticulture, le climat conditionne largement la cinétique de développement de la vigne ainsi que la maturation du raisin.

L'objectif de ce travail était de caractériser la variabilité spatiale du climat à méso-échelle en utilisant différentes techniques de spatialisation au pas de temps quotidien de variables climatiques et d'indices agroclimatiques, afin d'évaluer ses conséquences sur le développement de la vigne et sur la maturation du raisin. La région considérée est la Gironde viticole (aire de production des vins de Bordeaux). Six variables ont été étudiées : les températures minimales et maximales, le rayonnement global, l'évapotranspiration potentielle, les précipitations et le bilan hydrique. Pour chaque variable, la méthode de spatialisation fournissant les résultats les plus pertinents à des coûts informatique et temporel raisonnables a été sélectionnée. La propagation des erreurs produites par la spatialisation des variables climatiques au pas de temps quotidien dans les modèles agroclimatiques a ensuite été évaluée. Cette propagation est non négligeable dans le calcul des sommes de températures et des bilans hydriques.

La cartographie des variables climatiques a permis de caractériser la variabilité spatiale du climat en Gironde viticole et de bien quantifier des différences entre aires d'appellation qui n'étaient connues que de manière très empirique. Les résultats de cette étude permettront de mieux adapter les techniques viticoles et le choix du matériel végétal aux possibilités offertes par le milieu.

Mots Clés : *Climat, Cartographie, Télédétection, Méso-échelle, Vitis, Gironde viticole, Température, Rayonnement global, Evapotranspiration potentielle, Pluie, Bilan hydrique*

CARTOGRAPHY OF AGROCLIMATIC INDICES AT MESOSCALE LEVEL: METHODOLOGY AND CASE STUDY OF BORDEAUX WINEGROWING AREA.

Implications on vine development and fruit ripening.

Thesis Abstract

Climate spatial variability knowledge is essential in agronomy and forestry, in order to characterize production potential or to assess pest development risks. In viticulture, climate mainly governs grapevine development rate and berry ripening.

The aim of the present work is to characterise climate spatial variability at mesoscale level, using several spatialization techniques at daily time step, applied to climate variables and agroclimatic indices, in order to evaluate its consequences on grapevine development and grape ripening. This study was led in the Bordeaux winegrowing region. Six variables were studied: minimum and maximum temperatures, solar radiation, reference evapotranspiration, rainfall and soil water balance. For each variable, the method providing the best results (i.e. the lowest errors) with reasonable computational and time costs was selected. The propagation of spatialization errors within agroclimatic models was assessed. The error propagation is considerable within degree-days and soil water balance models.

Maps of climate variables and agroclimatic indices were used to analyse the spatial characteristics of climate within the Bordeaux winegrowing area and to quantify differences that were known only from indirect and empirical observations. This study provides useful information to enhance the choice of viticultural techniques and plant material in relation to the local environment.

Key Words: *Climate, Cartography, Remote sensing, Mesoscale, Vitis, Bordeaux vineyards, Temperature, Solar radiation, Reference evapotranspiration, Rainfall, Water balance.*

Laboratoires d'accueils

Cette these a été realise au sein de l'équipe Ecophysiologie et Agronomie Viticole rattaché à :

**l'Unité Mixte de Recherche INRA – ENITAB – Université Bordeaux 1 – Université
Bordeaux 2 *Ecophysiologie et Génomique Fonctionnelle de la Vigne (EGFV)*, Institut
des Sciences de la Vigne et du Vin (Bordeaux)
INRA, Centre de Bordeaux – Aquitaine
71 avenue Edouard Bourleaux
33883 VILLENAVE D'ORNON Cedex
France**

et co-encadrée avec :

**l'Unité Mixte de Recherche INRA - ENITAB Transfert sol-plante et cycle des
éléments minéraux dans les écosystèmes cultivés (TCEM)
INRA, Centre de Bordeaux – Aquitaine
71 avenue Edouard Bourleaux
33883 VILLENAVE D'ORNON Cedex
France**

Directeur de thèse : **Professeur Etienne Saur, ENITA de Bordeaux**

Co-directeur de thèse : **Jean-Pierre Gaudillère, Directeur de Recherches, INRA**

Collaborations scientifiques et techniques

Liste des organismes ayant participé à ces travaux de thèse :

- Unité Mixte de Recherche INRA – ENITAB *Santé Végétale*, Institut des Sciences de la Vigne et du Vin (Bordeaux)^a
- Unité de recherche INRA, *Ecologie fonctionnelle et PHYSique de l'Environnement (EPHYSE)*^a
- Unité Mixte de Recherche INRA – ENITAB – Université Bordeaux 2, *Œnologie*, Institut des Sciences de la Vigne et du Vin (Bordeaux)^a
- Unité Mixte de Recherche CNRS – Université de Franche Comté – Université de Bourgogne, *Théoriser et Modéliser pour Aménager (ThéMA)*^b
- Centre Energétique et Procédés, Ecole des Mines de Paris^c
- Météo-France, Direction Interrégionale du Sud-Ouest (DIRSO), Bureau d'Etudes Climatologiques et Centre départementale de la Gironde^d.
- DE.MET.E.R, FDGDON de la Gironde^e
- Institut Français de la Vigne et du Vin, ITV France Bordeaux^e
- Chambre d'Agriculture de la Gironde, Service Vigne et Vin^e
- Conseil Interprofessionnel du Vin de Bordeaux, Comité Technique^f

^a INRA, Centre de Bordeaux – Aquitaine, 71 avenue Edouard Bourleaux, 33883 VILLENAVE D'ORNON Cedex, France

^b UFR Lettres SHS, 32 rue Mégevand, 25030 Besançon Cedex

^c École des Mines de Paris, Rue Claude Daunesse - BP 207, F-06904 SOPHIA ANTIPOLIS Cedex

^d 7 av Roland Garros 33700 MÉRIGNAC

^e 39, rue Michel Montaigne 33290 BLANQUEFORT

^f 1 cours 30 Juillet 33000 BORDEAUX



Remerciements

Cette thèse a fait l'objet de nombreuses collaborations, qui ont conduit à la production de la majeure partie des résultats présentés dans ce manuscrit. Je tiens donc tout d'abord à remercier chaleureusement toutes les personnes qui ont rendu ces collaborations possibles :

- **Régis Lavielle**, du réseau DEMETER, n'a jamais hésité à mettre à disposition les données climatiques archivées. Il est rare de rencontrer dans la profession une telle disponibilité et une si grande ouverture d'esprit envers le milieu scientifique. Merci également à Nicolas Brandier pour les échanges informatico-linuxiens que nous avons partagé.
- **Georges Froidefond**, de l'Unité Santé Végétale de l'INRA m'a beaucoup appris en météorologie du climat. Jean-Marc Armand et lui-même ont toujours été disponibles pour échanger propos et données.
- **Marc Raynal**, de l'ITV (aujourd'hui ENTAV/ITV, Institut Français de la Vigne et du Vin), a collaboré dès le début du projet de thèse, en fournissant de nombreuses données climatiques archivées. Il m'a été d'un grand soutien tout au long de ce travail, prompt à m'accorder du temps pour échanger sur les modèles, les données climatiques et phénologiques. Merci également à **Christian Debord**.
- **Laurent Bernos**, de la Chambre d'Agriculture de la Gironde, a mis à disposition des données phénologiques et de suivi de maturation du raisin. Il a également accepté, de concert avec **Jean-Philippe Gervais**, d'accueillir Stéphanie Lebaron qui a suivi un stage à mes côtés.
- **Guy Guimberteau**, de la Faculté d'Œnologie de Bordeaux, m'a permis d'utiliser le très précieux historique de relevés phénologiques et d'analyses de raisin issu du réseau qu'il a mis en place.
- **Lucien Wald**, du Centre Energétique et Procédés (CEP - Ecole des Mines de Paris) a mis à disposition de nombreuses données de rayonnement quotidien de la base HelioClim-1. Mais au delà de la collaboration scientifique, nous avons eu une longue discussion riche d'enseignement concernant le travail de thèse, ses objectifs et ses contraintes. Je lui en suis très sincèrement gré.
- **Daniel Joly**, de l'Unité TheMa (CNRS), a largement participé au projet de spatialisation des températures. Il a été extrêmement réactif et a permis de mettre en place rapidement une collaboration. J'espère que nous pourrions poursuivre le projet scientifique que nous avons initié.
- **Jean Congnard** (Responsable CDM33) et **Marc Payen** (Directeur DIRSO) ont soutenu mon projet et ont accepté de m'accueillir à Météo-France dans le cadre d'une collaboration portant sur l'analyse d'images radar. Leurs efforts ont permis d'initier un solide rapprochement bénéfique à l'interaction entre la météorologie et la viticulture. Merci particulièrement à Jean Congnard, pour les nombreux échanges instructifs et agréables que nous avons eu. **Didier Grimal**, du Bureau d'Etude Climatologique, m'a accueilli au sein de son unité. Je tiens particulièrement à le remercier, pour sa gentillesse, sa patience, et pour m'avoir initié aux méandres du langage UNIX. Merci à **Gabrielle Castella**, qui a accepté de partager son bureau avec beaucoup de bonne humeur, à **Laure Desmezières**, **Michèle Gaumet** et à **Claude Pomares** pour le temps qu'ils m'ont accordé.
- **Dominique Guyon**, de l'Unité EPHYSE (INRA), m'a beaucoup aidé durant la thèse. Elle a d'abord soutenu mon projet, initié et dirigé un stage sur un sujet parallèle et participé au comité de pilotage de la thèse. Merci beaucoup pour tout ce temps consacré. **Jean-Pierre Lagouarde** et **Jean-Pierre Wigner** ont également suivi ce projet, avec bienveillance et disponibilité. Merci à eux et à **Sebastien Hamel**, qui a réalisé un stage sur la phénologie et la télédétection en Gironde viticole.

Durant ces trois années, j'ai souvent sollicité des chercheurs, professeurs et ingénieurs pour m'aider et me conseiller dans différents domaines (écophysiologie, pédologie, agroclimatologie, climatologie et informatique). Je leur en suis extrêmement reconnaissant, et j'espère que les échanges que nous avons eus leur ont été bénéfiques :

- **Frédéric Huard**, de l'Unité Agroclim (INRA) a participé au pilotage de mes travaux de thèse. Il m'a fait bénéficier de son savoir en climatologie. Merci également à **Bernard Seguin** et à **Iñaki Garcia de Cortazar Aauri**, pour leur bonne humeur et les discussions enrichissantes que nous avons eues.

- **Pascal Monestiez**, de l'Unité Biométrie (INRA) m'a accordé du temps pour m'initier à la géostatistique.
- **Nadine Brisson**, de l'Unité CSE (INRA) m'a fait confiance dès le début de mes travaux de thèse. Je lui suis gré de son soutien.
- **Philippe Chéry**, de l'ENITA de Bordeaux, a participé au comité de pilotage de ma thèse. Il m'a éclairé sur la méthodologie, les géostatistiques et la spatialisation du bilan hydrique. **Loïc Commagnac**, de la même équipe, m'a initié aux SIG. Sans son aide, ma thèse aurait certainement été plus laborieuse. Merci pour sa bonne humeur, et pour les bons moments qu'il m'a fait partager, en compagnie d'**Alexandre Lee**.
- J'ai beaucoup échangé avec **Marie-Hélène Charron**, de l'Unité ARCHE (INRA). Je regrette de ne pas avoir pu mener à bien avec elle le projet d'étude de sensibilité du modèle de bilan hydrique.
- **Carole Delenne** (CEMAGREF) s'est rendue disponible pour le traitement d'orthophotographies.
- **Yann Slotowski** du Conseil Interprofessionnel du Vin de Bordeaux, a collaboré sur le traitement informatique de données viticoles de Gironde.
- **Andrea Saltelli** (IPSC - ESAF, Italie) m'a permis de mieux comprendre les études de sensibilité non-linéaires (*grazie mille*). Ces outils puissants, souvent délaissés, mériteraient d'être mieux connus de la communauté des modélisateurs. **Gilles Pujol** (Ecole des Mines de Saint-Etienne) m'a éclairé sur ce sujet, notamment concernant l'utilisation du paquetage R « Sensitivity » qu'il a développé.
- Merci à **Clemens Minsk** et **Stijn Janssen** (VITO) pour les informations qu'ils m'ont fournies concernant la modélisation des îlots de chaleur urbains. *Thanks for helping with the RIO model.*
- **Marc Voltz** m'a apporté de précieux enseignements concernant l'analyse du ruissellement.
- **Jean-Pierre Rossi** m'a conseillé avec pertinence en géostatistiques.
- **Anne-Marie Bouchon** m'a aidé dans la recherche et la consultation d'ouvrages en agrométéorologie.

Mon travail de thèse s'est accompagné d'activités pédagogiques, scientifiques et techniques parallèles, plus ou moins directement reliées à ma problématique. Ces activités sont extrêmement enrichissantes sur les plans professionnel et personnel, et je tiens à remercier toutes les personnes qui m'ont associé à ces démarches :

- J'ai travaillé aux côtés de **Laurence Geny** dans le suivi du réseau de parcelles de la Faculté d'Œnologie de Bordeaux. Je tiens à la remercier pour m'avoir associé à cet agréable exercice qu'est la rédaction de la Lettre du Millésime.
- **Vincent Dumot** m'a sollicité pour travailler sur la modélisation du bilan hydrique en Cognaçais. Je regrette profondément de ne pas avoir pu terminer ce projet, faute de temps.
- **Marteen Van Helden** m'a permis d'aborder l'analyse géostatistique des températures, dans le cadre d'un programme de développement.

Cette thèse n'aurait sans doute pas vu le jour sans le soutien financier du Conseil Interprofessionnel du Vin de Bordeaux (CIVB). Je tiens donc à remercier toute l'interprofession viti-vinicole bordelaise, ainsi que le Comité Technique du CIVB, et tout particulièrement **Muriel Barthe** et **Laurent Charlier**, pour leur sympathie et la confiance qu'ils m'ont accordée.

Mon doctorat s'est déroulé au sein de l'UMR Ecophysiologie et Génomique Fonctionnelle de la Vigne (EGFV), au Domaine de la Grande Ferrade de l'INRA. J'ai pu échanger de très bons moments avec les techniciens, chercheurs, ingénieurs, stagiaires, post-doctorants, enseignants-chercheurs et thésards de mon unité et de l'unité Transfert et Cycle des Eléments Minéraux (TCEM). Merci à toutes les personnes de ces deux unités, pour leur sympathie, leur bonne humeur et leur gentillesse à mon égard :

- **Valérie Sappin-Didier**, **Laurence Denaix**, **Sylvie Bussière**, **Cécile Fontaine**, **Monique Linares**, **Alain Mollier**, **André Schneider**, **Anne-Laure Thomas**, **Sylvie Niollet**, **Laurent Augusto**, **Christian Morel**, **Pascal Deneroy** et **Mark Bekker** avec qui j'ai partagé quelques pauses café.
- **Corinne Sert** que j'ai souvent enquiquiné pour des emprunts et des « pillages » de fournitures diverses.
- **Christophe N'Guyen** avec qui j'ai eu quelques discussions très enrichissantes concernant la modélisation phénologique.

- **Lionel Jordan**, qui m'a fait passé des moments d'enseignement enthousiasmants, avec humour et dynamisme. Merci également à **Thomas Nesme**, pour les discussions de thèse et autres.
- **Ghislène Hilbert**, qui m'a donné des conseils bienveillants sur ma thèse.
- **Sylvie Milin**, pour sa sympathie.
- **Elisa Marguerit**, une amie, avec qui j'ai passé d'excellents moments en Croatie, aux côtés de **Jean-Philippe Roby** et de **Vincent Renouf**. Merci **Jean-Philippe** pour toutes les longues et passionnantes discussions que nous avons eues, autour d'une « Pivo ».
- **Thierry Robert** et **Guillaume Pacreau**, esprits joviaux, toujours disponibles.
- **Claude Bonnet**, dont la gentillesse et l'humour m'ont permis de passer de très bons moments, en dépit de conditions parfois difficiles.
- **Philippe Vivin** qui m'a soutenu dans mes efforts de réflexion scientifique, au cours de la rédaction et durant la préparation de nombreux oraux, malgré les responsabilités « chronophages » qu'il mène avec talent.
- Je tiens à remercier tout particulièrement **Jean-Pascal Goutouly** pour beaucoup de choses : sa sympathie, son humour « aigre-doux », ses encouragements (parfois « aigre-doux » également !), sa grande capacité d'écoute, sa compétence à rapprocher la profession viticole et la recherche agronomique, et surtout pour les excellents moments que j'ai passé en sa compagnie (en chemin, parfois épique, pour des congrès et réunions, ou encore autour d'un barbecue, d'un verre...). Merci pour l'éveil !
- Un GRAND merci à **Agnès Destrac** et à **Zhan Wu Dai**, mes « colocataires » du très coquet bureau de l'INRA. Tous deux m'ont été d'un grand soutien tout au long de ma thèse. *Xièxiè* pour les sourires, les rires, les longues et plaisantes discussions.
- **Stéphanie Lebaron** a réalisé un stage de six mois à mes côtés. C'est grâce à ses travaux réalisés avec bonne humeur, enthousiasme et rigueur scientifique, que j'ai pu valider une partie de mes travaux de thèse.

Il m'a été très précieux de ne pas me sentir seul dans cette expérience. Heureusement que cinq compères étaient embringués dans une galère similaire : merci à **Anne-Sophie Miclot**, pour avoir supporté nos tergiversations thésardiennes et pour les bons moments passés le midi et dans les soirées. Merci à **Rachid Drissi**, pour avoir apporté humour, bonne humeur et dérision en dépit des incroyables bâtons que le sort a voulu mettre dans ses roues (de moto). Merci à **Frédéric Panfili** pour la poilade et le soutien. Merci à **Jean-Yves Cornu** pour m'avoir permis de rencontrer l'enthousiaste contagieux...JYC ! Merci enfin à **Maxime Dauthieu**, pour les discussions linuxiennes, scientifiques, statistiques, politiques (de comptoir ?), pour les découvertes musicales et pour m'avoir aidé à un moment crucial de la thèse !

Je tiens à remercier mes encadrants, pour leur bienveillance, leur soutien, leur inépuisable disponibilité, leurs conseils et leur gentillesse :

- **Jean-Pierre Gaudillère**, co-directeur de ma thèse, m'a largement enseigné la pensée scientifique. Il m'a également appris énormément en physiologie, et m'a toujours encouragé à communiquer sur mes travaux.
- **Philippe Pieri** m'a énormément aidé et conseillé durant tout mon passage à l'INRA. Il m'a appris à travailler précisément, et à développer un sens critique essentiel en recherche. Il s'est toujours montré disponible, surtout dans les moments d'urgence et de difficulté.
- **Etienne Saur**, mon directeur de thèse, m'a appris à prendre du recul sur mes travaux. Il m'a accordé sa confiance dès le début de ma thèse et m'a soutenu jusqu'au bout. Au delà des discussions, des conseils, des critiques, je lui suis gré au plus haut point de m'avoir encouragé et soutenu dans ma démarche d'enseignement universitaire.
- Un immense merci à **Kees Van Leeuwen**, sans qui je n'aurais jamais pu faire cette thèse. Depuis le début de ce projet, il m'a soutenu, conseillé, corrigé et encouragé. Dynamisme, efficacité, rigueur, humilité et humanisme sont tant de qualités qui font de lui un professeur exceptionnel. *Dank je.*

Merci à mes amis et soutiens psychologico-bringuiste durant ces trois années : **Cécile, Marielle, Alix, Barbara, Stéphanie, Stéphane, Fred, Alban, Nico et Nico, Raymond et Raymond**. Merci particulièrement à **GS**, pour son toit et les discussions d'horizons très viticoles que nous avons eues.

Pour finir je voulais remercier tout particulièrement ma famille, **mes frères**, notamment **mes parents** pour m'avoir toujours encouragé dans mes initiatives, donné tout ce dont j'avais besoin pour m'épanouir, supporté dans ma volubilité (!), et pour leur participation à la chasse aux coquilles dans ce manuscrit.

Merci à **Mlle Zanardi**, qui m'a hébergé durant les derniers mois de ma thèse, supportant mes tergiversations scientifico-délirantes, et m'épaulant au moment où j'avais le plus besoin d'elle. Mes pensées pour elle vont bien au delà de ce qu'il serait raisonnable d'écrire dans la section de remerciements d'une thèse.

SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	11
CONTEXTE DE L'ETUDE.....	11
<i>Variabilité climatique en Gironde viticole</i>	11
<i>Avancées technologiques et méthodologiques pour l'étude spatiale du climat</i>	13
PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS.....	13
CHAPITRE 1 ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE : ZONAGES	
AGROCLIMATIQUES VITICOLES ET SPATIALISATION DU CLIMAT	15
1 LES ZONAGES AGROCLIMATIQUES VITICOLES.....	15
1.1 <i>Objectifs et intérêt des zonages agroclimatiques en viticulture</i>	15
1.2 <i>Indices et zonages agroclimatiques</i>	16
1.3 <i>Choix d'indices pour étudier la variabilité spatiale agroclimatique en Gironde viticole</i>	20
2 SPATIALISATION DU CLIMAT.....	21
2.1 <i>Interpolation des variables climatiques</i>	21
2.2 <i>Etude des variations spatio-temporelles du climat par télédétection</i>	35
2.3 <i>Spatialisation des variables climatiques par ré-analyses des modèles de prévisions</i> <i>météorologiques</i>	36
2.4 <i>Conclusions concernant la spatialisation des variables agroclimatiques</i>	38
3 FORMALISATION DE LA METHODE DE TRAVAIL RETENUE	39
CHAPITRE 2 MATERIELS ET METHODES.....	42
1 REGION D'ETUDE : LA GIRONDE VITICOLE.....	42
1.1 <i>Caractéristiques géographiques et géologie</i>	42
1.2 <i>La viticulture bordelaise</i>	44
1.3 <i>Climat de la Gironde</i>	46
2 DONNEES CLIMATIQUES	47
2.1 <i>Bases de données d'enregistrements aux stations climatiques</i>	47
2.2 <i>Détection et élimination des données aberrantes</i> :	48
2.3 <i>Données climatiques pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle quotidienne</i>	51
3 DONNEES GEOGRAPHIQUES COMPLEMENTAIRES	51
4 OBSERVATIONS PHENOLOGIQUES ET ANALYSES DE MATURATION DU RAISIN (VALIDATION).....	52
CHAPITRE 3 TEMPERATURES	55
1 INTRODUCTION	55
2 INTERPOLATION OF DAILY MINIMUM AND MAXIMUM TEMPERATURE USING ENVIRONMENTAL CO- VARIABLES	56
2.1 <i>Introduction</i>	56
2.2 <i>Material and methods</i>	57
2.3 <i>Results and discussion</i>	62
2.4 <i>Conclusions</i>	69
3 PHENOLOGICAL ZONING OF BORDEAUX WINEGROWING AREA BASED UPON DEGREE-DAYS MODELS ...	70
3.1 <i>Introduction</i>	70
3.2 <i>Material and methods</i>	71
3.3 <i>Results and discussions</i>	76
3.4 <i>Conclusions</i>	83
4 CONCLUSIONS	84
CHAPITRE 4 RAYONNEMENT GLOBAL.....	85
1 INTRODUCTION	86
2 MATERIAL AND METHODS	87
2.1 <i>Study area</i>	87
2.2 <i>Solar radiation mapping</i>	88
3 RESULTS.....	89
3.1 <i>Solar radiation climatology in Bordeaux area</i>	89

3.2	<i>Bordeaux vineyards zoning</i>	91
3.3	<i>Terrain integration on solar radiation zoning</i>	93
4	DISCUSSION AND CONCLUSIONS	95
CHAPITRE 5 EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE.....		98
1	INTRODUCTION	98
2	USING REMOTELY SENSED SOLAR RADIATION DATA FOR REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION ESTIMATION AT A DAILY TIME STEP.....	99
2.1	<i>Introduction</i>	99
2.2	<i>Methods</i>	101
2.3	<i>Results and discussion</i>	107
2.4	<i>Conclusions</i>	114
3	VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE DE L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE	115
3.1	<i>Rééchantonnage et choix d'une méthode de calcul</i>	115
3.2	<i>Erreurs induites par l'utilisation des données de température de l'air interpolées</i>	115
3.3	<i>Zonage de l'ET₀</i>	117
4	CONCLUSION	121
CHAPITRE 6 PLUIE.....		122
1	INTRODUCTION	122
2	SPATIALISATION DES PRECIPITATIONS AU PAS DE TEMPS QUOTIDIEN.....	123
2.1	<i>Introduction</i>	123
2.2	<i>Matériels et méthodes</i>	124
2.3	<i>Résultats et discussion</i>	140
2.4	<i>Discussion</i>	145
2.5	<i>Conclusions et choix d'une méthode de spatialisation des précipitations pour le calcul du bilan hydrique</i>	146
3	ETUDE SPATIO-TEMPORELLE DES PRECIPITATIONS EN GIRONDE VITICOLE	147
3.1	<i>Méthodologie</i>	147
3.2	<i>Résultats et discussion</i>	149
4	CONCLUSIONS	168
CHAPITRE 7 BILAN HYDRIQUE.....		170
1	INTRODUCTION	170
2	METHODES	171
2.1	<i>Modèle de bilan hydrique du vignoble</i>	171
2.2	<i>Propagation d'erreurs</i>	174
3	RESULTATS ET DISCUSSION	176
3.1	<i>Propagation des erreurs de spatialisation quotidienne</i>	176
3.2	<i>Comparaison des stratégies de spatialisation du bilan hydrique de la vigne</i>	178
4	CONCLUSIONS	182
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES		185
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES		191
TABLE DES TABLEAUX		205
TABLE DES FIGURES		207

Introduction

Le climat est une composante essentielle de l'environnement naturel dans lequel est cultivé la vigne. A l'échelle d'une région comme la Gironde viticole et pour un même cépage, on observe empiriquement des écarts importants concernant la durée du cycle végétatif de la vigne et la typicité des vins entre les différentes zones de production. De nombreux facteurs environnementaux et humains peuvent expliquer ces différences (nature du sol, climat, techniques culturales, matériel végétal ...). Une démarche de caractérisation de la variabilité des types des sols en Gironde viticole a été entreprise depuis plusieurs années. En revanche, peu de travaux ont cherché à caractériser la variabilité spatiale du climat de cette région en vue d'évaluer la contribution de ce facteur environnemental aux variations observées sur la cinétique de développement de la vigne et sur la maturation du raisin. C'est dans ce cadre que s'inscrit le présent travail.

Contexte de l'étude

Variabilité climatique en Gironde viticole

Une étude préliminaire sur la variabilité spatiale et temporelle du climat en Gironde viticole a été menée en 2002 (Bois, 2002).

Elle était basée sur l'analyse de données de cumuls de pluie et de températures minimales et maximales décennales de la période 1994-2001, enregistrées par 39 stations climatiques situées en zone viticole. L'étude a été réalisée sur des moyennes climatiques et agroclimatiques calculées pour 8 petites régions viticoles : Médoc, Haut-Médoc, Blayais, Libournais, Pessac-Léognan, Entre-Deux-Mers Est, Entre-Deux-Mers ouest et Sauternais (figure 1.1).

L'étude des sommes thermiques en base 10°C et des cumuls de précipitations durant la période de croissance de la vigne et de maturation du raisin a mené aux conclusions suivantes :

- La variabilité interannuelle est supérieure à la variabilité spatiale du climat bordelais (figure 1.2).
- La variabilité à l'intérieur des régions pré-délimitées (zonage *a priori*) était souvent supérieure à la variabilité climatique entre les régions (figure 1.2). Seules les régions aux climats les plus « extrêmes » ont pu être distinguées des autres.
- La région du Médoc septentrional (nommée Médoc) est caractérisée par des sommes thermiques plus basses en comparaison avec le reste du département. A l'opposé, la région marquée par les sommes thermiques les plus hautes est la région de Pessac-Léognan. Le Libournais est caractérisé par des nuits fraîches et une grande amplitude thermique au mois de septembre, alors que les régions Haut-Médoc et Entre-Deux-Mers ouest sont marquées par de faibles amplitudes thermiques pendant la même période.
- Concernant le régime des pluies, la région de Pessac-Léognan s'est démarquée comme la région la plus arrosée, et celle de l'Entre-Deux-Mers tend à recevoir les plus faibles cumuls de pluie
- On observe un écart maximum de 123°C.J entre régions viticoles, pour la moyenne des sommes de températures du 1^{er} janvier au 30 septembre, sur la période 1994-2001.

L'écart maximum pour les cumuls de pluie moyens du 1^{er} janvier au 30 septembre, sur la même période, est de 83 mm.

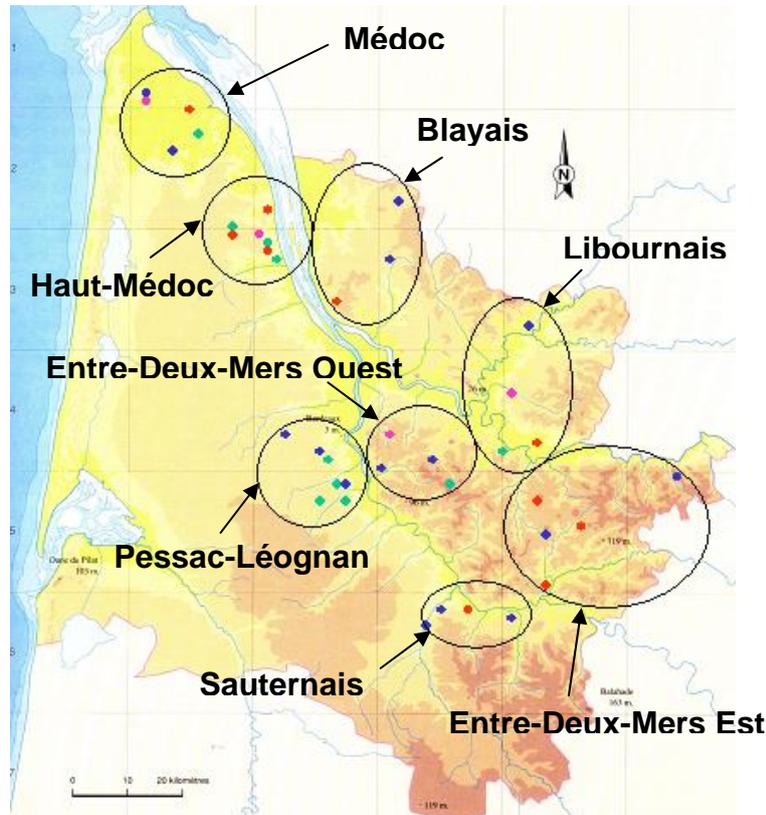


Figure 1.1 : Regroupement des 39 stations climatiques utilisées pour l'étude préliminaire de la variabilité spatio-temporelle du climat en Gironde viticole (Bois, 2002)

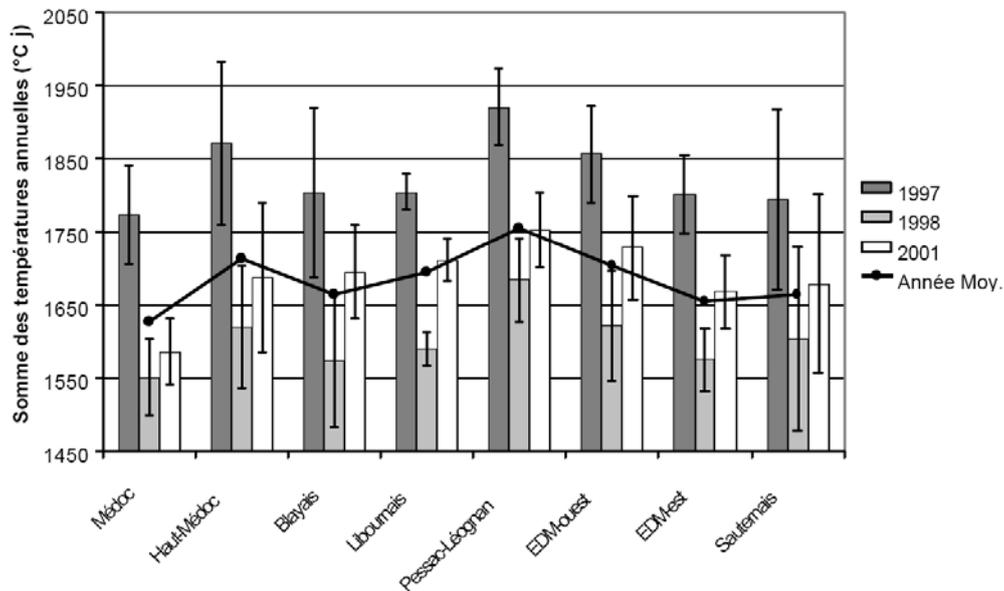


Figure 1.2 : Sommes des températures du 1^{er} janvier au 31 décembre, pour 8 régions viticoles du Bordelais. Les barres d'erreurs correspondent aux écart-types intra-régionaux (Bois, 2002)

Avancées technologiques et méthodologiques pour l'étude spatiale du climat

Depuis la moitié du XX^{ème} siècle, des avancées technologiques considérables ont permis le développement d'outils de mesure spatiale des éléments du climat, basés sur la télédétection et la prévision météorologique. Le rayonnement solaire, les températures de surface, l'humidité de l'air et les précipitations peuvent être estimés à partir de l'analyse d'images satellite, avec dans certains cas un historique désormais suffisamment long pour caractériser des tendances spatiales récurrentes en climatologie sur de grandes superficies (Negri et Adler, 1993 ; Choudhury, 1997 ; Rigollier *et al.*, 2000 ; Flores Tovar et Baldasano, 2001 ; Struzik, 2001 ; Mendoza *et al.*, 2002 ; Pinker *et al.*, 2005 ; Gu *et al.*, 2007). La télédétection par radar hydrométéorologique fournit des mesures de précipitation sur des surfaces plus réduites mais avec une résolution plus fine, et permet d'apporter de l'information complémentaire dans l'étude des champs de pluie (Atlas *et al.*, 1997 ; Meischner *et al.*, 1997 ; Matsoukas *et al.*, 1999 ; Sempere-Torres *et al.*, 2000). Les modèles de prévisions météorologiques sont revalidés et recalibrés en continu, ce qui produit des séries de données rétrospectives, désormais suffisamment longues pour être utilisées pour l'étude de la variabilité spatiale du climat (Kalnay *et al.*, 1996 ; Gulev *et al.*, 2002 ; Mesinger *et al.*, 2006).

Par ailleurs, le développement de stations climatiques automatiques a conduit à accroître la densité des réseaux de mesures climatiques au sol. D'autre part, l'étude de la variabilité spatiale du climat à partir de telles données a été considérablement améliorée grâce à l'apparition, dans les années 60 des géostatistiques (Matheron, 1965), qui ont depuis largement été appliquées à l'analyse de la structure spatiale et à l'interpolation des températures et des précipitations (Holdaway, 1996 ; Goovaerts, 2000 ; Kyriakidis *et al.*, 2001 ; Miniscloux *et al.*, 2001 ; Benavides *et al.*,).

L'évolution de l'outil informatique, offrant la possibilité de gérer des volumes de données croissants, a permis le développement de bases de données spatiales, sous la forme de Systèmes d'Information Géographique (SIG). Les SIG permettent entre autres de quantifier et de localiser les éléments topographiques, et leur couplage à des processus d'interpolation spatiale conduit à améliorer la précision de la cartographie des éléments du climat (Burrough, 2001 ; Jarvis et Stuart, 2001 ; Gyalistras, 2003 ; Joly *et al.*, 2003 ; Jones *et al.*, 2004 ; Huld *et al.*, 2005).

Ces différentes avancées technologiques et méthodologiques permettent aujourd'hui d'analyser la variabilité spatiale du climat à une résolution plus fine.

Problématique et objectifs

Le climat joue un rôle déterminant pour la cinétique de croissance de la vigne et la maturation du raisin (Pouget, 1968 ; Buttrose, 1969 ; Buttrose *et al.*, 1971 ; Duteau et Seguin, 1977 ; Matthews et Anderson, 1988 ; Gladstones, 1992 ; Dreier *et al.*, 2000 ; Bergqvist *et al.*, 2001 ; Lebon *et al.*, 2004 ; Van Leeuwen *et al.*, 2004 ; Gachons *et al.*, 2005 ; Koundouras *et al.*, 2006). Cependant, sa contribution aux écarts observés concernant ces deux aspects agronomiques au sein d'une même région viticole est délicate à mettre en évidence, car la variabilité spatiale du climat est réduite à méso-échelle, en comparaison avec celle observée à petite échelle ou avec la variabilité interannuelle. Par ailleurs, elle est sous la dépendance des facteurs locaux (Oke, 1978 ; Guyot, 1997).

Au sein de la Gironde viticole, les écarts climatiques constatés entre les différentes zones de production ne sont pas négligeables, mais les forts écart-types observés au sein d'une même zone conduisent à adopter une approche plus fine dans l'étude de la variabilité spatiale du climat, en s'appuyant sur les évolutions méthodologiques et technologiques plus ou moins récentes en climatologie.

Cette thèse vise à répondre à la problématique suivante :

Peut-on, à méso-échelle, cartographier de manière pertinente les principales variables climatiques qui influencent le développement de la vigne et la maturation du raisin ?

La région d'étude choisie pour répondre à cette question est la Gironde viticole. L'approche suivie a été élaborée pour parvenir à trois principaux objectifs :

- Définir une méthodologie cartographique pour chacune des variables climatiques et agroclimatiques retenues ;
- Pour chaque variable, évaluer la précision du processus de spatialisation en comparaison avec la variabilité spatio-temporelle observée ;
- Caractériser la variabilité spatiale du climat en Gironde viticole, et évaluer ses conséquences sur le développement de la vigne et la maturation du raisin.

La stratégie suivie pour répondre à ces objectifs a été de (1) s'appuyer sur des données quotidiennes dont l'échelle de temps est pertinente pour les modèles agroclimatiques, (2) compléter l'information provenant des stations météorologiques en mettant à profit des données intrinsèquement spatialisées (télédétection et information géographique), (3) viser à une résolution fine des sorties, afin de d'établir le lien entre l'échelle de la région et l'échelle de la parcelle.

Ce mémoire de thèse est organisé en 7 chapitres.

Le premier chapitre consiste à établir une méthodologie en s'appuyant sur l'analyse bibliographique des travaux de zonages agroclimatiques viticoles et des techniques de spatialisation du climat.

Le deuxième chapitre présente la région d'étude, les principales données climatologiques, géographiques et agronomiques utilisées dans le cadre de la thèse.

Les cinq chapitres suivants présentent la méthodologie et les résultats obtenus dans le processus de cartographie et de caractérisation de la variabilité spatiale en Gironde viticole des cinq ensembles de variables climatiques et agroclimatiques jouant un rôle déterminant sur le développement de la vigne et la maturation du raisin :

- Les températures minimales et maximales, utilisées pour le calcul de sommes de température (chapitre 3) ;
- Le rayonnement global (chapitre 4) ;
- L'évapotranspiration potentielle (chapitre 5) ;
- Les cumuls de précipitations (chapitre 6) ;
- Le bilan hydrique de la vigne. (chapitre 7).

Chapitre 1

Etude bibliographique : Zonages agroclimatiques viticoles et spatialisation du climat

1 Les zonages agroclimatiques viticoles

Le développement des organismes vivants est largement dépendant des conditions climatiques au sein desquelles ils évoluent. Les mécanismes de formation du climat à différentes échelles, ainsi que la variabilité spatiale et temporelle des éléments du climat sont donc essentiels en agronomie.

Le zonage agroclimatologique est souvent utilisé pour caractériser le potentiel de production agricole d'une région (Amerine et Winkler, 1944 ; Riou, 1994 ; Harrison *et al.*, 2000 ; Caldiz *et al.*, 2002 ; Geerts *et al.*, 2006). L'analyse de la variabilité spatiale du climat en agronomie permet également d'évaluer les risques phytosanitaires liés au potentiel de développement de parasites (Jarvis *et al.*, 2003 ; van Staden *et al.*, 2004).

1.1 Objectifs et intérêt des zonages agroclimatiques en viticulture

Parmi les facteurs intervenant dans la typicité des vins, on retrouve le climat, le sol, les cépages et porte-greffes utilisés, les pratiques culturales et œnologiques. On utilise la notion de « terroir » pour désigner cet ensemble de facteurs. Parmi ces différents éléments du terroir, les variations climatiques interannuelles jouent un rôle déterminant (Gladstones, 1992 ; Van Leeuwen *et al.*, 2004). Ces observations mènent à penser que des variations climatiques similaires, mais cette fois au niveau spatial (pour une même année), devraient entraîner également des différences sur le comportement de la vigne et la typicité des vins, même si ces différences se superposent à celles causées par d'autres facteurs (sol, cépage, porte-greffe, etc.).

La grande majorité des travaux concernant l'étude spatiale et temporelle du climat en viticulture s'appuient sur l'utilisation d'indices agroclimatiques, qui visent à traduire plus directement l'effet du climat sur le développement de la vigne et la maturation du raisin. La construction de ces indices est basée sur les effets constatés des éléments du climat sur le cycle végétatif et reproducteur de la vigne, brièvement rappelés ici :

- La **température** joue, comme pour tous les végétaux, un rôle déterminant sur la croissance et le développement de la vigne. En hiver, la levée de dormance des bourgeons est activée en réponse à une période de jours froids, 7 jours avec une température inférieure à 10°C selon Pouget (1972). Après cette phase, la température de l'air va influencer sur la croissance des bourgeons, puis des rameaux, sur la vitesse d'apparitions des feuilles et la durée des stades phénologiques (Buttrose et Hale, 1973 ; Pouget, 1988 ; Lebon *et al.*, 2004). Durant la maturation du raisin, les températures élevées vont favoriser la dégradation de l'acide malique (Kliewer, 1977). L'effet sur l'accumulation en sucre est différent selon les cépages, et dépend de l'éclairement (Buttrose *et al.*, 1971 ; Kliewer, 1977). On note, pour des températures très élevées, une allocation préférentielle des sucres vers les organes de réserve, au dépend des

baies (Sepulveda et Kliewer, 1986). La température de l'air modifie enfin les composés aromatiques des raisins (Lacey *et al.*, 1991). Par ailleurs la température de l'air conditionne en partie la demande évaporative de l'atmosphère, et va influencer la transpiration de la vigne.

- L'**éclairage** conditionne bien évidemment l'activité photosynthétique de la vigne et induit généralement une augmentation de la production de biomasse (Buttrose, 1969 ; Grechi *et al.*, 2007). La fertilité de bourgeons augmente avec l'intensité lumineuse (Sanchez et Dokoozlian, 2005). Les effets de l'éclairage sur la maturation du raisin ont été l'objet de nombreuses études, dont les résultats, parfois contradictoires, soulignent la difficulté en plein champ de séparer les effets thermiques des effets de l'intensité lumineuse reçue (Crippen et Morrison, 1986 ; Schultz *et al.*, 1996 ; Bergqvist *et al.*, 2001). Les conclusions diffèrent selon les conditions expérimentales initiales dans lesquelles sont menées les études. Les études s'accordent cependant sur l'effet positif de l'éclairage sur la dégradation de l'acide malique (Kliewer et Lider, 1968 ; Dokoozlian et Kliewer, 1996 ; Spayd *et al.*, 2002). Notons enfin le rôle déterminant du rayonnement incident sur le bilan énergétique, et sur l'évapotranspiration potentielle (Priestley et Taylor, 1972).
- La **pluie** joue un rôle indirect sur le développement végétatif et sur la maturation du raisin, en déterminant le **régime hydrique de la vigne**, via la réserve en eau du sol. La croissance va être limitée en situation de déficit hydrique (Matthews *et al.*, 1987 ; Van Leeuwen et Seguin, 1994 ; Dry et Loveys, 1999 ; Murisier et Zufferey, 2004). Les études réalisées sur l'état hydrique de la vigne montrent le rôle positif d'un déficit hydrique modéré sur l'accumulation en sucres, en polyphénols, la dégradation de l'acide malique, la production de baies de taille réduite et la diminution du rendement (Matthews et Anderson, 1988 ; Matthews et Anderson, 1989 ; Tregoat *et al.*, 2002 ; Van Leeuwen *et al.*, 2004). Notons que la tolérance au déficit hydrique dépend du cépage, du porte-greffe et son effet peut être négatif sur le potentiel aromatique de raisins blancs (Schultz, 2003 ; Peyrot des Gachons *et al.*, 2005 ; Sousa *et al.*, 2006).

1.2 Indices et zonages agroclimatiques

Avant d'étudier les différentes approches de zonages agroclimatiques, il est nécessaire de revenir sur la notion de climat et d'échelle en climatologie. Cette dernière est essentielle, car elle détermine l'approche méthodologique à employer, qui varie selon l'échelle spatiale et temporelle choisies.

1.2.1 Climatologie

Une définition complète de la climatologie est donnée par Hufty (2001) :

« La climatologie est l'étude des échanges énergétiques et hydriques entre la surface de la terre et l'atmosphère (climatologie physique ou climatonomie) combinée avec la fréquence et la succession d'évènements météorologiques (climatologie statistique et climatologie dynamique), dont l'action influence directement ou indirectement l'existence des êtres qui y sont soumis (climatologie appliquée, surtout bioclimatologie). »

Notre étude s'intéresse à la deuxième partie de cette définition, à savoir la climatologie statistique et la climatologie appliquée.

La climatologie statistique peut être évaluée par deux approches distinctes (Hufty, 2001) :

- Une approche analytique, qui définit le climat local comme l'état moyen des éléments de l'atmosphère au-dessus d'un lieu, pour une période suffisamment longue. Cette

approche introduit la notion de normales (moyennes sur une période longue, typiquement 30 ans).

- Une approche synoptique, pour laquelle la série d'états de l'atmosphère au dessus d'un lieu, dans leur succession habituelle, constitue le climat local. Cette approche s'appuie sur l'étude fréquentielle des types de temps, caractérisés par les champs de pression atmosphérique (dépressions et anticyclones) et les types de masses d'air.

L'étude du climat se rattache à un lieu précis, de taille variable (l'intégralité de la surface de la terre pour le physicien de l'atmosphère jusqu'à l'organe d'un végétal, pour le bioclimatologue). On peut cependant associer plusieurs lieux dont les caractéristiques climatiques sont similaires pour définir un climat régional.

1.2.2 Notion d'échelle en climatologie

Comme dans toutes les disciplines scientifiques, les enjeux et les méthodes de travail en climatologie dépendent de l'échelle (spatiale ou temporelle) considérée. Bien souvent, les échelles temporelles et spatiales sont liées. Un travail à petite échelle spatiale (grandes superficies) sera généralement associé à l'étude de variation temporelle à pas de temps élevé. L'échelle de travail détermine la taille de l'échantillon, et il est naturel que lorsque la surface étudiée augmente, le pas de temps augmente conjointement, afin de conserver un coût expérimental similaire à celui associé à des travaux concernant une surface plus petite, avec un pas de temps réduit.

Choisnel (1984) définit plusieurs échelles en climatologie :

- L'échelle du microclimat (100 m)
- L'échelle du topoclimat (10 km)
- L'échelle du climat régional (100 km)

Comme aucun des phénomènes atmosphériques qui définissent le climat ne suivent des variations discrètes en fonction de dimensions spatiales, il est naturel que la classification d'échelles spatiales du climat varie en fonction des auteurs. Oke (1978) propose un consensus avec quatre niveaux d'échelles :

- La micro-échelle (de 10 cm à 1 km)
- L'échelle locale (de 100 m à 50 km)
- La méso-échelle (de 10 km à 500 km)
- La macro-échelle (de 100 km à 100.000 km)

Cette classification semble plus satisfaisante que celle de Choisnel, puisqu'elle propose la notion de chevauchement entre les différents niveaux d'étude, ce qui est plus conforme à la réalité.

En fonction de l'échelle d'étude, la variation dans l'espace des phénomènes climatiques va dépendre davantage de certains paramètres que d'autres. Ainsi, l'étude spatiale du climat à l'échelle macroclimatique s'attache davantage aux phénomènes synoptiques, tels que les variations de champs de pression atmosphérique et les masses d'air, en intégrant l'interaction de ces derniers avec des éléments géographiques importants, comme les masses d'eau (océans, mers et grands lacs) et les éléments orographiques suffisamment important (chaînes de montagne). A l'échelle mésoclimatique (ou échelle du climat régional, selon Choisnel), on s'intéressera aux mêmes phénomènes, mais avec une attention plus grande concernant les éléments du relief (grandes vallées, rugosité du relief) et la distance aux masses d'eau (continentalité). A l'échelle microclimatique et à l'échelle locale, on va davantage s'intéresser aux effets locaux qui vont induire des variations climatiques au sein de la couche limite : variation du relief (même faibles), masses d'eau (y compris rivières et lacs), occupation du sol (milieux urbains, forêts, etc.) et nature du sol.

Toutefois, les récents progrès en informatique permettent de plus en plus d'intégrer les informations des différents niveaux d'échelle pour arriver à une étude plus fine de la variabilité spatiale et temporelle du climat. Ainsi, les récents modèles de prédictions des services météorologiques tendent à intégrer un nombre croissant d'éléments topographiques locaux pour étudier les possibles évolutions du temps qu'il fait à l'échelle d'un pays.

A l'inverse, des études de la variabilité spatiale d'éléments du climat à méso-échelle intègrent des paramètres synoptiques, tels que les profils de circulation atmosphérique (Courault et Monestiez, 1999).

Le niveau d'échelle de notre étude est l'échelle mésoclimatique (pas spatial à la limite de l'échelle topoclimatique et l'échelle régionale, selon la classification de Choissnel), puisque le vignoble Bordelais s'étend sur une distance maximale d'environ 130 km.

1.2.3 Zonages agroclimatiques viticoles réalisés

Des zonages agroclimatiques ont été réalisés dans plusieurs régions viticoles du monde. Ils s'appuient en général sur des indices agroclimatiques.

1.2.3.1 Zonages à l'échelle macroclimatique

Le premier travail de zonage agroclimatique viticole a été mené par Angot (1885, cité par Galet, 2000). Il s'est appuyé sur les sommes de températures en base 9°C pour caractériser les différents départements viticoles français. Amerine et Winkler (1944) ont réalisé un zonage de la Californie basé sur les sommes de température en base 10 du 1^{er} avril au 30 octobre. Branas (1974) a adapté dès 1946 l'indice de Geslin pour définir la limite septentrionale de culture de la vigne, en s'appuyant sur la durée du jour et la température de l'air. Le produit heliothermique de Branas est le millionième (10^{-6}) du produit entre les sommes de températures en base 10°C durant une période dite « favorable » (entre mars-avril et octobre – novembre, selon les cépages et les vignobles) et la durée du jour en heures durant cette période. Un indice similaire a été développé par Huglin (1978) pour caractériser la teneur en sucre des raisins à maturité, en fonction de la température. Son raisonnement est basé sur le fait que les températures moyennes seules ne peuvent pas rendre compte l'activité photosynthétique de la plante, et qu'il faut prendre compte des conditions thermiques durant la période journalière où la photosynthèse a effectivement lieu. L'estimation de ces conditions est réalisée par la somme des moyennes entre de la température quotidienne moyenne (T_m) et de la température quotidienne maximale (T_x), pour la période allant du 1^{er} avril au 30 septembre (pour l'hémisphère nord), multipliée par un facteur empirique basé sur la latitude du lieu de calcul. L'indice héliothermique d'Huglin a été utilisé pour établir une classification climatique multicritère des différents vignobles mondiaux (Tonietto et Carbonneau, 2004). Cette classification s'appuie sur deux indices supplémentaires : un indice de sécheresse, issu d'un bilan hydrique mensuel simplifié, et un indice de « fraîcheur des nuits », qui correspond à la moyenne des températures minimales quotidiennes durant le mois précédent la récolte. Ce dernier indice vise à évoquer l'impact supposé favorable des nuits fraîches sur la teneur en anthocyanes et le potentiel aromatique des raisins.

De la même manière, Gladstones (1992) s'est intéressé aux caractéristiques climatiques de nombreuses régions de pays viticoles. Divers indicateurs climatiques durant les mois de végétation sont résumés dans des tableaux de synthèse : températures mensuelles minimale, moyenne et maximale, variabilité journalière de la température, somme des températures, heures d'ensoleillement, jours de pluie, cumul des précipitations et humidité relative mensuelle moyenne. Il propose également des températures d'ajustements en fonction des caractéristiques géographiques (altitude, latitude, proximité de l'océan) et pédologiques pouvant influencer le climat.

1.2.3.2 Zonages à l'échelle mésoclimatique

De nombreuses études concernant la variabilité spatiale agroclimatique à méso-échelle ont été menées. Elles n'aboutissent pas forcément à un zonage agroclimatique. Bonnardot (1996) s'est intéressée au climat des vignobles de Bourgogne orientale, mais n'a pas réalisé une caractérisation poussée de la variabilité spatiale qui existe au sein de cette région, en dépit d'une analyse agroclimatique pertinente.

Un zonage des potentialités viticoles de l'Aude a été réalisé par Astruc *et al.*, (1980) en utilisant des critères climatiques et édaphiques. Les critères climatiques retenus sont divers : température, pluviométrie, ensoleillement, évaporation. Une cartographie a été établie à partir de la définition de grands types de climats : climat méditerranéen strict et climat de transition, sous influence méditerranéenne dominante ou sous influence océanique dominante. La délimitation des différentes entités climatiques a été effectuée empiriquement, notamment en se basant sur la végétation spontanée.

Vaudour *et al.* (1998) et Jacquet et Morlat (1997) ont réalisé des caractérisations de la variabilité spatiale du climat basées sur des indices paysagers, visant à traduire l'impact des caractéristiques topographiques locales sur le climat. L'influence de la topographie sur le climat a été étudiée dans le vignoble alsacien (Dumas *et al.*, 1997), en confrontant les enregistrements climatiques sur trois années aux caractéristiques géographiques globales (altitude, position géomorphologique, orientation, indice d'ouverture de paysage, type de paysage). Cette étude souligne l'effet de l'ouverture du paysage sur la vitesse du vent.

L'impact de la variabilité climatique induite par les phénomènes de brise de mer sur les vignobles sud-africains du Stellenbosch a été étudiée en s'appuyant sur des modèles de circulation atmosphérique (Bonnardot *et al.*, 2002).

Cinq études agroclimatiques se sont appuyées sur la cartographie à haute résolution des variables climatiques afin d'aboutir à un zonage précis :

- Jones *et al.* (2004) ont utilisé les températures minimales de l'air et l'indice de Winkler (somme des températures en base 10°C, d'avril à octobre), comme outil de caractérisation du climat local, en Oregon (USA). L'interpolation des températures quotidiennes a été réalisée au moyen du modèle PRISM (Daly *et al.*, 1994).
- Une carte d'un indice agroclimatique dans les vignobles du Vaudois (Suisse) a été établie en combinant le rayonnement solaire potentiel incident (calculé à partir des relations géométriques entre la pente et l'exposition du terrain et le rayonnement direct), le gradient thermique potentiel en fonction de l'altitude, et la protection du relief contre les vents dominants (Murisier et Zufferey, 2004). Ce zonage s'est appuyé également sur l'interpolation des précipitations par la méthode des plus proches voisins (polygones de Thiessen).
- Bindi et Maselli (2001) ont dressé des cartes pour la Toscane de sorties d'un modèle de croissance et de maturation du raisin, à partir des données climatiques. La date de débourrement, la date de maturation, la teneur en matière sèche, la teneur en sucre et l'acidité totale des raisins à maturité ont été interpolées en s'appuyant sur des modèles complexes intégrant à la fois les sorties de modèle calculées à 67 stations climatiques, des données topographiques (modèle numérique de terrain, résolution de 1,1 km) et des images satellites (indice de végétation et infrarouge thermique, satellite NOAA/AVHRR).
- Une carte des risques de gelées en Champagne a été dressée en interpolant des données de température minimale de l'air à l'aide de co-variables environnementales (occupation des sols et relief, Madelin et Beltrando, 2005).
- Failla *et al.* (2004) ont réalisé un zonage agroclimatique de la région de Valtellina (Italie), s'appuyant essentiellement sur l'altitude et le rayonnement solaire potentiel

incident (exprimé en PPAR, *potential photosynthetically active radiation*), modélisé à partir d'un modèle géométrique basé sur la course du soleil et le relief. Cette étude met en évidence l'effet du relief sur le développement de la vigne et sur la maturation du raisin en zone de montagne. Le zonage a fait l'objet d'une validation partielle en comparant les mesures sur la phénologie de la vigne et la maturation du raisin avec les caractéristiques topoclimatiques.

Nous retiendrons les conclusions suivantes de l'analyse bibliographique des travaux réalisés dans le cadre de l'étude de la variabilité climatique régionale en viticulture:

- L'étude de la variabilité spatiale du climat fait appel à des indices agroclimatiques variés, essentiellement basés sur le concept de degrés.jours.
- Peu d'études proposent une analyse spatiale du climat à haute résolution basée sur les techniques d'interpolation spatiale.
- Les approches basées sur la spatialisation de variables climatiques ne font presque jamais l'objet d'une validation des résultats en comparant le zonage obtenu avec des observations à la parcelle (à l'exception des travaux de Failla *et al.*, 2004 et Murisier et Zufferey, 2004).
- La comparaison de différentes méthodes de spatialisation des indices agroclimatiques viticoles ainsi que l'incidence des incertitudes induites par les processus de spatialisation sur la précision des zonages réalisés sont rarement abordés.

1.3 Choix d'indices pour étudier la variabilité spatiale agroclimatique en Gironde viticole

La température de l'air et le régime hydrique sont des facteurs déterminants du développement de la vigne et de la maturation du raisin. Le régime hydrique dépend largement des précipitations, mais également de l'évapotranspiration potentielle. Il peut être traduit par des indices de déficit hydrique comme la teneur en eau du sol accessible à la vigne (FTSW, pour *Fraction of Transpirable Soil Water*), calculés à partir de modèles de bilan hydrique opérationnels du vignoble (Pellegrino *et al.*, 2006).

Nous choisissons donc d'établir des cartes de sommes de température et d'indicateurs de l'état hydrique de la vigne (issus d'un modèle de bilan hydrique), afin de mettre en évidence les hétérogénéités spatiales du climat en Gironde viticole.

2 Spatialisation du climat

L'établissement de cartes d'indices agroclimatiques nécessite de prévoir en tout point de l'espace la valeur de ces indices. On parle alors de « spatialisation » du climat, définie récemment à l'occasion du COST 719 sur l'utilisation des Systèmes d'Information Géographiques (SIG) en climatologie et en météorologie (Tveito, 2007):

« Ensemble de méthodes décrivant l'interdépendance de données voisines dans un jeu de données, dans un système de coordonnées typiquement cartésien ».

La spatialisation du climat consiste le plus souvent à estimer en tout point de l'espace un phénomène climatique, à partir de mesures ponctuelles (interpolation) ou exhaustives (télédétection) ou encore en modélisant l'occurrence de ce phénomène (modèles de prédictions météorologiques). La définition du terme « spatialisation » est proche du terme « cartographie ». En réalité, le terme « spatialisation » ne se limite pas à désigner le processus d'établissement d'une carte. Il indique également le post-traitement qui peut en être fait, via notamment l'utilisation de SIG.

La spatialisation des variables climatiques peut être réalisée en utilisant différentes sources de données. Les trois principales techniques de spatialisation, leurs avantages et leurs inconvénients sont présentés ici.

2.1 Interpolation des variables climatiques

L'interpolation spatiale des éléments du climat s'applique typiquement aux mesures ponctuelles de variables climatiques, telles que la pluie ou la température de l'air.

Les techniques d'interpolation spatiale des données sont nombreuses. Elles peuvent être classifiées en trois groupes : les méthodes déterministes, probabilistes (stochastiques) et mixtes.

2.1.1 Méthodes déterministes d'interpolation

On distingue quatre types majeurs de méthodes déterministes.

2.1.1.1 Tendances

Les tendances sont des interpolations simples, réalisées avec des fonctions usuelles (polynômes de degrés croissants dans l'espace \mathcal{R}^2 , fonctions simples et suffisamment lisses à deux dimensions). On calcule des critères d'ajustement comme le critère des moindres carrés ou des moindres carrés pondérés (Somme de Carrés Résiduels). Les techniques à mettre en œuvre sont classiquement les techniques de régressions linéaires (bien que ce terme ne soit pas approprié, comme le rappellent Monestiez et Goulard, 1989, car les hypothèses du modèle statistique ne sont pas vérifiées) ou non-linéaire selon la forme du modèle.

2.1.1.2 Méthodes gravitaires basées sur la distance aux points de mesure

Ces méthodes sont souvent désignées dans la littérature par l'acronyme *IDW* ou *IDWA* (pour Inverse Distance Weighted Averaging). Ce dernier acronyme est utilisé ici pour désigner cet ensemble de méthodes.

Ces méthodes se basent sur le principe que, pour une même variable, l'influence relative d'un point d'observation diminue avec la distance qui le sépare du point de l'espace dont on veut estimer la valeur. On calcule la moyenne des mesures des points d'observations environnants

(stations climatiques, dans notre cas), avec un poids plus important donné aux points les plus proches. La valeur prédite pour un point de l'espace est :

$$Z = \frac{\left[\sum_{i=1}^N \frac{Z_i}{d_i^k} \right]}{\left[\sum_{i=1}^N \frac{1}{d_i^k} \right]} \quad (1)$$

où Z est la variable estimée, Z_i est la valeur connue au point de mesure i , d est la distance entre le point de valeur inconnue et le point de mesure i , N est le nombre de sites utilisés pour l'interpolation, et k est la puissance à laquelle est élevée la distance. Dans la plupart des cas, $k=2$. Toutefois, il peut-être pertinent d'utiliser d'autres valeurs de k , en fonction du pas de temps étudié. Il semble que pour la pluie, notamment, la meilleure valeur de k varie de 2 à 3,5 pour les cumuls horaires et inférieur à 1,5 pour les cumuls annuels (Dirks *et al.*, 1998).

Les méthodes *IDWA* sont aisées à mettre en œuvre et peuvent fournir de bons résultats (en comparaison à d'autres méthodes, plus élaborées, comme le krigeage) pour l'interpolation de champs pluviométriques (spatialisation de cumul de précipitations) lorsque le nombre de points de mesure est peu élevé : à petite échelle, comme pour l'interpolation de normales dans la forêt boréale canadienne avec 32 stations climatiques sur environ 800.000 km² (Nalder et Wein, 1998), ou à grande échelle, pour l'interpolation de données de pluie à partir de 15 stations sur l'île de Norfolk (Océan Pacifique, 35 km²) (Dirks *et al.*, 1998).

D'autres méthodes gravitaires en fonction de la distance au point d'interpolation existent, avec des fonctions plus élaborées que l'inverse de la distance, telles que les méthodes de Barnes et de Cressman (Xia *et al.*, 1999). Elles semblent plus pertinentes pour l'interpolation de la vitesse du vent ou des précipitations que pour l'interpolation de la température (Xia *et al.*, 2001).

2.1.1.3 Splines en plaque mince

Une spline polynomiale d'ordre r (où r est un entier) est une fonction f dans un intervalle $[a,b]$, ayant pour nœuds un nombre n de points z_1, \dots, z_k définis (en pratique, des données expérimentales), et telle que :

- f est continûment dérivable jusqu'à l'ordre $r-2$ (si $r \geq 2$)
- la restriction de f aux intervalles inter-nœuds $[a, z_1], \dots, [z_i, z_{i+1}], \dots, [z_n, b]$ coïncide avec un polynôme de degré inférieur ou égal à $r-1$.

Une spline constitue donc un ensemble de fonctions, noté $Sr(z_1, \dots, z_n)$. Il contient l'ensemble des polynômes de degré inférieur ou égal à $r-1$. Pour $r = 2$, une spline d'ordre 2 est donc une fonction continue et linéaire par morceaux. Les splines les plus fréquemment utilisées sont les splines d'ordre 4 dites splines cubiques (car le degré du polynôme correspondant est $r-1=3$).

Les splines en plaques minces sont l'analogie bi-dimensionnel des splines cubiques à une dimension. Elles assurent la minimisation du rayon de courbure dans tout l'espace, et peuvent être considérée comme l'équivalent mathématique de l'adaptation d'une longue règle flexible à une série de points de repères.

Le modèle général de l'application des splines en plaque mince pour l'interpolation des variables climatiques est donné par :

$$z_i = f(x_i) + \varepsilon_i \quad (2)$$

où x_i représente les coordonnées dans l'espace (typiquement la latitude, la longitude et éventuellement l'altitude) du point d'estimation i de la variable climatique, z_i est la valeur de la variable au point i et ε_i correspond à l'erreur aléatoire induite par les erreurs de mesure et par les déficiences du modèle de splines. On suppose que l'erreur ε_i a une matrice de covariance $V\sigma^2$ où V est une matrice positive connue de $n \times n$ dimensions, et σ^2 est généralement inconnue.

La fonction spline f est alors définie en minimisant :

$$(z - f)^T V^{-1} (z - f) + \rho J_m(f) \quad (3)$$

avec $z=(z_1, \dots, z_n)^T$, $f=(f_1, \dots, f_n)^T$, et T indique la transposition de matrice, et $f_i=f(x_i)$, et $J_m(f)$ indique la rugosité de la fonction spline f , définie par l'ordre m des dérivées partielles de f .

ρ est un nombre positif, appelé paramètre de lissage. Il est déterminé objectivement en minimisant la statistique de validation croisée, c'est à dire la variance des résidus. Cet indicateur est déterminé par validation croisée, qui consiste à retirer un point de mesure de la variable climatique interpolée du jeu de données d'interpolation et d'estimer en ce point la variable en construisant le modèle d'interpolation à partir de tous les autres points de mesure.

L'utilisation des splines en plaque mince pour l'interpolation de variables climatiques est généralement réalisée avec le modèle ANUSPLIN, développé par Hutchinson (1998). Cette méthode a été utilisée pour l'interpolation de la pluie et de la température, aux pas de temps quotidien (Guenni et Hutchinson, 1998 ; Xia *et al.*, 2001) et mensuel (Price *et al.*, 2000 ; McKenney *et al.*, 2006).

2.1.1.4 Tessellations

Ces méthodes consistent à diviser l'espace \mathbb{R}^2 en une mosaïque (appelée tessellation) sur laquelle la fonction du modèle sera définie par morceaux.

Polygones de Thiessen (tessellation de Voronoï). Cette méthode est la plus simple des interpolations, puisqu'elle attribue à tout point z la valeur du point z_i le plus proche, au sein d'un polygone, dont le centre est le point de mesure (station climatique, par exemple), et la limite est formée par la médiatrice des droites qui joignent les points entre eux (cf. figure 1.1 A). La fonction de variabilité spatiale de Z est constante dans chaque polygone et donc n'est pas continue partout sur \mathbb{R}^2 .

Triangulation de Delauney (tessellation irrégulière). Les points de mesure i sont reliés entre eux par des droites, ce qui engendre une triangulation de l'espace, à partir d'une partition de Voronoï. La fonction de variabilité Z varie à l'intérieur des triangles en fonction des valeurs z_i connues sur les trois sommets (cf. figure 1.1B).

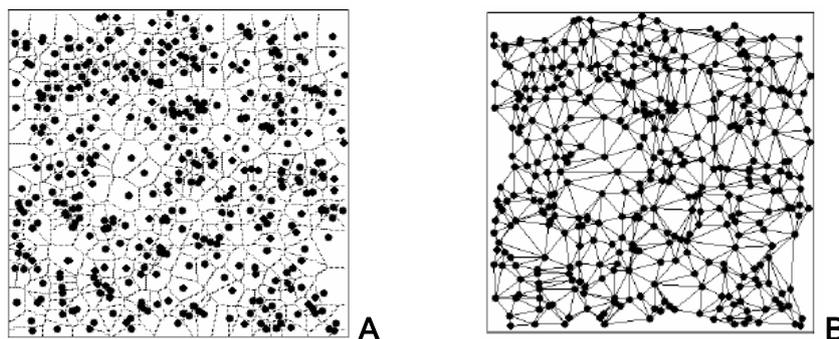


Figure 1.1 : Méthodes de tessellation ; a : Polygones de Thiessen ; b : Triangulation de Delauney ; (in : START-IHDP-IGBP, 2001)

Les tessellations, utilisées pour l'interpolation de champs de pluie au début du XX^{ème} siècle (Thiessen, 1911), sont nettement moins performantes que les méthodes développées plus récemment (Bolstad *et al.*, 1998 ; Stahl *et al.*, 2006). Notons cependant que ces méthodes possèdent les intérêts suivants :

- Elles permettent de produire des cartes « honnêtes », faisant clairement ressortir la localisation du point de mesure et la zone de prédiction qu'il couvre. Lorsque la prédiction des variables interpolées est associée à une forte incertitude, qui surpasse la variabilité locale du climat, il est préférable de représenter la variabilité spatiale d'une variable avec des tessellations qu'avec des cartes lissées par d'autres méthodes d'interpolations, qui pourraient faire apparaître des variations spatiales pas du tout vérifiées.
- Elles sont très simples à mettre en œuvre, à interpréter, et ont un coût informatique réduit (faible temps de calcul, peu d'espace disque consommé)

Les tessellations peuvent produire des interpolations de variables climatiques avec une précision similaires à celle de techniques plus complexes, lorsque le nombre de stations climatiques est très réduit (Dirks *et al.*, 1998), notamment pour des champs discontinus comme la pluie.

2.1.2 Méthodes stochastiques d'interpolation

Ces méthodes étant détaillées à plusieurs reprises dans les chapitres suivants, et notamment dans le Chapitre 6, les grands principes sont succinctement évoqués ici.

Les méthodes stochastiques d'interpolation passent par l'utilisation des champs aléatoires, c'est-à-dire d'une collection de variables ou de vecteurs aléatoires indicés généralement par un ensemble de 2 ou 3 dimensions. Il s'agit des méthodes de krigeage (développées pour la prospection minière dans les années 50) basées sur les géostatistiques pour calculer l'autocorrélation entre données ponctuelles. Dans le cas particulier des précipitations, cette technique est largement répandue (Borga et Vizzaccaro, 1997 ; Dirks *et al.*, 1998 ; Nalder et Wein, 1998 ; Campling *et al.*, 2001).

La technique du krigeage repose en grande partie sur la théorie statistique des variables aléatoires. Le krigeage utilise le semi-variogramme (communément appelé variogramme) pour assigner les poids aux points d'observation pendant le processus d'interpolation. Le semi-variogramme ($\gamma(h)$) est exprimé par l'équation :

$$\gamma(h) = \frac{\sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i+h) - Z(x_i)]^2}{2N(h)} \quad (4)$$

où, Z est la variable à interpoler $N(h)$ est le nombre de couples de points x_i où la valeur de Z est connue, séparés d'une distance h ou proche de h et (figure 1.2).

Le semi-variogramme exprime le degré de similitude des points en fonction de la distance. Il correspond à une fonction de covariance, que l'on modélise en essayant d'appliquer un modèle le plus proche possible du semi-variogramme calculé (ou variogramme expérimental, figure 1.2).

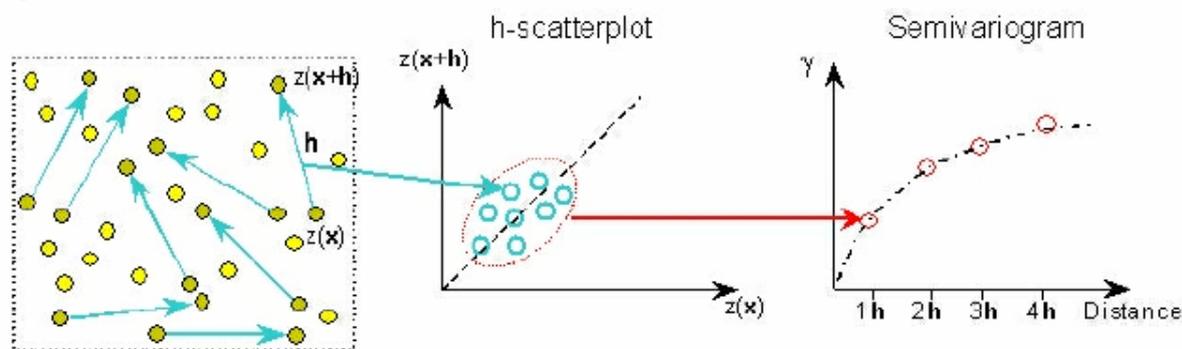


Figure 1.2 : Principe d'élaboration d'un variogramme (in : START-IHDP-IGBP, 2001)

Le krigeage estime les valeurs d'une variable à chaque point de l'espace sur la base des valeurs proches connues, en tenant compte de la structure de la covariance estimée par le variogramme.

La valeur de la variable Z au point x est donnée par l'équation :

$$Z(x) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \quad (5)$$

où λ_i est obtenu par solution du problème de minimisation des résidus pour estimer $Z(x_i)$.

Des techniques de krigeage plus complexes intègrent une variable supplémentaire comme l'altitude des points (Hevesi *et al.*, 1992 ; Hudson et Wackernagel, 1994), ou des classes de caractéristiques environnementales (Monestiez *et al.*, 2001). Il s'agit des techniques de co-krigeage (qui intègre la corrélation entre la variable à interpoler et un prédicteur) et du krigeage avec dérive externe.

2.1.3 Méthodes mixtes d'interpolation

La distribution spatiale des variables climatiques étant dépendante de l'état de l'atmosphère et affectée localement par des éléments topographiques (relief, masses d'eau, occupation des sols, etc.), plusieurs méthodes d'interpolation visent à intégrer ces éléments afin d'affiner la qualité de la prédiction de la variable climatique.

Ces méthodes consistent à normaliser le champ de la variable climatique étudiée et d'interpoler ensuite la variable normalisée. La procédure de normalisation passe par l'étude des corrélations qui existent entre co-variables environnementales et la variable climatique à spatialiser. Ceci est le plus souvent réalisé en utilisant des modèles de régression linéaire simple ou multiple, en fonction du nombre de co-variables environnementales utilisées. L'intégration des co-variables dans des modèles de splines en plaques minces est également envisageable, ou encore lors de la procédure de krigeage, en intégrant une dérive externe, pouvant être définie par une régression multiple de co-variables environnementales.

Une autre approche, plus récente, est l'utilisation de réseaux de neurones artificiels (ANN), qui consistent à optimiser l'interconnexion de sources de données diverses, par une phase d'apprentissage.

Le développement des systèmes d'information géographique (SIG) a récemment facilité l'essor de ces méthodes.

2.1.3.1 Intégration de co-variables géographiques comme éléments de pondération des données mesurées

Ces méthodes s'inspirent de la méthode de pondération par inverse de la distance, mais à la différence de cette technique, les poids attribués aux données climatiques enregistrées au données avoisinantes dépendent à la fois de la distance du point d'estimation, mais également du degré de similitude concernant des co-variables environnementales. Une des applications les plus simples de cette approche est la technique Gradient plus Inverse Distance Square (*GIDS*, Nalder et Wein, 1998), dans laquelle l'interpolation de la valeur de la variable Z est fonction de X, Y (les coordonnées spatiales) et de E (l'altitude). Une régression linéaire est établie entre ces trois variables et Z , afin d'aboutir à une pondération couplée à l'inverse des carrés des distances. On aura ainsi Z en tout point de l'espace :

$$Z = \frac{\sum_{i=1}^N \left[\frac{Z_i + (X - X_i) C_X + (Y - Y_i) C_Y + (E - E_i) C_E}{d_i^2} \right]}{\sum_{i=1}^N \frac{1}{d_i^2}} \quad (6)$$

où Z_i est la valeur de la variable Z au point de mesure i ; N le nombre de stations, X et Y sont les projections en surface plane de la longitude et de la latitude ; E est l'altitude (en mètres) ; C_X , C_Y et C_E , sont les coefficients de régression de X , Y , et E ; et d_i est la distance entre le point dont on veut estimer la valeur et le point i .

Cette méthode a été évaluée sur des normales de précipitations et de température, à petite échelle (forêt boréale canadienne, Nalder et Wein, 1998) et sur des températures quotidiennes (Colombie Britannique, Stahl *et al.*, 2006). Elle apparaît, pour les normales, plus précise que les différentes approches de krigeage.

D'autres approches plus complexes consistent à calculer des poids aux différentes stations climatiques en fonction de leur situation topographique exprimé par caractéristiques du relief (pente, altitude, exposition, rugosité, etc.) et d'autres facteurs comme la distance à la mer, voire une estimation de la hauteur de la couche limite, pour les altitudes élevées. On peut citer par exemple les méthodes PRISM (Daly *et al.*, 2002), ou encore DAYMET (Thornton *et al.*, 1997 ; Hasenauer *et al.*, 2003). Ces méthodes relativement complexes présentent l'intérêt d'estimer les précipitations quotidiennes avec une approche probabiliste de l'occurrence ou non de la pluie, basée sur la distance aux stations les plus proches.

2.1.3.2 Modèles d'interpolation basés sur des régressions multiples

Il s'agit de techniques d'interpolation consistant à établir, pour chaque situation, une régression linéaire ou polynomiale expliquant la variabilité spatiale d'un élément du climat. Cette approche est identique à la méthode d'interpolation par tendances, à la différence que les coordonnées euclidiennes (ou géographiques) ne sont pas les seuls régresseurs. On intègre comme régresseurs des co-variables environnementales. Cette méthode permet d'éliminer les tendances qui conditionnent le champ de la variable climatique. Cette approche est souvent associée à une seconde étape qui consiste à interpoler les résidus (c'est-à-dire le champ de la variable climatique, sans tendance). L'interpolation des résidus est réalisée en utilisant des méthodes telles que le krigeage (on parle alors de *detrended kriging* ou de *residual kriging*, Holdaway, 1996 ; Goovaerts, 2000 ; Stahl *et al.*, 2006) ou encore la pondération par inverse distance (*IDWA*, Jarvis et Stuart, 2001).

On peut citer à titre d'exemple, la méthode AURELHY (Benichou et Le Breton, 1987).

Cette méthode, développée par Météo-France pour l'interpolation de champs pluviométriques, consiste à définir un « paysage » environnant un point de mesure. Le « paysage » est une combinaison des vecteurs définissant diverses caractéristiques topographiques (encaissement, orientation de la pente, effet de col, etc.).

En tout point m de l'espace où la variable n'est pas mesurée, l'estimation est réalisée par régression multiple, dont les paramètres correspondent aux vecteurs du « paysage » du point m (de l'équation de régression). L'interpolation ainsi réalisée est affinée par un krigeage des résidus. La valeur de la variable P est donnée par : $P(m) = P(x_m, y_m, R_m)$ où x_m et y_m sont les coordonnées du point m ; R_m est le « paysage » du point m (ensemble de vecteurs définissant la topographie). La fonction $P(m)$ est décomposée en la somme de la fonction de régression multiple à partir des composantes du « paysage » $f(R)$ et des résidus ε .

Les composantes du paysage sont évaluées en réalisant une analyse en composantes principales sur une matrice de 11×11 points d'altitudes (extraits d'un modèle numérique de terrain) lissées autour du point à interpoler et autour des points de mesure. Les 15 premières composantes principales expliquent de manière synthétique les caractéristiques du relief. Une régression multiple est alors établie entre des 15 éléments du paysages et l'altitude. Les régresseurs sont sélectionnés par un algorithme ascendant (*stepwise regression*). Les résidus de la prédiction des champs de pluie par le modèle de régression multiple établi sont ensuite interpolés par krigeage.

Cette méthode, d'abord développée pour l'interpolation de précipitations, est aujourd'hui appliquée à la température (Gozzini *et al.*, 2000).

2.1.3.3 Sélection d'un jeu de stations climatiques en fonction de leur similarité avec le point d'interpolation : Méthode CGMS

Un important travail de production de données climatiques sur l'Europe a été réalisé en vue des prédictions des rendements agricoles. Il s'agit du projet MARS (*Monitoring Agriculture with Remote Sensing*), au sein duquel a été développé le modèle agro-météorologique CGMS (*Crop Growth Monitoring System*), qui intègre une méthode d'interpolation particulière basée sur l'attribution d'un score à chaque station climatique environnant le point auquel la variable climatique doit être interpolée, afin de ne retenir que celles dont la similarité avec le point de prédiction est suffisamment grande. La prédiction de la variable climatique s'effectue alors en moyennant les valeurs aux stations retenues, avec une pondération éventuelle en fonction de l'altitude.

Le score attribué à chaque station climatique est calculé en fonction :

- de la distance euclidienne entre la station et le point de prédiction ;
- la différence d'altitude en valeur absolue entre la station et le point de prédiction ;
- la différence de distance aux côtes (mers et océans) de la station et du point de prédiction ;
- la présence éventuelle d'une barrière climatique entre la station et le point d'interpolation.

Cette méthode s'est montrée peu performante pour l'interpolation de températures minimales quotidiennes, sous climat méditerranéen (Gozzini *et al.*, 2000).

2.1.3.4 Méthodes d'interpolation par réseaux de neurones artificiels

L'utilisation de réseaux de neurones artificiels (ANN, pour *Artificial Neural Networks*, en anglais) est relativement récente. Elle a pris son essor depuis une quinzaine d'années, et a été rarement utilisée pour l'interpolation de variables climatiques. Cette méthode reprend les principes de fonctionnement du système nerveux des êtres vivants : un réseau d'éléments unitaires (les neurones) qui transmettent une seule information, de façon plus ou moins intense. L'interconnexion des neurones permet de véhiculer une information de complexité croissante en fonction du nombre de neurones et du nombre de connexions qui les relie.

Les réseaux de neurones artificiels sont utilisés en modélisation, et notamment en modélisation des variations d'un phénomène dans l'espace. Quelques études ont porté sur l'interpolation de variables climatiques par l'utilisation d'ANN.

Il existe plusieurs types d'ANN. Nous ne présenterons ici qu'un seul type de réseau de neurones artificiels (le plus souvent utilisé) : le Multi-Layer Perceptron ou MLP (*perceptron* désignant ici « neurone artificiel »).

Cette approche consiste à construire un modèle basé sur au minimum trois couches de neurones artificiels :

- une couche d'entrée ;
- une ou plusieurs couche(s) cachée(s) ;
- une couche de sortie.

Chaque neurone de chaque couche est initialement connecté aux neurones de la couche suivante (figure 1.3).

La valeur prédite en sortie (un neurone artificiel par variable de sortie) est déterminée en fonction des couches situées en aval. Le réseau de neurones peut avoir un nombre de couches illimité, mais cela augmente considérablement la structure du réseau et les possibilités

d'interconnexions. A chaque neurone de la première couche cachée, on attribue la valeur de chaque neurone de la couche d'entrée, pondérée par un facteur (w^M_{NJ} sur la figure 1.3, où M désigne le nombre de couches cachées + 1, N désigne le nombre de neurones de la couche d'entrée, et J désigne le nombre de neurones de la première couche cachée), ainsi qu'une valeur de seuil (au delà de laquelle on active le neurone). La somme des valeurs d'entrée pondérées moins la valeur du seuil constitue la valeur d'activation du neurone. Le signal d'activation (si il est positif) est modifié par une fonction non-linéaire afin de produire une valeur de sortie. L'opération est renouvelée pour chaque couche cachée, jusqu'à la couche de sortie.

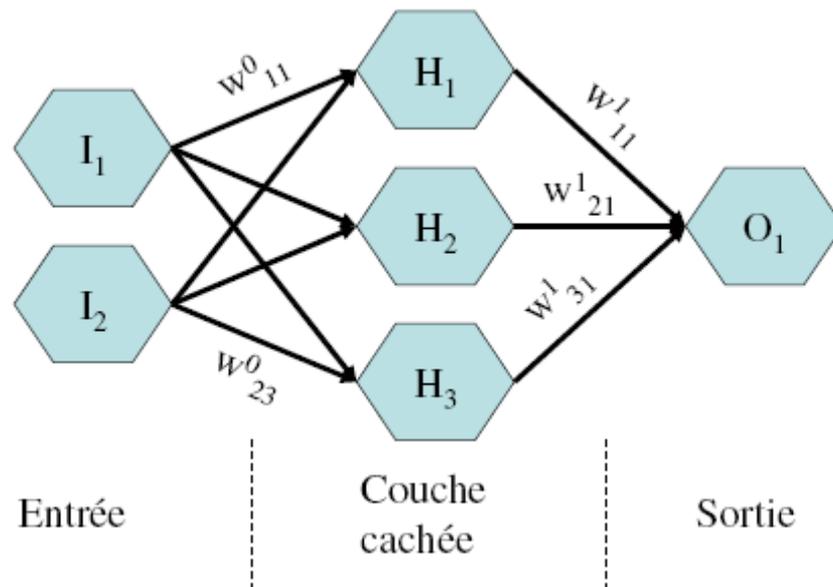


Figure 1.3 : Schéma d'un réseau de neurones artificiels (une couche cachée). Entrée à deux neurones (I_1, I_2), couche cachée à trois neurones (H_1, H_2, H_3), couche de sortie à 1 neurones (O_1). La lettre w indique le facteur de pondération appliqué à chaque connexion inter-neurone.

Les valeurs optimales des facteurs de pondération ainsi que des seuils d'activation des neurones sont déterminées à partir de valeurs initiales fixées aléatoirement, au terme d'une phase d'apprentissage (*training*), qui vise à limiter l'erreur de prédiction de la couche de sortie. Cette phase de « paramétrage » du réseau de neurone correspond donc à l'élaboration du modèle. Elle nécessite plusieurs itérations. Elle va permettre d'établir des règles d'interconnexion entre neurones artificiels pour éliminer d'éventuelles connexions entre neurones.

Une fois le réseau paramétré, on peut estimer sa précision sur un jeu de données indépendantes, pour éventuellement augmenter la complexité du réseau si les prévisions ne sont pas satisfaisantes. Une fois l'erreur de prédiction jugée suffisamment basse, il suffit d'utiliser le modèle d'ANN pour calculer les valeurs de la variable à interpoler à chaque point de l'espace.

Cette méthode, appliquée à la climatologie, semble montrer des résultats satisfaisants, mais elle n'a fait l'objet que d'un nombre réduit de comparaisons avec d'autres méthodes d'interpolation. La mise en œuvre d'un réseau de neurone est facilitée par son implémentation dans des logiciels spécialisés. Cette technique permet de reproduire des phénomènes non-linéaires complexes, et d'intégrer un nombre très grand de co-variables.

Matsoukas *et al.* (1999) ont utilisé l'ANN pour l'interpolation d'événements pluvieux, en couplant les mesures des pluviomètres et l'information de mesures par radar (cf. Chapitre 6). La performance de cette méthode est légèrement supérieure à celle obtenue en couplant les

mêmes sources d'information par co-krigeage. L'ANN a été également utilisée pour coupler les données mesurées aux pluviomètres et grâce à l'imagerie radar avec des images satellite d'infrarouge thermique, afin d'interpoler des précipitations (Hsu *et al.*, 1997). L'estimation des précipitations au pas de temps horaire est nettement améliorée par le modèle d'ANN. Toutefois, l'utilisation de l'imagerie radar comme outil de validation est très discutable du fait des imprécisions de cette technique. Antonic *et al.* (2001) ont utilisé l'ANN pour interpoler plusieurs variable climatiques (température, précipitations, humidité relative) au pas de temps mensuel. Malheureusement, aucune comparaison des résultats n'a été faite avec d'autres méthodes d'interpolation.

L'ANN souffre de quelques contraintes : son niveau de complexité rend difficile l'interprétation du modèle d'interpolation, à la différence des applications géostatistiques comme le krigeage (qui fournit des informations sur la structure stochastique d'une variable dans l'espace), ou encore les régressions multiples (qui renseignent sur les liens éventuels entre les co-variables et la variable à interpoler). Par ailleurs, le paramétrage du réseau de neurones artificiels peut nécessiter de très nombreuses itérations, ce qui allonge considérablement la procédure d'interpolation.

D'autres techniques d'interpolation existent, telles que la régression locale basée sur la logique floue. Cette approche a cependant rarement été utilisée. Elle s'est montrée relativement performante pour l'interpolation des températures minimales sous climat méditerranéen (Gozzini *et al.*, 2000).

2.1.4 Comparaison des performances des méthodes d'interpolation des variables climatiques :

Quatorze publications scientifiques (dont 13 dans des revues internationales à comité de lecture) présentant l'évaluation par des méthodes statistiques de la précision de l'interpolation spatiale de variables climatiques diverses et utilisant une ou plusieurs des techniques citées ci-dessus ont été étudiées. Des tableaux synthétiques concernant l'interpolation de la pluie et de la température, présentés ci-dessous (Tableau 1.1), ne concernent que les études comparant au moins deux méthodes d'interpolation. Il ressort de cette étude les conclusions suivantes :

- Les cumuls de précipitations et la température de l'air sont les variables climatiques les plus souvent interpolées. Cela provient du fait que, dans la plupart des cas, seules ces données sont enregistrées avec un échantillonnage suffisamment grand pour permettre une interpolation réaliste.
- L'évaluation des performances des méthodes d'interpolation est réalisée avec des indices différents, selon les auteurs. Les indices les plus souvent utilisés sont l'erreur moyenne absolue (MAE, 7 cas sur 14) et la racine de l'erreur moyenne quadratique (RMSE, 7 cas sur 14). Ces deux techniques d'évaluation sont très proches l'une de l'autre, à la différence que la RMSE est généralement plus élevée que l'erreur moyenne absolue. On trouve également l'utilisation de la racine l'erreur moyenne quadratique relative (*Relative Root Mean squared Error* ou RRMSE) qui consiste à diviser la RMSE par la moyenne des valeurs mesurées aux stations climatiques (exprimée en %). L'écart-type des résidus est également utilisé. Il est généralement associé au biais. On trouve enfin, plus rarement, le coefficient de détermination (R^2). Cet indicateur n'est pas pertinent pour évaluer la performance d'une méthode d'interpolation sur une longue période. Les variations temporelles du climat sont généralement supérieures aux variations spatiales. Or, la variabilité dans le temps sera enregistrée par la majeure partie des stations climatiques, alors que celle dans l'espace

ne l'est pas. Par conséquent, plus le nombre de situations temporelles pour lesquelles on évalue la méthode sera grand, plus le coefficient de détermination risque de se rapprocher de 1, donnant alors l'impression d'une meilleure précision de l'interpolation spatiale. La variabilité des indicateurs utilisés pour l'évaluation des méthodes d'interpolation des données climatiques est regrettable, car cela rend difficile la comparaison des travaux scientifiques dans ce domaine. La RMSE et la MAE sont des indicateurs statistiques évaluant à la fois l'erreur systématique (*accuracy*, en anglais) et la dispersion statistique (*precision* en anglais, renseignée par l'écart-type des résidus) des méthodes d'interpolation. La MAE est moins sensible que la RMSE aux fortes erreurs ponctuelles (Nalder et Wein, 1998). Pour étudier la précision des méthodes d'interpolation ; il semble plus légitime d'utiliser la RMSE, dont la pertinence comme outil d'évaluation des modèles a été démontrée (Kobayashi et Salam, 2000), plutôt que la MAE.

- Une étude menée par Stahl *et al.* (2006) a montré que l'augmentation de la densité du réseau de stations climatiques conduit d'une part à réduire l'imprécision de l'interpolation, et d'autre part réduit les écarts entre les différentes méthodes comparées. La comparaison des différents travaux scientifiques ne permet pas de montrer de relation claire entre densité de stations climatiques et précisions des méthodes. En effet, le type de climat et d'environnement topographique est très certainement déterminant sur la précision de chaque méthode d'interpolation. Comme ils varient d'une étude à l'autre, la comparaison devient délicate, voire impossible en ce qui concerne les précipitations, tant leurs régimes peuvent varier en fonction du type de climat. Cela est clairement mis en évidence par Price *et al.* (2000), qui ont comparé la performance de deux méthodes d'interpolation, avec des jeux de données similaires (normales mensuelles de pluie et de températures), pour deux régions d'étude distinctes. Les RMSE issues de la validation croisée des méthodes d'interpolation étaient comprises entre 0,6°C et 1,14°C dans l'Est du Canada, et entre 0,97 et 2,79 dans l'Ouest du Canada.
- L'interpolation des variables climatiques est presque toujours améliorée lorsque des co-variables environnementales sont intégrées. La plupart du temps, l'altitude améliore sensiblement la précision de la procédure d'interpolation. C'est la co-variable d'interpolation la plus utilisée.
- La complexité de la méthode d'interpolation n'est pas synonyme de plus grande précision. Ainsi, l'intégration des co-variables environnementales par des processus complexes, tels que la méthode AURELHY (qui nécessite une étude préliminaire du relief par ACP), le co-krigeage, le krigeage avec dérive externe, les réseaux de neurones artificiels ou encore la méthode de splines en plaque mince ne sont pas systématiquement plus précises qu'une régression multiple.

Tableau 1.1 : Comparaison des méthodes d'interpolation des variables climatiques. Les abréviations utilisées sont listées à la fin du tableau

A : Cumuls des précipitations

Pas de temps	Référence	Région	Climat	Densité ¹	Méthodes	Co-variables	Meilleure(s) méthode(s)	Moins bonne méthode	Indice stat. ²	Stat. meilleure méthode	Ecart max. ³
Année	Hevesi <i>et al.</i> , 1992	USA (Sud du Nevada)	Aride	0,84	NN, IDWA ₁ , IDWA ₂ , IDWA ₃ , OK, CK, REGL	Altitude (CK, REGL)	CK - REGL	NN	MSE/V	0,32	0,59
	Dirks <i>et al.</i> , 1998	Ile de Norfolk	Océanique Tropical	325,00	IDWA _p , OK, THIE	-	IDWA _p	OK	RRMSE	0,1	0,06
Mois	Dirks <i>et al.</i> , 1998	Ile de Norfolk	Océanique Tropical	325,00	IDWA _p , OK, THIE	-	OK - IDWA _p	THIE	RRMSE	0,22	0,05
	Nalder et Wein, 1998	Canada (forêt boréale)	Continental Tempéré à Polaire	0,07	THIE, IDWA ₂ , OK, UK, DK, CK, GIDS	Altitude (UK, DK, CK, GIDS)	GIDS - CK - IDWA ₂	UK	MAE et RMSE	4,93 mm	5,5 mm
	Price <i>et al.</i> , 2000	Canada (Québec - Ontario, sud)	Continental Tempéré	1,04	TPS, GIDS	Altitude	TPS - GIDS	-	RRMSE	0,09	0,03
		Canada (Alberta - Colombie Britannique, sud)	Océanique à Montagnard Tempérés	2,12	TPS, GIDS	Altitude	TPS	GIDS	RRMSE	0,4	0,84
Jour	Dirks <i>et al.</i> , 1998	Ile de Norfolk	Océanique Tropical	325	IDWA _p , OK, THIE	-	OK - IDWA _p	THIE	RRMSE	0,35	0,07
	Kyriakidis <i>et al.</i> , 2001	USA (Nord Californie)	Océanique Tempéré	0,71	OK, DK, KED	Altitude, vent vertical, humidité (DK, KED)	DK	OK	RMSE	3,42 mm	1,15 mm
	Xia <i>et al.</i> , 2001	Allemagne (forêt bavaroise)	Semi-Continental	1,07	THIEN, TPS	Normales (THIEN), Altitude (TPS)	TPS	THIEN	MAE	1,17 mm	0,26 mm
Heure	Dirks <i>et al.</i> , 1998	Ile de Norfolk	Océanique Tropical	325	IDWA _p , OK, THIE	-	OK	THIE	RRMSE	0,56	0,13

¹ La densité est donnée en nombre de stations pour 1000 km². Pour l'étude de Dirks *et al.* (1998) ; 15 stations climatiques sont utilisées sur une petite superficie (40 km²).

RRMSE désigne la RMSE divisé par la moyenne des valeurs mesurées (Relative Root Mean Squared Error)

² L'indice statistique qui a été utilisé pour évaluer la précision des méthodes d'interpolation. Pour l'étude de Nadler et Wein, (1998), les valeurs de RMSE sont indiquées.

³ Ecart maximums entre les indices statistiques d'évaluation de la précision des méthodes d'interpolation.

Les abréviations utilisées sont indiquées en fin de tableau, page 34.

B : Température minimale

Pas de temps	Référence	Région	Climat	Densité ¹	Méthodes	Co-variables	Meilleure(s) méthode(s)	Moins bonne méthode	Indice stat. ²	Stat. meilleure méthode	Ecart max. ³
Mois	Price <i>et al.</i> , 2000	Canada (Québec - Ontario, sud)	Continental Tempéré	1,04	TPS, GIDS	Altitude	TPS	GIDS	RMSE	0,6°C	0,16°C
		Canada (Alberta - Colombie Britannique, sud)	Océanique à Continental à Tempéré	2,12	TPS, GIDS	Altitude	TPS	GIDS	RMSE	0,95°C	0,4°C
Jour	Bolstad <i>et al.</i> , 1998	USA (Sud des Appalaches)	Océanique à Montagnard Tempéré	1,22	THIEA, OK, REGM	Latitude et Longitude (REGM), Altitude (REGM et THIEA)	REGM	THIEA	MAE	1,39°C	0,85°C
	Courault et Monestiez, 1999	France (Sud-Est)	Méditerranéen Tempéré	1,65	OK, DK, DK*	Altitude (DK, DK*) et type de temps (DK*)	Aucune	-	RMSE	1,35°C	0,46°C
	Gozzini <i>et al.</i> , 2000	France (Sud-Est)	Méditerranéen Tempéré	1,33	OK, FUZ, AURELHY, REGM, CGMS	Latitude, Pente, Exposition (FUZ et REGM), Eléments du relief (AURELHY), Distance à la mer et Altitude (CGMS, FUZ et REGM)	FUZ - OK	CGMS	SD et Biais	1,78°C	0,18°C
		Italie (Toscane)	Méditerranéen Tempéré	1,91	FUZ, REGM, CGMS	Latitude, Pente, Exposition (FUZ et REGM), Distance à la mer et Altitude (CGMS, FUZ et REGM)	FUZ	CGMS	SD et Biais	2,49°C	0,89°C
	Jarvis <i>et al.</i> , 2001	Angleterre et Pays de Galle	Océanique tempéré	1,16	REGMOK, REGMIDWA, REGM, TPS	1 à 15 co-variables (Altitude, Situation Urbaine, Distance à la mer, etc.)	TPS	REGM	RMSE	1,136°C	0,085°C
	Stahl <i>et al.</i> , 2006	Colombie Britannique	Océanique à Montagnard Tempérés à Polaire	0,26	DK, DIDWA, REGM, GIDS, DAYMET*, THIEA	Latitude et Longitude (REGM), Altitude (REGLOK, REGLIDWA, THIEA, DAYMET*, GIDS)	DK - GIDS - DIDWA	THIEA	MAE, RMSE	1,66°C	0,3°C
				0,69			GIDS	THIEA	MAE, RMSE	1,55°C	0,38°C
Xia <i>et al.</i> , 2002	Allemagne (forêt bavaroise)	Semi-Continental	1,07	THIEA, REGM, TPS	Latitude et Longitude (REGM), Altitude (THIEA, TPS)	TPS - REGM	THIEA	MAE	1,24°C	0,28°C	

¹ La densité est donnée en nombre de stations pour 1000 km².

² L'indice statistique qui a été utilisé pour évaluer la précision des méthodes d'interpolation. Pour l'étude de Stahl *et al.* (2006), les valeurs de RMSE sont indiquées.

³ Ecart maximum entre les indices statistiques d'évaluation de la précision des méthodes d'interpolation.

Les abréviations utilisées sont indiquées en fin de tableau, page 34.

C : Température maximale

Pas de temps	Référence	Région	Climat	Densité ¹	Méthodes	Co-variables	Meilleure(s) méthode(s)	Moins bonne méthode	Indice stat. ²	Stat. meilleure méthode	Ecart max. ³
Mois	Price <i>et al.</i> , 2000	Canada (Québec - Ontario, sud)	Continental Tempéré	1,04	TPS, GIDS	Altitude	TPS	GIDS	RMSE	0,24°C	0,13°C
		Canada (Alberta - Colombie Britannique, sud)	Océanique à Continental à Montagnard Tempéré	2,12	TPS, GIDS	Altitude	TPS	GIDS	RMSE	0,58°C	0,42°C
Jour	Bolstad <i>et al.</i> , 1998	USA (Sud des Appalaches)	Océanique à Montagnard Tempéré	1,22	THIEA, OK, REGM	Latitude et Longitude (REGM), Altitude (REGM et THIEA)	REGM	THIEA	MAE	1,39°C	0,91°C
	Courault et Monestiez, 1999	France (Sud-Est)	Méditerranéen Tempéré	1,65	OK, DK, DK*	Altitude (DK, DK*) et type de temps (DK*)	DK* - DK	OK	RMSE	0,93°C	0,57°C
	Jarvis <i>et al.</i> , 2001	Angleterre et Pays de Galle	Océanique tempéré	1,16	REGMOK, REGMIDWA, REGM, TPS	1 à 15 co-variables (Altitude, Situation Urbaine, Distance à la mer, etc.)	TPS	REGM	RMSE	0,80°C	0,11°C
	Stahl <i>et al.</i> , 2006	Colombie Britannique	Océanique à Montagnard Tempérés à Polaire	0,26	DK, DIDWA, REGM, GIDS, DAYMET*, THIEA	Latitude et Longitude (REGM), Altitude (REGLOK, REGLIDWA, THIEA, DAYMET*, GIDS))	DK - GIDS	THIEA	MAE, RMSE	1,91°C	0,46°C
				0,69	THIEA	Latitude et Longitude (REGM), Altitude (THIEA, TPS)	GIDS	THIEA	MAE, RMSE	1,83°C	0,43°C
Xia <i>et al.</i> , 2002	Allemagne (forêt bavaroise)	Semi-Continental	1,07	THIEA, REGM, TPS	Latitude et Longitude (REGM), Altitude (THIEA, TPS)	TPS	THIEA	MAE	0,83°C	0,16°C	

¹ La densité est donnée en nombre de stations pour 1000 km².

² L'indice statistique qui a été utilisé pour évaluer la précision des méthodes d'interpolation. Pour l'étude de Stahl *et al.* (2006), les valeurs de RMSE sont indiquées

³ Ecart maximums entre les indices statistiques d'évaluation de la précision des méthodes d'interpolation.

Les abréviations utilisées sont indiquées en fin de tableau, page 34.

D : Température moyenne

Pas de temps	Référence	Région	Climat	Densité ¹	Méthodes	Co-variables	Meilleure(s) méthode(s)	Moins bonne méthode	Indice stat.	Stat. meilleure méthode	Ecart max. ³
Mois	Holdaway, 1996	USA (Nord du Minnesota)	Continental Tempéré	0,4	OK, DK, DKL	Latitude et Longitude (DK), Distance au Lac (DK, DKL)	DKL	OK	RMSE	0,80°C	0,08°C
	Nalder et Wein, 1998	Canada (forêt boréale)	Continental Tempéré à Polaire	0,073	THIE, IDWA ₂ , OK, UK, DK, CK, GIDS	Altitude (UK, DK, CK, GIDS)	GIDS - DK	OK	MAE, RMSE	0,66°C	1,61°C

¹ La densité est donnée en nombre de stations pour 1000 km².

² L'indice statistique qui a été utilisé pour évaluer la précision des méthodes d'interpolation. Pour l'étude de Nadler et Wein (1998), les valeurs de RMSE sont indiquées

³ Ecart maximum entre les indices statistiques d'évaluation de la précision des méthodes d'interpolation.

Liste des abréviations utilisées dans le tableau 1.1 :

MSE/V : Moyenne des carrés des erreurs, divisée par la variance

SD : Ecart-type des résidus

NN : Moyenne des plus proches voisins

IDWA_p : Pondération par inverse distance avec puissance ajustée

IDWA_n : Pondération inverse distance avec n = puissance à laquelle est élevée la distance

OK : Krigeage Ordinaire

CK : Co-krigeage

REGL : Régression linéaire simple

THIE : polygones de Thiessen

GIDS : Gradient plus Inverse Distance Squared

TPS : Splines en Plaque Mince (modèle ANUSPLIN)

DK : Krigeage sans tendance (Detrended Kriging)

KED : Krigeage avec dérive externe

UK : Krigeage Universel

REGM : Régression Multiple

THIEA : Polygone de Thiessen + Régression simple avec l'altitude

FUZ : Utilisation de la logique floue pour établir des régressions locales

REGMOK : Régression multiple basée sur des co-variables environnementales + krigeage des résidus (similaire à DK)

REGMIDWA : Régression multiple basée sur des co-variables environnementales + interpolation des résidus par IDWA

DAYMET* : Méthode d'interpolation similaire à la technique DAYMET, qui utilise les valeurs des stations climatiques dans un certain rayon, pondérées en fonction de leur distance au point d'interpolation et en fonction de la différence d'altitude entre la station climatique et le point d'interpolation

DIDWA : Régression simple en fonction de l'altitude, et interpolation des résidus par inverse distance ("detrended IDWA")

2.2 Etude des variations spatio-temporelles du climat par télédétection

La télédétection permet d'étudier les éléments du climat avec un échantillonnage spatial quasi-exhaustif. A la différence des enregistrements réalisés par les stations climatiques, les images obtenues par télédétection ne nécessitent donc pas d'interpolation. Deux outils présentent grand intérêt dans l'étude spatiale et temporelle du climat : les images satellites (ou par avion) et le radar météorologique. Mendoza *et al.* (2002) ont réalisé un inventaire très complet des possibilités d'exploitations des images satellites pour des études climatiques, omettant toutefois les possibilités d'estimation du rayonnement global.

2.2.1 Température de Surface

Les canaux dans l'infrarouge thermique peuvent permettre d'évaluer les variations climatiques qui existent au sein d'une région (Lagouarde, 1987). En paramétrant les données de température de surface estimées par infrarouge thermique, plusieurs travaux ont conduit à l'établissement de cartes de risque de gel avec une bonne précision spatiale (1 km², images AVHRR/NOAA, Kerdiles *et al.*, 1996 ; Francois *et al.*, 1999). Cependant, les températures de surface dépendent de l'occupation des sols, qui est susceptible d'évoluer dans le temps. Cela limite donc leur utilisation pour le zonage climatique (Avila, 1999).

2.2.2 Précipitations

La détection des précipitations par images satellite utilise trois sources d'informations :

- La température de surface au sommet des nuages.
- La température de brillance des nuages détectée par micro-ondes.
- Les micro-ondes actives, basées sur la réflexion des micro-ondes émises par un radar satellitaire.

Afin d'arriver à des estimations acceptables, ces méthodes sont combinées. Cette thématique a fait l'objet de très nombreuses études depuis la fin des années 1980 (Adler *et al.*, 1993 ; Negri et Adler, 1993). Le projet mondial GCPC, s'appuie sur ces méthodes pour réaliser un suivi climatologique des précipitations à la surface de la Terre, à une résolution de 2.5° × 2.5° (Latitude-Longitude). Des validations de ce projet montrent une incertitude non-négligeable, qui peut être réduite en intégrant des mesures au sol (Krajewski *et al.*, 2000).

L'étude spatio-temporelle des précipitations est également réalisée grâce à l'imagerie de radar embarqué sur avion ou de radar fixe, au sol. L'image radar est largement utilisée en météorologie, pour la prévision des précipitations à court terme.

L'image radar se base sur l'émission/réception d'ondes électromagnétiques par intermittence. En fonction de la puissance reçue et de la durée de l'intervalle de temps qui sépare l'émission et la réception du signal, il est possible d'estimer l'intensité des précipitations au moment de la mesure. En intégrant des mesures à pas de temps régulier, il est possible de reconstruire des cumuls de précipitations sur plusieurs périodes. La résolution spatiale et temporelle des radars situés au sol est largement supérieure à celle obtenue par satellite. La portée des radars est directement dépendante des obstacles que rencontre le faisceau émis. Ainsi, l'utilisation du radar météorologique est très limitée en zone montagneuse. Cette technique a fait l'objet de très nombreuses études par les hydrologues, visant à dresser des cartes précises de champs de pluie (appelées « lames d'eau »). Toutefois, de nombreuses incertitudes liées à la relation entre intensité du signal et densité des gouttes d'eau dans le volume scruté, la hauteur des nuages et l'état de l'atmosphère rendent difficile l'estimation quantitative des cumuls de pluie.

Le principe de fonctionnement du radar météorologique, ses applications et les études s'y rapportant sont largement développés dans le chapitre 6.

2.2.3 Evapotranspiration

L'estimation de l'évapotranspiration par télédétection peut-être réalisée par diverses approches :

- Des approches semi-empiriques, à l'aide par exemple de températures de surfaces de la végétation (Seguin *et al.*, 1982). Dans la plupart des cas, l'évapotranspiration est calculée comme « résidu » du bilan d'énergie (chaleur latente).
- Des approches déterministes, faisant appels à des modèles sol-végétal-atmosphère (SVAT).

L'utilisation des images satellite pour l'estimation de l'évapotranspiration concerne essentiellement l'évapotranspiration réelle, par des approches de bilan énergétique. Elles font intervenir des calculs de surface de végétation, à l'aide d'indices de végétation (NDVI, par exemple), basés sur l'écart de signal des canaux rouge et proche infra-rouge des images satellite. Le rayonnement net est estimé soit directement à partir de l'albédo obtenu par analyse d'images du canal visible, soit par couplage avec les valeurs de rayonnement global mesuré par des capteurs situés au sol. La pression de vapeur est estimée par la température de surface.

Les modèles de bilan d'énergie peuvent donner des estimations assez précises de l'évapotranspiration réelle, sous climat méditerranéen (Sobrino *et al.*, 2005).

Ces approches ont un intérêt limité en agroclimatologie : la mesure de l'évapotranspiration réelle n'étant pas dépendante seule des conditions climatiques, il est difficile de caractériser les sources de variations spatiale de l'évapotranspiration. Elles peuvent être dues à la culture qui occupe le sol, au type de sol sur lequel elle est implantée ou encore à la demande évaporative de l'atmosphère. Il n'est, par conséquent, pas possible d'évaluer le potentiel agroclimatique d'un milieu concernant la demande évaporative uniquement. Il faut pour cela faire appel à des méthodes estimant l'évapotranspiration potentielle (ET_0 ou ETP).

Choudhury (1997) a établi des cartes d' ET_0 sur l'ensemble de la planète, à partir du rayonnement global et de la pression de vapeur estimés à partir d'images satellite, et de la température de l'air mesurée au sol, avec des incertitudes importantes, mais suffisamment faibles en comparaison avec la variabilité de l' ET_0 à l'échelle planétaire.

2.2.4 Rayonnement solaire

Une des applications probablement les plus intéressantes de la télédétection en climatologie est la possibilité d'estimer la couverture nuageuse. Cela est effectué par l'utilisation de canaux visibles et infrarouges. Une fois la couverture nuageuse identifiée, il est possible, d'estimer le rayonnement global. C'est le principe de construction d'un indice de nébulosité (*cloud index*) qui est inhérent à de nombreux modèles d'estimation du rayonnement global par télédétection (Zelenka *et al.*, 1999 ; Flores Tovar et Baldasano, 2001 ; Rigollier *et al.*, 2004).

2.3 Spatialisation des variables climatiques par ré-analyses des modèles de prévisions météorologiques

Les modèles de prévision météorologiques développés par les centres météorologiques nationaux ou internationaux (CEPMMT ou ECMWF développé par 18 pays européens, ARPEGE et Méso-NH pour Météo-France, NCEP/NCAR pour les Etats-Unis, etc.) consistent

à analyser l'état de l'atmosphère à partir de nombreuses variables et paramètres initiaux (reliefs, masses d'eau, mesures de la pression atmosphérique à différentes altitudes, température de l'air, etc.) afin de prévoir l'état de l'atmosphère à court et moyen terme. Ces modèles fournissent de nombreuses variables de sortie : pression atmosphérique à différents niveaux d'altitude, température de l'air, précipitations, nébulosité, vitesse et direction du vent, humidité de l'air, etc. La précision de ces modèles ne cessant de s'améliorer, l'intérêt d'utiliser les variables de sortie pour les études climatologiques a largement été envisagée (Kalnay *et al.*, 1996 ; Zhang *et al.*, 1997 ; Gulev *et al.*, 2002).

L'utilisation des sorties de modèles de prévision météorologiques concerne généralement des données ré-analysées, avec des corrections locales en s'appuyant sur les observations au sol et une ou plusieurs étapes de désagrégation des mailles du modèle de prédiction météorologique. Citons par exemple, les ré-analyses des sorties de modèles NCEP/NCAR aux Etats-Unis, utilisant le modèle d'interpolation spatiale de données PRISM (Daly *et al.*, 2002) pour arriver à une spatialisation plus fine et recalibrée des précipitations (Mesinger *et al.*, 2006). De la même manière, des désagrégations sont appliquées aux sorties du modèle ARPEGE (Météo-France), en utilisant une chaîne de traitement complexe, qui s'appuie sur les « zones symposium » (entités géographiques de climat supposées similaires, utilisées par Météo-France pour la prédiction et l'analyse climatique) et des points de grilles tous les 8 km (64 km²), auxquels on affecte une altitude moyenne. Cette méthode de désagrégation est utilisée pour fournir des données de températures, de précipitation et d' ET_0 en point de grille (données SAFRAN), pour alimenter une chaîne de modélisation hydrologique (chaîne SAFRAN-ISBA-MODCOU) ou encore pour établir de cartes à maille fine concernant les scénarios de changement climatiques issus des modèles ARPEGE et ECMWF (Boé *et al.*, 2006).

L'utilisation des modèles de prévision en climatologie présente des résultats très intéressants à petite échelle, notamment pour des zones où peu d'observations climatiques sont disponibles, telles que l'Océan Arctique (Serreze *et al.*, 1998), ou encore la forêt amazonienne (Rao *et al.*, 2002).

Cependant l'évaluation de la précision de ces techniques reste difficile, car la mesure de référence (donnée au sol), ponctuelle, est comparée à une prévision pour une maille tridimensionnelle (volume). Les évaluations des sorties de modèles ré-analysés NCEP/NCAR ont montré des différences très importantes concernant les cumuls de précipitations (Widmann et Bretherton, 2000 ; Rao *et al.*, 2002) et les températures quotidiennes (Rusticucci et Kousky, 2002 ; Mesinger *et al.*, 2006). Les écarts entre mesures au pluviomètre et point de grille de sortie du modèle ECMWF semblent plus faibles (Betts *et al.*, 1998).

En France, la désagrégation des modèles ECMWF et ARPEGE fournissent des résultats très satisfaisants. Des récents résultats montrent de très faibles différences entre températures de l'air et précipitations observées et issues des modèles ré-analysés (Boé *et al.*, 2006). Notons cependant que ces résultats ont été obtenus en zone de relief peu contrasté (bassin de la Seine). En zone montagneuse, la précision des données SAFRAN (à maille de 8 km) a été évaluée par Lhotellier (2005). Il indique que la comparaison entre ces données en points de grille et des données ponctuelle (mesures aux stations climatiques) n'a pas montré de bonnes corrélations, mais il rappelle la difficulté de comparer ces deux sources de données dans des zones où les conditions climatiques varient très rapidement, en réponse à la grande variabilité spatiale du relief.

Le modèle Meso-NH, récemment développé pour la modélisation météorologique à maille fine, ne permet pas à ce jour d'obtenir des cartes précises des cumuls pluviométriques, en zone montagneuse (Vetter, 2004).

Les modèles de prévision météorologique ont l'avantage de produire des données sur 3 dimensions. Les gradients verticaux de pression ou de vitesse du vent peuvent ainsi être intégrés comme co-variables d'interpolation des données climatiques pour les régions montagneuses, comme par exemple, pour l'interpolation de cumuls de pluie (Kyriakidis *et al.*, 2001).

La pression atmosphérique au niveau de la mer, fournie par les modèles de prévisions NCEP/NCAR, a été récemment utilisée afin d'étudier les relations entre la climatologie synoptique et la phénologie et la maturation du raisin en Gironde (Jones et Davis, 2000).

2.4 Conclusions concernant la spatialisation des variables agroclimatiques

Plusieurs techniques de spatialisation des variables climatiques existent. Leur pertinence va dépendre de l'échelle spatiotemporelle à laquelle on cherche à caractériser la variabilité spatiale du climat.

A l'échelle macroclimatique, toutes les techniques de spatialisation (interpolation des données au sol, télédétection et sorties de modèles de prévision météorologiques) semblent adéquates. Toutefois, la télédétection fournira de meilleurs résultats pour des zones où la nébulosité n'est pas trop importante, à l'exception de l'utilisation qui en est faite pour estimer le rayonnement solaire incident et les précipitations. Les modèles de prévision météorologique et la télédétection permettent de réaliser des études climatologiques sur toute la surface du globe, alors que les méthodes d'interpolation ne pourront être utilisées dans des zones où seuls quelques points de mesures au sol sont disponibles (par exemple aux Océans et aux Pôles).

A l'échelle mésoclimatique, l'utilisation des modèles de prévision météorologique semble moins pertinente, du fait de leur large résolution (plusieurs dizaines de kilomètres). La désagrégation des mailles du modèle pour une approche plus fine est une étape complexe, qui nécessite de nombreux traitements et des enregistrements aux sols, pour un gain parfois marginal voire une perte de précision, en comparaison avec l'interpolation spatiale de données enregistrées aux stations climatiques. La télédétection est une alternative possible, mais son application en climatologie est limitée, étant donné que le signal enregistré dépend en majeure partie de l'occupation des sols, susceptible d'évoluer dans le temps. L'interpolation spatiale des données semble être l'approche la plus pertinente. Soulignons cependant que les températures de l'air et les précipitations sont dans la plupart des cas les seules variables climatiques enregistrées par un réseau de stations climatiques suffisamment dense pour permettre leur interpolation.

3 Formalisation de la méthode de travail retenue

L'objectif principal de notre travail consiste à étudier la variabilité spatiale du climat en Gironde viticole et ses conséquences sur le développement de la vigne et la maturation du raisin, en réalisant des cartes de sommes de température et de sorties de modèle de bilan hydrique.

Deux approches pour l'établissement de ces cartes sont alors envisageables (figure 1.4) :

- La première consiste à calculer ces indices (somme de température et bilan hydrique) à chaque point de mesure des variables climatiques (stations météorologiques). Ils sont ensuite interpolés pour établir des cartes.
- La seconde approche, plus laborieuse, consiste à établir des cartes de variables climatiques d'entrée des modèles de degrés.jours (sommes de températures) et de bilan hydrique, et de calculer ces indices en tout point d'espace à cartographier.

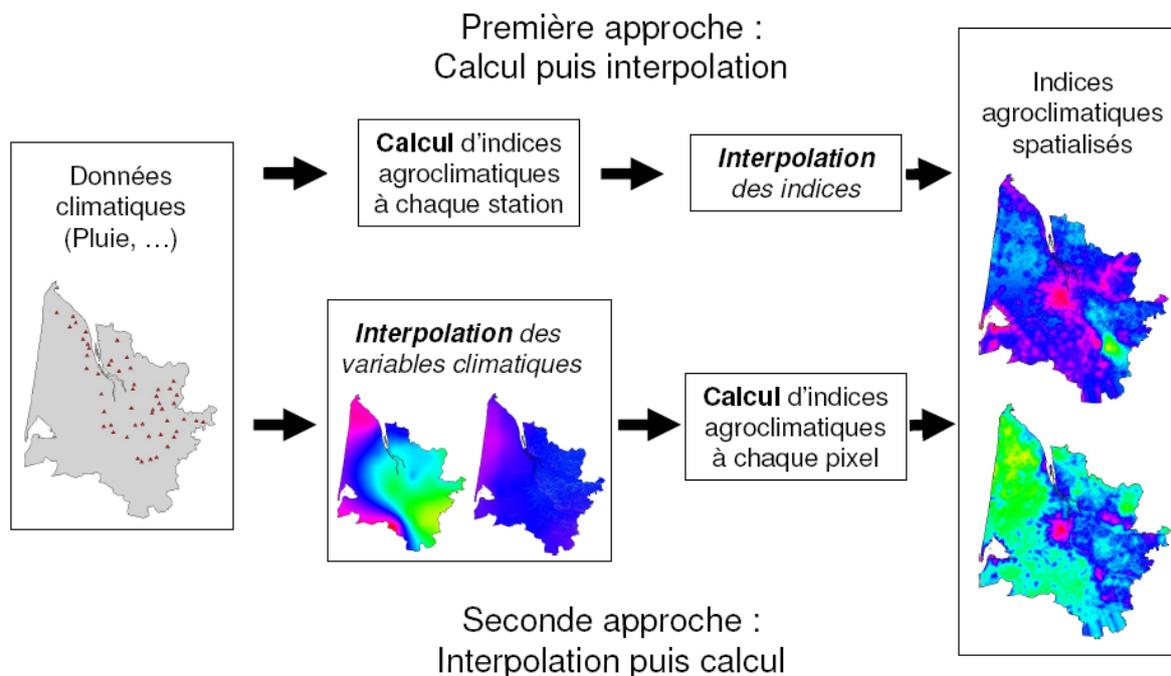


Figure 1.4 : Deux méthodes différentes pour la spatialisation d'indices agroclimatiques

L'avantage de la première approche est sa simplicité et le nombre réduit de calculs qu'il faut effectuer. En revanche, l'interpolation des indices agroclimatiques peut difficilement faire appel à l'utilisation de co-variables environnementales pour améliorer le processus de spatialisation : le lien entre indices agroclimatiques et topographie est moins explicite que celui pouvant exister entre la topographie et des variables climatiques comme le cumul de pluie ou le rayonnement global. La difficulté d'utiliser des informations complémentaires pour spatialiser des indices agroclimatiques ressort nettement des travaux de Bindi et Maselli (2001), visant à cartographier des indices de sortie d'un modèle simple de développement de la vigne et de maturation du raisin en Toscane (Italie). L'utilisation des co-variables environnementales (topographie), d'images satellite en infrarouge thermique et de NDVI (également obtenu par image satellite) certes conduit à une légère amélioration des cartes de sorties concernant la phénologie (basée sur les sommes de température), mais n'a apporté

aucun gain notable quand à l'interpolation des indicateurs d'acidité totale et de teneurs en sucre des raisins. Notons par ailleurs que l'incertitude liée à l'interpolation était considérable.

La seconde approche (interpolation des variables climatiques puis calcul des indices agroclimatiques) permet à l'inverse d'intégrer des sources de données multiples (télédétection, sorties de modèles de prévision météorologique, topographie). Elle souffre cependant de deux inconvénients majeurs :

- Le calcul du bilan hydrique et des sommes thermiques nécessite un pas de temps suffisamment fin (le jour ou la décade) pour traduire au mieux la réalité. Or l'hétérogénéité spatiale des variables climatiques est plus grande sur de courte période. C'est notamment le cas des précipitations (Ciach et Krajewski, 2006, figure 1.5). Plus le pas de temps diminue, plus l'incertitude liée à l'interpolation sera grande.
- La multiplication des procédures d'interpolation (une par variable climatique et par unité du pas de temps choisi) risque d'entraîner une forte incertitude cumulée.

La seconde approche comporte cependant un avantage : les cartes climatiques établies à partir d'un pas de temps plus fin constituent une base de données exploitable pour de multiples applications. Elle permet d'étudier par ailleurs la dynamique temporelle de la variabilité spatiale du climat.

A notre connaissance, aucune étude n'a visé à comparer la pertinence des deux approches, pour l'établissement de cartes d'indices agroclimatique à méso-échelle. Il semble donc pertinent d'évaluer l'incertitude qui accompagne les deux démarches, afin de répondre en partie à la problématique concernant la méthodologie de cartographie agroclimatique.

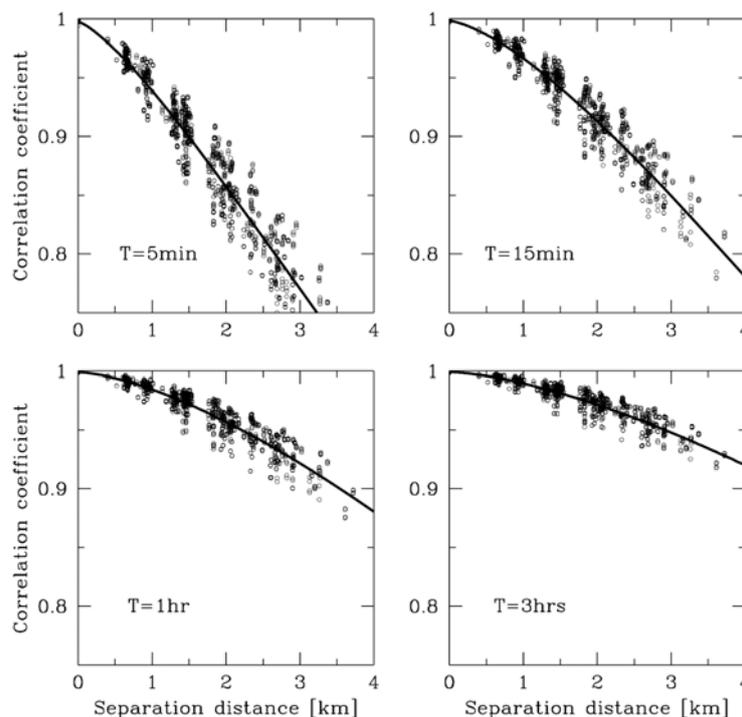


Figure 1.5 : Evolution des coefficients de corrélation entre cumuls de pluie en fonction de la distance entre les pluviomètres et le pas de temps de la mesure (d'après Ciach et Krajewski, 2006)

Le modèle de bilan hydrique choisi est le modèle développé par Lebon *et al.* (2003), qui traduit avec une bonne précision la dynamique journalière de l'état hydrique du sol, et fournit des indicateurs de l'état hydrique de la vigne.

Les principales variables d'entrée climatique du modèle sont :

- La température de l'air (qui permet de modéliser la croissance du couvert végétal) ;
- Les cumuls de précipitations ;
- L'évapotranspiration potentielle (ET_0).

Cette dernière variable est calculée à partir des données de rayonnement global, de température, de vitesse du vent et d'humidité relative (formule de Penman-Monteith, Allen *et al.*, 1998). Il convient donc, dans l'idéal, de spatialiser chacune de ces variables climatiques. Toutefois, les mesures de vitesse du vent, d'humidité relative et de rayonnement global sont rares. Au cours de la thèse, une méthode d'estimation de l' ET_0 à partir du rayonnement global estimé à partir d'images satellites et de la température interpolée a été mise au point.

En résumé, ce travail de thèse va consister à :

- Etablir des cartes quotidiennes de variables climatiques d'entrée du modèle de bilan hydrique viticole et de sommes de températures : température de l'air, précipitation et évapotranspiration. Cette dernière variable pouvant être estimée à partir de la température et du rayonnement global, des cartes de rayonnement global quotidien sont également produites ;
- Evaluer la propagation des erreurs de spatialisation des variables climatiques dans le calcul des indices agroclimatiques ;
- Etudier et caractériser la variabilité spatiale du climat en Gironde viticole (si la précision des cartes produites le permet), et estimer l'impact de ces écarts constatés sur le développement de la vigne et la maturation du raisin ;
- Confronter la variabilité agroclimatique mise en évidence, en utilisant des observations faites sur le terrain (relevés à la parcelle de vigne).

Chapitre 2

Matériels et méthodes

1 Région d'étude : La Gironde viticole

Le Bordelais est le vignoble français possédant la plus grande surface plantée en appellation d'origine contrôlée. Cette région viticole recouvre la majeure partie de la moitié nord-est du département de la Gironde.

Bien que le relief de la Gironde soit peu marqué (figure 2.1), on trouve des situations topographiques diverses dans le vignoble Bordelais. Tout d'abord, il existe un fort gradient de continentalité : la distance qui sépare les vignobles de l'Océan Atlantique varie de 8 à 120 kilomètres. La Gironde viticole présente à la fois des vignobles en plaine (à l'ouest) et en coteaux (à l'est et au nord-ouest). Enfin, une partie du vignoble Bordelais est situé en zone périurbaine, au sud de l'agglomération de Bordeaux.

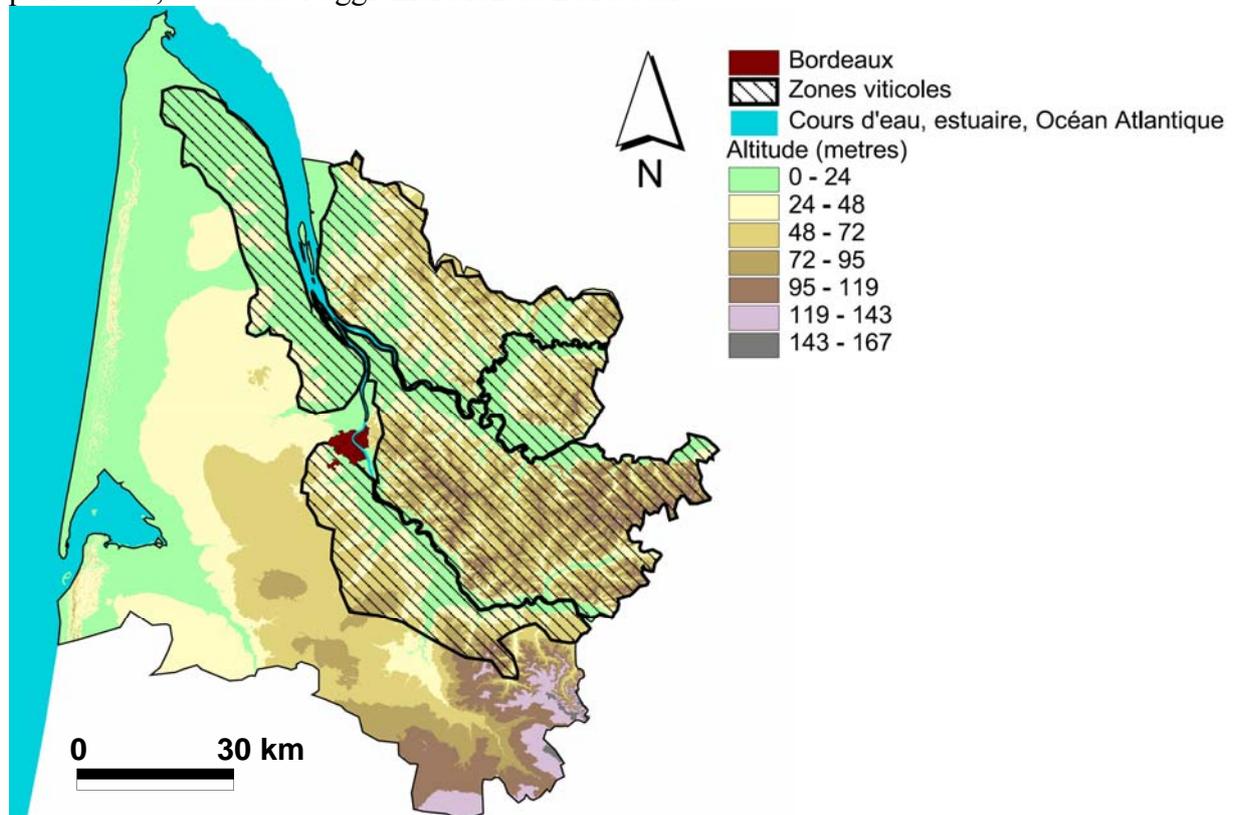


Figure 2.1 : Région d'étude : La Gironde viticole.

1.1 Caractéristiques géographiques et géologie

On distingue plusieurs ensembles géographiques séparés par de grandes vallées, qui se sont établies par phases successives, notamment au cours des glaciations du quaternaire.

A l'est, plusieurs plateaux dominent les vallées de plus de 50 mètres d'altitude, et parfois de plus de 100 mètres :

- Au sud-ouest du département, on trouve le plateau du Bazadais, dont l'altitude varie de 100 à 160 mètres, établi sur des dépôts sableux du Pléistocène (ère quaternaire). Ce

plateau est creusé par plusieurs cours d'eau, comme le Ciron (qui délimite la partie occidentale du plateau) où affleurent des faluns (calcaires de débris coquillés), des molasses et des calcaires du crétacé supérieur. Au pied de ce plateau, le long de la Garonne, s'étendent les vignobles de Barsac et de Sauternes.

- De l'autre côté de la Garonne se trouve l'Entre-Deux-Mers, dont la géologie est relativement hétérogène, allant de graves du Pléistocène en bordure de Garonne aux affleurements calcaires de l'Eocène (début de l'ère tertiaire), en passant par des formations calcaires de l'oligocène et des argiles, sables et graviers déposés à la fin de l'ère tertiaire (Pliocène). Le paysage collinaire varie de 20 à 119 mètres, altitude maximale de cette région. On y trouve les zones d'A.O.C. Premières Côtes de Bordeaux, Côtes de Bordeaux Saint-Macaire, Loupiac, Cadillac et Sainte-Croix-du-Mont, par bandes contiguës de 15 km de large, sur la rive droite de la Garonne (figure 2.2). Sur la rive gauche de la Dordogne, dans une petite zone qui fait face au Fronsadais, on trouve l'appellation Graves de Vayres. L'aire d'appellation de Sainte-Foy-Bordeaux est située dans la zone de l'Entre-Deux-Mers où le relief est le plus marqué, c'est-à-dire à l'extrême nord-est de cette région. Le reste du plateau est classé en appellation Entre-Deux-Mers (vin blanc) ou Bordeaux et Bordeaux supérieur (vin blanc et vin rouge).
- Au nord de la vallée de la Dordogne et à l'est de la vallée de l'Isle, se situe plateau d'environ 15 km de diamètre, dans lequel on trouve les aires d'appellation de Saint-Emilion et ses « satellites » (Lussac-Saint-Emilion, Montagne-Saint-Emilion, etc.), Pomerol, Lalande de Pomerol, Côtes de Castillon et Côtes de Franc. La géologie y est très variable, et on y retrouve une mosaïque de sous-sols et de sols calcaires, argileux, sableux, de graves ainsi que des molasses, déposés durant les ères tertiaire et quaternaire. Combiné aux variations de relief (de 20 à 100 mètres d'altitude), cette hétérogénéité géo-pédologique induit l'existence de pédoclimats très variés. Cette mosaïque de terroirs est très bien illustrée par l'hétérogénéité de la qualité et de la typicité des vins produits dans cette zone.
- On retrouve des formations géologiques identiques dans le plateau du Fronsadais, situé de l'autre côté de l'Isle (rive droite). Le relief y est cependant moins marqué, puisque aucun point ne dépasse 80 mètres d'altitude. Le vignoble de Fronsac s'étend en bordures de la Dordogne et de l'Isle, le reste du plateau disposant de l'A.O.C. Bordeaux et Bordeaux supérieur.
- Sur la rive droite de l'estuaire de la Gironde, en aval de la confluence de la Garonne et de la Dordogne, les coteaux du Bourgeois et du Blayais tranchent avec la platitude du Médoc, auquel ils font face. Les Côtes de Bourg bénéficient d'un relief plus marqué, à géologie encore très variable dont les sols sont constitués de zones argilo-calcaires en bord d'estuaire et matériaux fluviatiles plus au nord (graves sables et argiles) alors que les Côtes de Blaye reposent sur un sous-sol calcaire où l'on retrouve des sols argilo-calcaires.
- A l'ouest du département s'étend le vaste plateau landais sur des sols sableux, sans relief notable, mis à part l'encaissement de la Leyre. Le littoral est marqué par une zone de dunes, pouvant atteindre 5 kilomètres de large, qui culmine à plus de 100 mètres à la dune de Pyla. A l'est du plateau landais, le long de l'estuaire de la Gironde, le Médoc viticole est caractérisé par un terroir de graves, que l'on retrouve jusqu'au sud de Bordeaux, dans l'aire d'appellation Graves. Le Haut-Médoc est connu pour ses croupes de graves du quaternaire longeant l'estuaire, dont bénéficient les grands crus.

1.2 La viticulture bordelaise

La viticulture est la principale activité agricole de la Gironde. Le vignoble bordelais compte 53 appellations recouvrant une surface administrative de 230.000 hectares environ (figure 2.2). Toutefois, seule un peu plus de la moitié de cette surface est véritablement cultivée (environ 122.000 ha en production actuellement). La culture de la vigne en Gironde viticole est destinée à la production de raisins de cuve.

Les variétés cultivées sont en majeure partie des cépages rouges à jus blanc. Le Merlot est le principal cépage en Gironde : il représente environ 50% de la superficie totale du vignoble Bordelais et c'est le cépage majoritaire dans presque toutes les appellations de Gironde, à l'exception du Haut-Médoc, de l'appellation Pessac-Léognan et du Sauternais.

Le Cabernet-Sauvignon est le second cépage le plus cultivé : il recouvre un peu moins d'un quart de la superficie totale de la Gironde viticole. Sa culture est majoritaire dans les régions du Haut-Médoc et dans l'appellation Pessac-Léognan.

Le Cabernet franc est le troisième cépage le plus cultivé et recouvre près de 12% de la superficie totale du vignoble Bordelais. Il est principalement cultivé dans les vignobles du Libournais et dans l'Entre-Deux-Mers.

Les cépages blancs recouvrent environ 14% de la superficie totale de la Gironde viticole : ils sont principalement cultivés dans la partie orientale de l'Entre-Deux-Mers, dans le Blayais et dans le Sauternais. On trouve, par ordre décroissant de superficie occupée : le Sémillon (7% du vignoble Bordelais), le Sauvignon blanc (4%), la Muscadelle (0,8%).

D'autres cépages sont présents de manière très ponctuelle : le Petit Verdot, le Malbec (ou Cot), la Carmenère, l'Ugni blanc et le Colombard.

La gestion des exploitations viticoles est extrêmement variable en Gironde, et dépit de l'homogénéité induite par les décrets d'AOC. Entre les appellations les plus prestigieuses et l'appellation Bordeaux, les densités de plantations, les techniques de productions (entretien des sols, méthodes de lutte phytosanitaires et les méthodes de vinifications) diffèrent considérablement. Les coûts de productions qui en résultent diffèrent, et les investissements réalisés individuellement quant à la caractérisation du terroir local sont généralement effectués par les exploitations valorisant le mieux leur production. Afin d'étendre la connaissance du milieu naturel (sol et climat) aux zones viticoles à revenu d'exploitation plus réduit, les viticulteurs bordelais ont, depuis une dizaine d'année réalisé une démarche de caractérisation pédologique collective. La variabilité des sols de plusieurs zones d'AOC (Entre-Deux-Mers, Côtes de Bourg, Côtes de Castillon, Côtes de Franc) a été caractérisée à des échelles plus ou moins fines (Choné, 2001, Christen *et al.*, 2006). La démarche de caractérisation de la variabilité climatique, dans laquelle s'inscrivent nos travaux, vient donc en complément d'une volonté collective de la part de la profession vitivinicole de mieux définir l'environnement pédoclimatique du Bordelais.

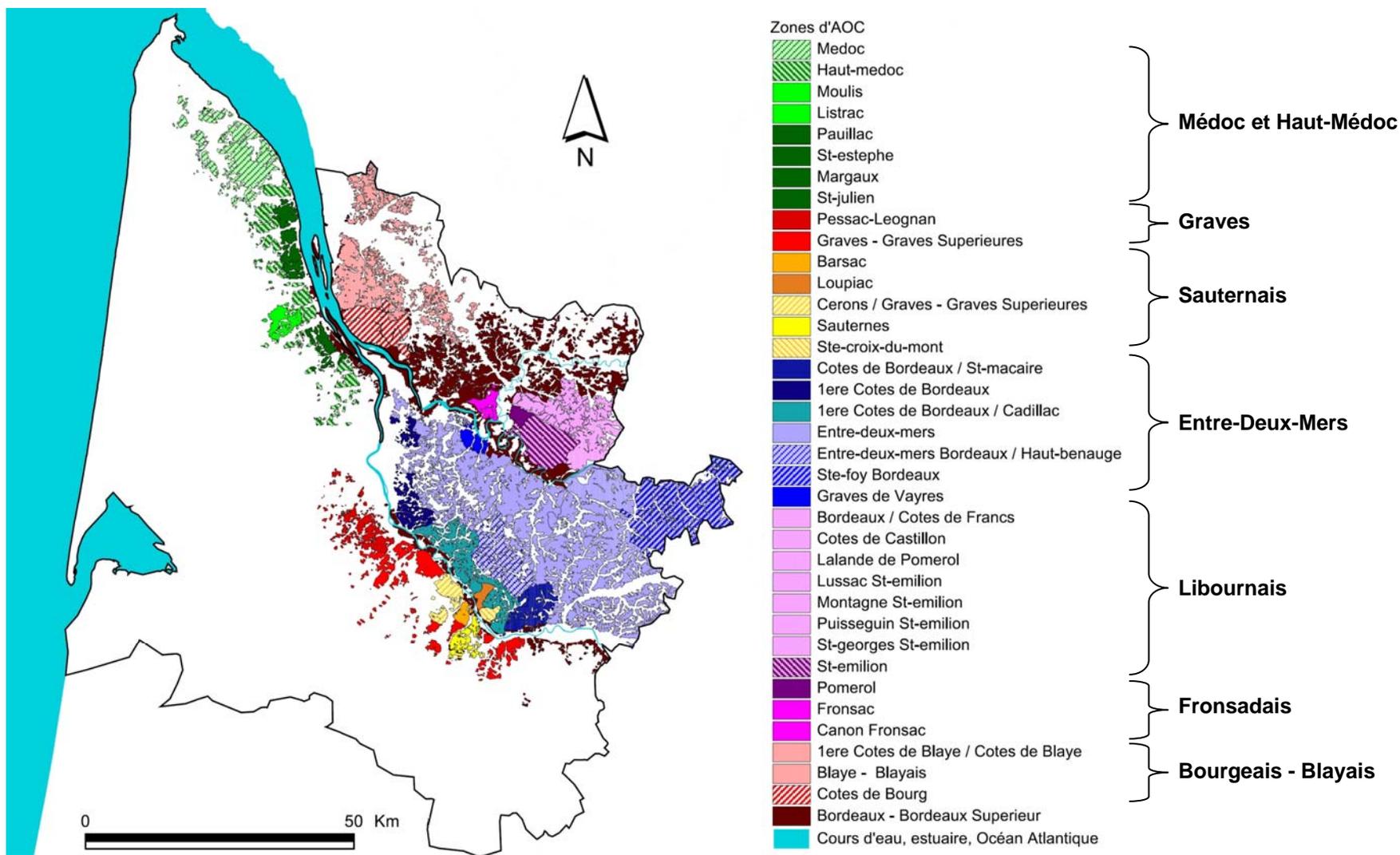


Figure 2.2 : Carte des vignobles de la Gironde (source INAO).

1.3 Climat de la Gironde

Ce paragraphe est une synthèse d'un texte de Michèle Gaumet (Météo-France, *in* Géographie Active, 1993) complétée par l'étude de cartes climatiques mensuelles, établies à partir de normales sur la période 1961-1990 et gracieusement mises à disposition par Météo-France).

La Gironde bénéficie d'un climat de type océanique marqué par une faible variabilité thermique annuelle (18°C environ), une faible amplitude thermique quotidienne (moins de cinquante jours de gelée, et seulement 15 jours de forte chaleur¹ à Mérignac par an), ainsi que par des pluies rarement violentes réparties régulièrement toute l'année. La température moyenne varie de 5 à 7°C en janvier jusqu'à 19 à 21°C durant les mois de juillet et d'août. Il existe un gradient thermique, allant grossièrement du nord-ouest au sud-est du département, où la continentalité plus forte accentue l'amplitude thermique entre la température minimale en hiver et la température estivale maximale (MAX-MIN = 20/22°C à la pointe du Médoc, 22/24°C à Libourne et 24/26°C dans le Bazadais).

Les précipitations les plus abondantes se produisent en hiver, sous l'influence des perturbations venant de l'océan Atlantique. Le printemps et la fin de l'automne sont également bien arrosés, alors que l'été et le début de l'automne sont plus secs. Les hauteurs des précipitations décroissent d'ouest en est. Les moyennes trentenaires (période 1961-1990) indiquent pour le mois de janvier une quantité de 100 mm, reçue en moyenne dans une bande de quarante kilomètres le long du littoral, alors que l'Est ne reçoit pas plus de 80 mm. Cela confirme l'effet de la continentalité.

L'ensoleillement est plus important sur la bande littorale, le bassin d'Arcachon et la pointe du Médoc. Les vents dominants viennent des secteurs sud-ouest et nord-ouest et sont d'autant plus forts que l'on se rapproche de la côte. On notera enfin que les variations climatiques au sein du département subissent les effets de deux facteurs géographiques importants :

- Les masses d'eau, facteur pour lequel on distingue trois échelles d'influence : celle de l'océan Atlantique, de l'estuaire de la Gironde et des cours d'eau (notamment la Dordogne et la Garonne)
- La topographie, surtout dans l'est de la Gironde où le relief est le plus marqué.

Les masses d'eau océaniques ont une chaleur massique plus élevée que les continents, et un albédo plus faible (Chamayou, 1993). Elles vont accumuler de la chaleur et atténuer les variations de température le long des côtes. Les courants des masses d'air et d'eau engendrés par la rotation terrestre circulent d'ouest en est dans l'hémisphère nord. Cette régulation thermique s'étend sur le continent sur une certaine distance pour les régions dont l'océan est situé à l'ouest (Godard et Tabeaud, 2002). C'est le cas des régions occidentales comme la Gironde, en France et dans toute l'Europe.

Les nuages de pluie ont pour origine essentielle la forte évaporation au niveau des masses océaniques. Les climats océaniques sont par conséquent marqués par une pluviométrie plus importante, et par l'absence de saisons vraiment dépourvues de précipitations (Godard et Tabeaud, 2002). Cependant, la période d'avril à juillet reçoit de plus faibles volumes de précipitations. Lors de la pénétration sur le continent, les nuages perdent leur source d'approvisionnement et la pluviométrie diminue (Chamayou, 1993). On peut ainsi s'attendre à observer un gradient de précipitations décroissant d'ouest en est sur le département de la Gironde : les pluies à l'intérieur du continent sont alors plus souvent dues à des orages plus locaux. A proximité directe des masses d'eau, on parle de climats littoraux (Peguy, 1970) : ils sont caractérisés par des retards dans les minima et maxima thermiques (se localisant en

¹ Jours durant lesquels la température dépasse 30°C.

février et en août) et des minima relatifs des précipitations au printemps et en début d'été. L'humidité relative en zone littorale est plus importante qu'à l'intérieur des terres. La température diminue avec l'altitude, avec un gradient thermique de 0,5 à 0,6°C pour 100 m. L'amplitude thermique journalière et saisonnière diminue également avec l'altitude. Le relief crée des conditions d'orientation perturbant l'exposition aux rayons du soleil. Certains versants sont donc favorisés par rapport à d'autres en terme de rayonnement solaire incident. D'autre part l'exposition par rapport aux vents pluvieux dominants modifie les quantités d'eau reçues par les versants (Guyot, 1997). La pente augmente le ruissellement, ce qui limite l'efficacité des pluies sur l'alimentation de la réserve en eau du sol. Dans les régions océaniques, le relief prend une importance considérable : des contrastes peuvent donc apparaître sur les différents versants, surtout si le relief est très marqué.

2 Données climatiques

2.1 Bases de données d'enregistrements aux stations climatiques

Le réseau de stations climatiques en Gironde viticole a historiquement été mis en place par la Météorologie Nationale (Météo-France). Depuis les années 50, Météo-France a installé deux types de réseaux climatiques :

- Un réseau de stations dit « synoptique » (ou dites « synoptiques »), dont les relevés servent comme valeurs d'entrée aux modèles de prévision météorologique : il s'agit à l'heure actuelle de postes automatiques.
- Un réseau de stations dit « secondaire », dont l'objectif est davantage le suivi climatique à l'échelle départemental. Ce réseau est essentiellement suivi par des observateurs bénévoles et est constitué dans la plupart des cas de stations manuelles.

Ce réseau a récemment été complété par le réseau RADOME, dont l'objectif est l'amélioration des prévisions météorologiques à court terme.

Parallèlement, plusieurs organismes agricoles ont choisi de développer leurs propres réseaux de surveillance météorologiques afin d'évaluer, de prévoir ou de modéliser les risques phytosanitaires :

- La Protection des Végétaux dispose ainsi d'une quinzaine de stations sur le département, qu'elle utilise pour la publication de bulletins d'avertissement agricoles.
- L'Unité Mixte de Recherche Santé Végétale de l'INRA de Villenave d'Ornon a lancé dans les années 90 un programme de modélisation des maladies et des ravageurs de la vigne, en développant un réseau météorologique à partir de stations déjà en place et de nouvelles stations automatiques.
- Par ailleurs, l'INRA a développé un réseau national de stations climatiques automatiques : le réseau Agroclim. Il est administré par l'Unité Expérimentale du même nom, située à Avignon.
- Enfin, le Service Vigne et Vins de la Chambre d'Agriculture de la Gironde et l'Institut Français de la Vigne et du Vin (ENTAV/ITV) ont mis en place un réseau similaire au cours des années 90 afin de développer et de tester des modèles, mais aussi pour proposer aux viticulteurs des bulletins d'avertissement. Les stations météorologiques mises en place par ces deux organismes ont aujourd'hui été intégrées au réseau DE.MET.E.R.² (créé en 1999 avec la participation de la FREDEC³.)

² Développement MÉTéorologique en Espace Rural

³ Fédération Régionale de Défense contre les Ennemis des Cultures

Depuis 2001, une base de données climatologique réunissant les données de cumul de précipitation et de température de ces différents réseaux a été établie par l'INRA. Cette base de données compte 91 stations, dont 47 ont un historique depuis 1994 (tableau 2.1).

2.2 Détection et élimination des données aberrantes :

Bien que chaque réseau météorologique procède à une vérification des données climatiques, il arrive que certaines données aberrantes subsistent.

Les données de chaque station ont donc été à nouveau vérifiées, par un processus semi-automatique. La méthode utilisée diffère selon la variable étudiée.

Les températures minimales et maximales ont été vérifiées visuellement : la procédure consiste à réunir les données d'un groupe de 5 à 10 stations d'une même zone. Les données sont ensuite tracées sur des graphiques annuels de variations quotidiennes des températures.

Trois types de données aberrantes ont été observés :

- Un décalage d'un jour sur une série allant de plusieurs jours à plusieurs mois. La série est alors recalée, avec la perte d'une valeur.
- Le second type de donnée aberrante consiste en un écart de plus en plus grand entre les données de la station et celle des stations environnantes. Ce type de donnée aberrante apparaît pour des mesures réalisées par des postes automatiques. Il est alors très probable que le capteur soit sujet à une dérive et nécessite un nouvel étalonnage. On visualise bien la date de réétalonnage sur les courbes d'évolution quotidienne de la température, où brutalement, la dérive est corrigée (les températures enregistrées augmentent subitement). Les données de la période correspondant à cette dérive sont éliminées.
- Le troisième type de donnée aberrante observé correspond à des écarts très importants de la température sur une période réduite (inférieure à une dizaine de jours). Dans ce cas, les données sont directement éliminées.

Concernant les précipitations, l'examen visuel de l'évolution temporelle des cumuls quotidiens ne permet pas d'identifier les valeurs aberrantes, car les courbes suivent des évolutions brutales. Il faut donc utiliser une méthode de détection semi-automatique, par comparaison numérique des cumuls enregistrés. Il s'agit de calculer, pour un groupe de stations climatiques suffisamment proches les unes des autres, l'écart absolu entre les cumuls quotidiens. Si ce dernier excède 80 mm ou si l'écart-type entre les cumuls comparés pour une même journée est supérieur à 10 mm, un message d'alerte est affiché. Les valeurs de cumul de pluie inférieures à 0 mm entraînent également l'affichage d'un message d'alerte. Ces seuils ont été fixés en fonction des écarts spatiaux généralement observés au cours d'une même journée. Des écarts de cumuls entre deux stations supérieurs à 80 mm, sont des faits rares, généralement observés en période orageuse.

Ces opérations sont réalisées facilement à l'aide d'un classeur Excel[®]. Les séries de cumuls pluviométriques antérieure et postérieure à la date pour laquelle une alerte est affichée sont également vérifiées, car il arrive qu'un pluviomètre automatique soit obstrué durant plusieurs jours : il faut alors s'assurer que des erreurs n'aient pas échappé à la procédure semi-automatique de vérification des données climatiques. Des graphiques en nuages de points sont enfin réalisés entre les données des stations climatiques proches les unes des autres, afin de vérifier l'absence de décalage dans les enregistrements.

Un total de 601 séries de valeurs aberrantes sur l'ensemble de la base de données a été détecté et éliminé.

Tableau 2.1 :Liste des stations climatiques de la base de données élaborée à partir de quatre principaux réseaux : DEMETER (DEM), Météo-France (MF), Agroclim (AG, INRA) et Santé Végétal (SV, INRA). A : Poste de type automatique (Cimel), M : Poste manuel. Lat. : Latitude Nord (degrés décimaux), Long.: Longitude Ouest (degrés décimaux), X et Y : coordonnées en Lambert II étendu (système de projection plane, NTF) ; Z : Altitude, en mètres)

Nom station	Organisme	Code	Type	Modèle	Date		Lat.	Long.	X	Y	Z
					début						
Bazas	MF	33036001	A		1994		44,4383	-0,2312	395460	1940823	85
Bégradan	DEM	33038001	A	404 AR2	1994		45,3707	-0,9031	346238	2046370	13
Bergerac	AG	24037002	A		1994		44,8550	0,5210	456440	1985468	40
Beychac-et-Caillau	MF	33049001	M		1994		44,8604	-0,3525	387408	1988050	47
Blanquefort	DEM	33001001	A	407 AR1	1994		44,9209	-0,6444	364600	1995600	27
Blasimon	DEM	33057001	A	404 AR2	1994		44,7742	-0,0930	407618	1977800	95
Bourran	AG	47038002	A		1994		44,3314	0,4139	446545	1927460	53
Budos	MF	33076001	M		1994		44,5391	-0,3738	384493	1952398	16
Cabanac-et-Villagrains	MF	33077002	A		1994		44,5678	-0,5514	370495	1956090	72
Cadaujac	AG	33080002	A		1994		44,7537	-0,5537	371070	1976760	20
Captieux	MF	33095001	M		1994		44,2977	-0,2595	392688	1925260	96
Cazaugitat	DEM	33117001	A	404 AR2	1994		44,7128	-0,0133	413723	1970780	84
Cissac	DEM	33125002	A	404 AR2	1994		45,2207	-0,8287	351393	2029475	20
Civrac	SV	33128002	A	404 AR2	1994		45,3373	-0,8790	347973	2042585	10
Coutras	MF	33138011	M		1994		45,0402	-0,1163	406700	2007418	21
Cursan	MF	33145001	M		1994		44,7904	-0,3516	387215	1980260	96
Donnezac	MF	33151001	M		1994		45,2424	-0,4464	381490	2030745	60
Duras	MF	47086001	M		1994		44,6818	0,1967	430272	1966866	99
La Sauve	DEM	33505002	A	404 AR2	1994		44,7526	-0,2939	391640	1975905	116
Lamothe-Montravel	MF	24226001	M		1994		44,8297	0,0397	418306	1983651	6
Le Tatre	MF	16380001	A		1994		45,4078	-0,2172	400076	2048508	98
Léognan	SV	33238001	A	404 AR2	1994		44,7299	-0,6129	366290	1974283	53
Les-Lèves-et-Thoumeyragues	MF	33242001	M	404 AR2	1994		44,7737	0,2086	431493	1977050	81
Lesparre	MF	33240001	A		1994		45,3104	-0,9216	344515	2039733	11
Listrac	DEM	33248001	A	404 AR2	1994		45,0672	-0,7736	355045	2012250	22
Martillac	SV	33274001	A		1994		44,7379	-0,5538	371000	1974998	26
Mérignac	MF	33281001	A	411 AR1	1994		44,8309	-0,6910	360530	1985748	47
Montagne	DEM	33290001	A	404 AR2	1994		44,9574	-0,1753	401758	1998363	39
Montpon-Menesterol	MF	24294002	A		1994		45,0380	0,1761	429730	2006491	76
Morizes	DEM	33294001	A	404 AR2	1994		44,6202	-0,0830	407888	1960858	39
Moulon	SV	33298002	A	404 AR2	1994		44,8369	-0,2114	398475	1985068	21
Pauillac	SV	33314001	A		1994		45,2228	-0,7722	355835	2029523	20
Pauillac	DEM	33314002	A	404 AR2	1994		45,1885	-0,7593	356703	2025673	21
Pauillac	DEM	33314003	A	411 AR1	1994		45,2117	-0,7722	355790	2028295	21
Pompignac	DEM	33330001	A	404 AR2	1994		44,8633	-0,4483	379850	1988633	86
Preignac	DEM	33337001	A	404 AR2	1994		44,5687	-0,2917	391125	1955465	11
Saint-Estèphe 1	DEM	33395001	A	404 AR2	1994		45,2442	-0,7625	356693	2031878	16
Saint-Loubert	MF	33432002	A		1994		44,5547	-0,1663	401038	1953590	30
Saint-Savin	MF	33473001	A		1994		45,1390	-0,4398	381606	2019243	90
Saint-Symphorien	MF	33484002	M		1994		44,4093	-0,5595	369200	1938500	72
Saint-Trojan	DEM	33486001	A	404 AR2	1994		45,0929	-0,5902	369588	2014545	71
Salaunes	MF	33494001	M		1994		44,9347	-0,8288	350105	1997700	48
Sauveterre-de-Guyenne	MF	33506001	M		1994		44,6975	-0,0929	407365	1969275	80
Vensac	MF	33541001	M		1994		45,3945	-1,0389	335723	2049463	8
Sauternes	MF	33504001	A	407 AR2	1994		44,5432	-0,3272	388210	1952730	71

Tableau 2.1 (Suite)

Nom station	Organisme	Code	Type	Modèle	Date début	Lat.	Long.	X	Y	Z
Vignonet	DEM	33546001	A	404 AR2	1994	44,8436	-0,1382	404283	1985620	7
Villenave d'Ornon	AG	33550003	A		1994	44,7895	-0,5767	369400	1980798	25
Cestas	AG	33122004	A	411 AR1	1997	44,7400	-0,7808	353030	1975921	59
Cussac-Fort-Medoc	DEM	33146001	A	404 AR2	1999	45,1066	-0,7435	357588	2016530	24
Braud-et-Saint-Louis	DEM	33073001	A	407 AR2	2000	45,2743	-0,6749	363695	2034945	1
Latresne	AG	33234003	A	411 AR1	2000	44,7805	-0,4794	377063	1979519	63
Pessac	DEM	33318001	A	411 AR1	2000	44,8156	-0,6132	366618	1983810	26
Saint-Medard-d'Eyrans	DEM	33447001	A	404 AR2	2000	44,6989	-0,5324	372540	1970605	39
Vayres	SV	33539001	A	404 AR2	2000	44,8808	-0,3344	388913	1990269	31
Grezillac	DEM	33194001	A	404 AR2	2001	44,8203	-0,2175	397930	1983235	79
Margaux 1	DEM	33268001	A	404 AR2	2001	45,0367	-0,6766	362545	2008563	17
Bommes	DEM	33060001	A	404 AR2	2002	44,5414	-0,3528	386172	1952602	58
Galgon	DEM	33179002	A	404 AR2	2002	44,9932	-0,2998	392068	2002662	40
Reignac	DEM	33351001	A	404 AR2	2002	45,2411	-0,5269	375168	2030827	39
Saint-Avit-Saint-Nazaire	DEM	33378001	A	407 AR1	2002	44,8382	0,2615	435875	1984109	29
Saint-Emilion	DEM	33394003	A	404 AR2	2002	44,8775	-0,1607	402628	1989447	17
Saint-Martin-du-Puy	DEM	33540001	A	404 AR2	2002	44,6821	-0,0328	412079	1967416	84
Aubie-et-Espessas	DEM	33018001	A	404 AR2	2003	45,0214	-0,4155	383056	2006104	53
Belves de Castillon	DEM	33045001	A	404 AR2	2003	44,8794	-0,0397	412192	1989361	93
Berson	DEM	33047001	A	404 AR2	2003	45,1194	-0,5717	371150	2017433	76
Cadillac	DEM	33081001	A	404 AR2	2003	44,6350	-0,3017	390581	1962865	27
Cadillac-en-Fronsadais	DEM	33082001	A	404 GSM	2003	44,9563	-0,3841	385277	1998787	9
Cezac	DEM	33123001	A	404 AR2	2003	45,1031	-0,4054	384172	2015160	78
Cissac	Mixte	33125001	A	404 AR2	2003	45,2397	-0,8116	352818	2031524	26
Coubeyrac	DEM	33133001	A	404 AR2	2003	44,7870	0,0476	418789	1978882	91
Haux	DEM	33201001	A	404 AR2	2003	44,7425	-0,3540	386843	1974947	92
La Lande-de-Fronsac	DEM	33219000	A	407 AR1	2003	44,9846	-0,3746	386138	2001902	44
Lussac	DEM	33261001	A	404 AR2	2003	44,9649	-0,0762	409603	1998947	52
Parempuyre	DEM	33312001	A	407 AR1	2003	44,9599	-0,5968	368513	1999794	3
Pujols-sur-Ciron	DEM	33343001	A	404 AR2	2003	44,5853	-0,3496	386593	1957472	19
Saint-Aubin-de-Branne	DEM	33375001	A	404 AR2	2003	44,8107	-0,1742	401325	1982060	87
Saint-Brice	DEM	33379001	A	404 AR2	2003	44,6916	-0,1394	403656	1968734	77
Saint-Caprais-de-Blaye	DEM	33380001	A	404 AR2	2003	45,2945	-0,5727	371794	2036894	41
Saint-Cibard	Mixte	33386001	A	404 AR2	2003	44,9300	-0,0200	413919	1994937	
Saint-Emilion 2	Mixte	33394004	A	408 BR1	2003	44,9179	-0,1869	400700	1994000	38
Saint-Estèphe 2	DEM	33180001	A	404 AR2	2003	45,2378	-0,8017	353585	2031283	19
Saint-Germain-du-Puch	DEM	33413001	A	404 AR2	2003	44,8478	-0,3442	388013	1986627	51
Saint-Julien-de-Beychevelle	DEM	33423003	A	404 AR2	2003	45,1452	-0,7734	355400	2020907	11
Saint-Pierre-de-Mons	DEM	33465001	A	404 AR2	2003	44,5435	-0,2210	396654	1952481	40
Saint-Quentin-de-Caplong	DEM	33467001	A	404 AR2	2003	44,7961	0,1308	425404	1979711	101
Saint-Seurin-de-Bourg	DEM	33475001	A	404 AR2	2003	45,0464	-0,5868	369664	2009374	55
Saint-Seurin-de-Cadourne	DEM	33476001	A	404 AR2	2003	45,2820	-0,7918	354563	2036167	20
Salleboeuf	DEM	33496002	A	404 AR2	2003	44,8440	-0,3922	384206	1986331	76
Samonac	DEM	33500001	A	404 AR2	2003	45,0616	-0,5710	370969	2011019	59
Soussans	SV	33517001	A	404 AR2	2003	45,0631	-0,6901	361595	2011533	10
Tauriac	DEM	33525001	A	404 AR2	2003	45,0586	-0,5062	376059	2010496	24

Certaines stations climatiques ont également été éliminées pour des raisons d'emplacement : il s'agit de stations climatiques dont l'environnement peut perturber très localement le climat. Il arrive en effet que certains postes soient implantés à proximité d'un arbre ou d'un bâtiment élevé, qui peut créer des effets de masque et réduire la quantité de précipitations reçue par le pluviomètre. Par ailleurs, certaines stations sont situées à proximité d'étangs ou de fossés qui induisent des modifications très localisées de températures, biaisant alors la mesure.

Enfin, les données de température de l'air enregistrées aux postes manuels (réseau secondaire de Météo-France) n'ont pas été utilisées : la nature des abris et la précision de la mesure (à 0.1°C) étaient fortement incohérentes avec celles des postes automatiques. Ces dernières ont par ailleurs toutes le même fabricant.

2.3 Données climatiques pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle quotidienne

Plusieurs domaines viticoles du Bordelais ont été équipés de stations climatiques 12 paramètres, fournissant les données nécessaires pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle : température de l'air, vitesse du vent à 2 mètres, humidité relative et rayonnement global. Les capteurs d'humidité relative (hygromètres) et de rayonnement global (pyranomètres) nécessitent une maintenance régulière, rarement réalisée avec une fréquence suffisante pour éviter l'apparition de biais. Une étude préliminaire des mesures pyranométriques a conduit à écarter l'option d'utiliser ces données pour une interpolation de cette variable, et ce pour deux principales raisons :

- Les appareils pouvaient présenter un biais sur plusieurs années ;
- Le nombre de postes fournissant ces données n'était pas suffisamment grand (moins d'une dizaine) pour permettre une interpolation fiable de ce paramètre.

L'idée initiale d'utiliser la vitesse du vent ainsi que l'humidité relative et le rayonnement global, mesurés au sol, pour spatialiser l' ET_0 a donc été abandonnée.

L'estimation de l' ET_0 par télédétection n'a pas été envisagée, pour les raisons évoquées plus haut (nébulosité, variation de l'occupation des sols, et incertitude trop élevée). En revanche, des données de rayonnement global par télédétection à une résolution acceptable (maille de 30 km) sont disponibles. Elles sont compilées au sein de la base de données HelioClim-1 (Lefèvre *et al.*, 2007), construite à partir de l'analyse pluriquotidienne des images Météosat, par les méthodes Heliosat-1 et 2 (Rigollier *et al.*, 2004). La méthode Heliosat, la base de données HelioClim-1, ainsi qu'un service permettant d'accéder aux données par internet ont été mis au point par le Centre Energétique et Procédés de l'Ecole des Mines de Paris. Une collaboration avec ce centre a été établie, visant à exploiter ces données dans le cadre de l'étude de la variabilité spatiale du rayonnement en Gironde viticole et de l'utiliser comme outil de spatialisation de l' ET_0 . Cette approche d'estimation de l'évapotranspiration potentielle est présentée au chapitre 5.

3 Données géographiques complémentaires

Les Systèmes d'Informations Géographiques (SIG) sont des logiciels gérant des éléments spatiaux (polygones ou images pixelisées) associés à des bases de données. Ils permettent d'analyser, de comparer et de croiser des données spatiales de nature diverse (continues ou discrètes). Ces logiciels sont désormais très utilisés pour l'analyse spatiale des variables climatiques. Ils permettent notamment de coupler les informations topographiques avec les données enregistrées aux stations climatiques, afin d'améliorer les processus d'interpolation.

Les SIG traitent typiquement deux grands types de données :

- Les données dites *rasters*, qui correspondent à des images dont chaque pixel est associé à une donnée : couleur, altitude, température, etc.
- Les données dites *vectorielles*, qui correspondent à des ensembles (dits « couches ») de polygones ou de points, associés à des bases de données. On peut donc associer à chaque polygone ou à chaque point d'une couche une ou plusieurs données.

Au cours de nos travaux, nous avons utilisé le SIG GRASS, un logiciel libre sous licence publique générale GNU, dont la contribution de la communauté scientifique a conduit à développer de nombreux modules pour traiter les données spatiales, notamment les données de type raster. Ce logiciel présente l'intérêt d'être couplé avec le logiciel libre de traitement statistique de données R, également sous licence GNU, qui comporte un grand nombre de modules de traitement spatial des données, notamment en géostatistiques. R est un logiciel statistique en ligne de commande, dont le langage est très semblable au logiciel commercial S-Plus[®].

Deux couches de données ont été utilisées :

- Un Modèle Numérique de Terrain, établi par l'Institut National Géographique (IGN), à une résolution de 50 m, sur l'ensemble de la Gironde. Il s'agit d'une couche raster, dont chaque pixel a la valeur de l'altitude moyenne de la surface qu'il recouvre.
- La base de données CORINE Land Cover 2000, développée dans le cadre du programme européen CORINE, qui consiste en une couche vectorielle au sein de laquelle chaque polygone correspond à une entité d'occupation du sol. L'établissement de cette base de données spatiales a été réalisé pour une surface recouvrant l'intégralité des pays de la Communauté Européenne à partir de l'analyse d'image satellite Landsat 7, de photographies aériennes, ainsi que des bases de données cartographiques de l'IGN et de l'Institut Français de l'Environnement (IFEN). La plus petite unité cartographiée est de 25 hectares. Les polygones de la couche vectorielle CORINE Land Cover 2000 sont identifiés par une nomenclature identifiant 44 unités topographiques différentes.

Ces données ont été utilisées lors des processus de spatialisation de la température et de rayonnement global à maille fine

4 Observations phénologiques et analyses de maturation du raisin (validation)

Afin de valider la variabilité spatiale agroclimatique en Gironde viticole, une base de données d'observations des stades phénologiques et d'analyses de maturation technologique⁴ du raisin sur Merlot a été élaborée. Elle réunit les observations réalisées par deux organismes partenaires de la profession viticole, Institut Français de la Vigne et du Vin (ENTAV/ITV) et le service Vigne et Vins de la Chambre d'Agriculture de la Gironde, ainsi que les observations réalisées par la Faculté d'œnologie de Bordeaux. Les réseaux de suivi parcellaire ont pris un essor considérable depuis 2001, et la base de données a été établie sur la période 2001-2005. Les observations de stades phénologiques réalisées par l'ENTAV/ITV et par la Chambre d'Agriculture ont pour objectif de situer la date d'avancement du cycle végétatif et reproducteur de la vigne, dans un but de protection/modélisation phytosanitaire. Les suivis de maturation réalisés par ces deux organismes ont pour objectif la caractérisation annuelle de la

⁴ La notion de maturation technologique désigne en viticulture l'évolution de la teneur en sucre et de l'acidité des raisins.

précocité relative entre les différentes régions viticoles de Gironde, à des fins de conseil, de suivi expérimental et également à des fins administratives (fixation du ban des vendanges). Les observations phénologiques et les suivis de maturité réalisés par la Faculté d'œnologie de Bordeaux ont pour but de caractériser le millésime, en comparant le développement de la vigne et la maturation du raisin avec ceux de millésimes antérieurs.

Pour chacun des trois réseaux, les relevés parcellaires sont en principe effectués de manière hebdomadaire. Les observations sont réalisées sur cépages rouges et blancs. Afin de comparer les observations réalisées sur un même cépage, seules les parcelles de Merlot (cépage recouvrant 50% du vignoble Bordelais et cultivé dans toutes les zones viticoles de Gironde) ont été retenues. A l'origine, plus de 300 parcelles faisant l'objet de suivi de la part des réseaux ont été sélectionnés. Toutefois, de nombreuses données étaient inutilisables pour valider la caractérisation agroclimatique de la Gironde viticole, car certaines parcelles ne faisaient pas l'objet d'observations régulièrement espacées dans le temps. Toutes les observations réalisées à plus de 7 jours d'écart ont été éliminées.

Les stades phénologiques retenus pour la comparaison avec l'analyse agroclimatique sont la mi-floraison (stade repère I selon Baillod et Baggiolini, 1993) et la mi-véraison (stade repère M). Il s'agissait d'une part des stades les plus rigoureusement observés. Par ailleurs, les observations de ces deux stades phénologiques étant relativement aisées, les dates correspondant à l'observation de ces stades étaient donc certainement plus fiables que d'autres stades comme la fermeture de la grappe, dont les observations sont plus délicates.

L'exploitation des données de suivi de maturation technologique est plus complexe, car si le déterminisme de la phénologie de la vigne par le climat (essentiellement la température) a été largement observé, plusieurs facteurs exogènes conditionnent la maturation du raisin : sol (notamment par son impact sur le régime hydrique), charge en fruit et surface foliaire. En revanche, la cinétique de maturation (et non la qualité du raisin à une date donnée) est fortement sous la dépendance de la température (Huglin et Schneider, 1998). Les dates auxquelles la teneur en sucre et l'acidité totale de la baie atteignent des seuils donnés ont été confrontées à la variabilité agroclimatique de la Gironde viticole.

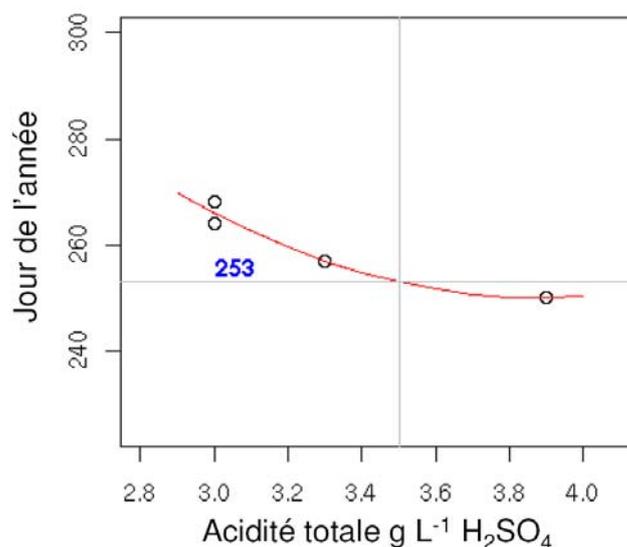


Figure 2.3 : Exemple de détermination de la date (jour de l'année) à laquelle l'acidité totale du raisin atteint la valeur seuil de 3,5 g L⁻¹ H₂SO₄, par interpolation polynomiale

Les seuils de 210 g L⁻¹ de teneur en sucre (12% potentiel d'alcool) et de 3,5 g L⁻¹ H₂SO₄ d'acidité totale a été retenus, car il s'agit de valeurs qui apparaissaient fréquemment durant les

contrôles de maturité. Les contrôles de maturité de raisin étant effectués de manière hebdomadaire, la date à laquelle ces valeurs ont été atteintes a été déterminée par interpolation polynomiale de degré 2 (figure 2.3). Après élimination des données jugées inutilisables, les observations de floraison et de véraison concernant 111 parcelles ont été retenues. Pour les dates de maturité technologique, seules 30 parcelles ont été sélectionnées (d'une part parce que le suivi de maturité du raisin par les organismes cités plus haut repose sur un nombre plus réduit de parcelles, et d'autre part parce qu'un certain nombre de parcelles présentait des données aberrantes).

Chapitre 3

Températures

1 Introduction

La température conditionne la vitesse de croissance des végétaux. L'effet de cet élément du climat sur la cinétique de croissance et d'évolution phénologique de la vigne a fait l'objet de nombreux travaux (Baldwin, 1693 ; Winkler et Williams, 1939 ; Pouget, 1968 ; Pouget, 1981 ; Moncur *et al.*, 1989 ; Besselat *et al.*, 1995 ; Lebon *et al.*, 2004, entre autres). Par ailleurs, la température de l'air influence la maturation du raisin. Son élévation va induire une augmentation de la consommation d'acide malique par respiration réduisant ainsi l'acidité totale des baies (Buttrose *et al.*, 1971 ; Kliewer, 1977 ; Bergqvist *et al.*, 2001). La température joue également un rôle indirect sur la teneur en sucre des baies, en réduisant la durée de maturation du raisin (Huglin et Schneider, 1998). Les températures excessives réduisent la teneur en anthocyanes (Jacquet et Morlat, 1997). On estime enfin que des températures nocturnes peu élevées favorisent le potentiel aromatique des raisins (Huglin et Schneider, 1998 ; Fregoni et Pezzutto, 2000 ; Tonietto et Carbonneau, 2004).

Ce chapitre présente dans un premier temps les travaux réalisées pour l'interpolation spatiale de la température de l'air au pas de temps quotidien. Dans un second temps, les températures quotidiennes spatialisées sont utilisées en vue d'une caractérisation de la précocité relative des différentes zones de la Gironde viticole, basée sur des modèles de degrés.jours. Ce chapitre consiste en deux articles réunis en un seul manuscrit, soumis à la revue internationale à comité de lecture *Climate Research* sous le nom :

Temperature Interpolation for Phenological Modelling at Mesoscale Level:

I: Interpolation of Daily Minimum and Maximum Temperature using Environmental Co-Variables.

II: Phenological Zoning of Bordeaux Winegrowing Area based upon Degree-Days Models.

2 Interpolation of Daily Minimum and Maximum Temperature using Environmental Co-Variables

Benjamin Bois^{a*}, Daniel Joly^b, Philippe Pieri^a, Cornelis Van Leeuwen^{ac}, Jean-Pierre Gaudillere^a, Etienne Saur^{cd}

^aUMR EGFV, ISVV, INRA, Université Bordeaux 2, BP 81, 33883 Villenave d'Ornon Cedex, France

^bUMR Théma, CNRS, Université de Franche-Comté, 32, rue Mégevand, 25030 Besançon Cedex, France

^cEcole Nationale d'Ingénieurs des Travaux Agricoles de Bordeaux, 1 cours du Général de Gaulle, 33175 Gradignan Cedex, France

^dUMR TCEM, INRA, Université Bordeaux 1, BP 81, 33883 Villenave d'Ornon Cedex, France

*Corresponding author: Tel: 0033 557 122 501; Fax: 0033 557 122 515; email: benjaminbois@yahoo.fr

Abstract

Daily temperature interpolation using spatial modelling is a necessary prerequisite for applications in agronomy and forestry fields. Interpolation techniques including local environmental data have shown to improve the precision of air temperature estimates. However, few studies have been performed at mesoscale level, within small relief variation areas. This paper introduces the use of an interpolation technique based on a multiple regression analysis within residual kriging (*MRK*), which includes several co-variables derived from a digital elevation model (DEM) and from CORINE land cover database. This method was compared to “classical” interpolation techniques, such as ordinary kriging (*OK*) and inverse distance weighting average (*IDWA*). The study area is the winegrowing region of Bordeaux, France. Method performances were evaluated using minimum and maximum daily temperature records of 68 weather stations, for a 5 year period (2001-2005). Cross validation procedure showed that *MRK* was the most accurate method for minimum temperature interpolation, whereas *OK* performed best in interpolating maximum temperature data. The root mean squared errors ranged from 0.84 to 0.92°C for minimum temperature and from 0.51 to 0.64°C for maximum temperature, according to the technique used and to the year. *MRK* method was used to investigate correlation patterns between the environmental co-variables and air temperature. It was observed that the distance to the Gironde estuary and to the sea, as well as vegetation, urban situation and terrain characteristics were frequently significantly correlated to air temperature. Seasonal trends of significant correlation frequencies were obvious. *MRK* method appeared to be an interesting accurate to investigate the relationship between air temperature and local environment.

Keywords: Temperature, environmental co-variables, multiple regression analysis, mesoscale level, kriging, inverse distance weighting average, GIS.

2.1 Introduction

Daily air temperature is a major climatic input of crop models, from simple (Bonhomme, 2000) to elaborated modelling processes (Chuine and Beaubien, 2001 ; Brisson *et al.*, 2003). Such data can be monitored using cheap and reliable devices (thermal probes) and the development of automatic weather stations has facilitated the expansion of temperature measurement networks. Spatially distributed air temperature data has been increasingly used lately, for insect population, crop and forest modelling (Harrison *et al.*, 2000 ; Bindi and Maselli, 2001 ; Jarvis *et al.*, 2003 ; Geerts *et al.*, 2006). According to the modelling procedure, small changes in spatial air temperature fields might lead to considerable

differences in the model output (Courault and Ruget, 2001). Air temperature spatial fields thus need to be precisely estimated. The accuracy of spatial interpolation of temperature might change dramatically according to the number of weather recording sites and the interpolation methods used to estimate daily temperature data (Jarvis and Stuart, 2001b). Consequently, numerous efforts have been made to develop spatial interpolation models using inverse distance, geostatistics (kriging techniques), smooth splines and complex multiple regression analysis (Nalder and Wein, 1998 ; Courault and Monestiez, 1999 ; Price *et al.*, 2000 ; Chung *et al.*, 2006 ; Hancock and Hutchinson, 2006).

Air temperature is locally governed by topographical objects, such as elevation, gradient, aspect and soil and by land cover such as water masses, vegetation, urban areas, (Oke, 1978 ; Holdaway, 1996 ; Personnic, 1999). Although these aspects have now been widely demonstrated and whereas geographical information systems allow to easily manage such information, most of the interpolation techniques integrate one co-variable only, mostly elevation (Thornton *et al.*, 1997 ; Bolstad *et al.*, 1998 ; Gozzini *et al.*, 2000). Some authors have recently proposed to select environmental “guiding” co-variables (Bindi and Maselli, 2001 ; Jarvis and Stuart, 2001a ; Daly *et al.*, 2002). They have shown that data interpolation was generally improved when integrating such information. As local topography effects upon air temperature depends on the type of weather (Avila, 1999 ; Courault and Monestiez, 1999 ; Hufty, 2001), it seems interesting to select each day the appropriate environmental co-variables according to the degree of correlation between these variables and air temperature. Such method has been shown to allow high resolution interpolation of daily temperature data (Joly *et al.*, 2003).

In this paper, a multiple regression interpolation procedure, using environmental co-variables and kriging of residuals, is presented. The performance of this method for daily minimum and maximum temperature interpolation is evaluated at mesoscale level, within a low relief and Oceanic influenced context. Two other interpolation methods (ordinary kriging and inverse distance weighting average) are also evaluated. The multiple regression analysis approach is then used to investigate on the effect of environmental co-variables on daily temperature.

2.2 Material and methods

2.2.1 The study area

The study area is the winegrowing region of Bordeaux, located in Southwest of France, within the province of Gironde (figure 3.1). This region is characterized by an Oceanic climate, with moderately dry summers and mild and wet winters (figure 3.2). Rainfall annual amount ranges from 700 to 1300 mm, with a mean value of 930 mm (1976-2005 average). Average temperature ranges from 22.3°C in August to 7.8°C in December. During winter, synoptic situations are characterized by low pressure Icelandic patterns, with maritime Polar humid air masses, coming from the Northwest direction (Jones and Davis, 2000). During summer, the Azores anticyclone provides high pressure fields on Bordeaux winegrowing region, with the arrival of different air masses, i.e. cool maritime Polar (from Northwest), warm maritime Tropical (from South-East) or warm overrunning (from Southeast) masses.

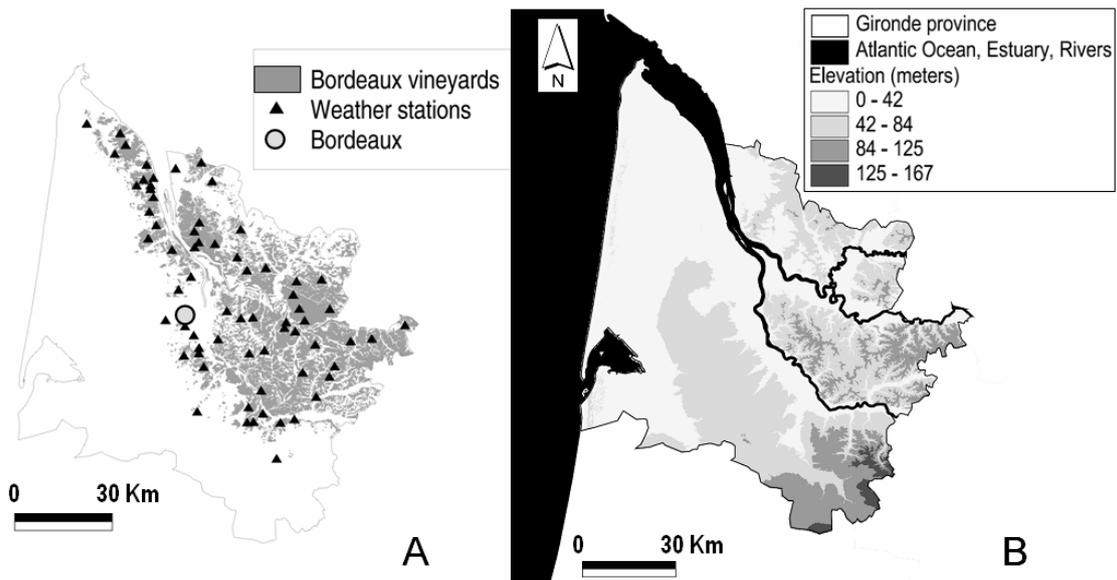


Figure 3.1: The study area, weather stations and geographical. A: Bordeaux vineyards and weather stations locations ; B: Elevation and water masses of Gironde province

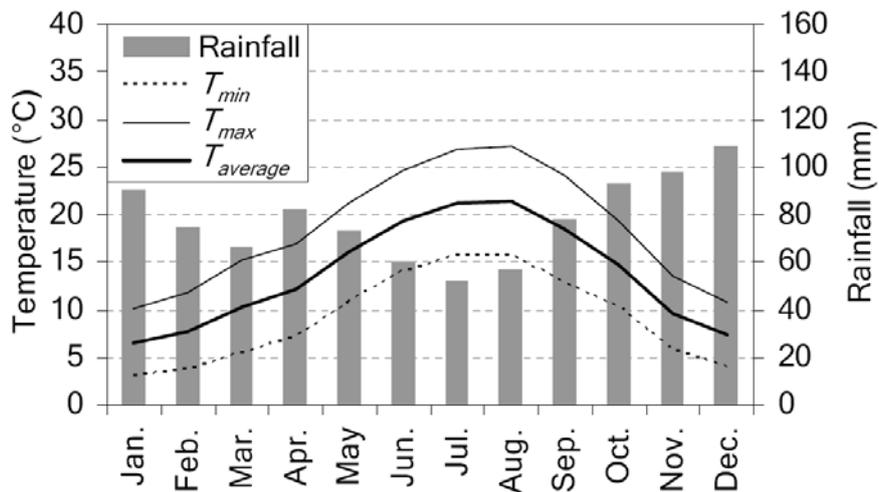


Figure 3.2: Climatic normals of Bordeaux (Weather station of Villenave d'Ornon, 44.79°N, 0.58°W, period 1976-2005)

2.2.2 Weather station records

Daily temperature data was recorded during 2001 to 2005, using Cimel disc shelters, with thermal probes. These weather stations are part of two meteorological monitoring networks: the national meteorological service (Météo-France) and an agricultural pest monitoring network (DEMETER). The weather stations density recently increased: in 2001, 36 weather stations were available, 42 in 2002 and 68 from 2003 to 2005 (table 3.1, figure 3.1A). This allowed evaluating the performance of the interpolation techniques in relation with the number of available station records.

Table 3.1: List of weather stations. N= Number of observations, for minimum (T_{min}) and maximum temperatures (T_{max}). X and Y coordinates are given in Lambert II étendu (NTF plane projection system, meters). Z (elevation) is given in meters.

Code	X (m)	Y (m)	Z	N		Code	X (m)	Y (m)	Z	N	
				T_{min}	T_{max}					T_{min}	T_{max}
33001001	364600	1995600	27	1688	1687	33312001	368513	1999794	3	1096	1096
33018001	383056	2006104	52	1085	1086	33314001	355835	2029523	22	1818	1817
33036001	395460	1940823	110	731	730	33314002	356703	2025673	20	1825	1826
33038001	346238	2046370	12	729	726	33314003	355790	2028295	21	1826	1824
33045001	412192	1989361	91	1089	1093	33318001	366618	1983810	26	1789	1784
33047001	371150	2017433	75	1096	1095	33330001	379850	1988633	86	1826	1826
33057001	407618	1977800	95	1826	1826	33337001	391125	1955465	12	1826	1826
33060001	386172	1952602	56	1448	1458	33343001	386593	1957472	19	1096	1096
33073001	363695	2034945	1	1461	1461	33351001	375168	2030827	39	731	731
33077002	370495	1956090	72	731	730	33375001	401325	1982060	87	1096	1092
33080002	371070	1976760	21	1780	1771	33378001	435875	1984109	29	731	731
33081001	390581	1962865	27	1096	1096	33379001	403656	1968734	76	1096	1096
33117001	413723	1970780	87	1442	1443	33380001	371794	2036894	41	731	731
33123001	384172	2015160	69	1096	1096	33394003	402628	1989447	17	1826	1826
33125002	351393	2029475	19	1826	1826	33394004	400700	1994000	37	811	810
33128002	347973	2042585	10	1809	1805	33395001	356693	2031878	16	1825	1825
33133001	418789	1978882	91	1081	1076	33413001	388013	1986627	50	1095	1096
33146001	357588	2016530	24	1826	1826	33423003	355400	2020907	11	1096	1096
33179002	392068	2002662	40	1461	1461	33432002	401038	1953590	31	365	365
33180001	353585	2031283	19	1096	1096	33447001	372540	1970605	39	1826	1826
33194001	397930	1983235	80	1461	1461	33465001	396654	1952481	40	1096	1096
33201001	386843	1974947	92	1096	1096	33467001	425404	1979711	99	1096	1096
33219000	386138	2001902	44	1095	1095	33475001	369664	2009374	55	1096	1096
33234003	377063	1979519	65	1823	1823	33476001	354563	2036167	20	1096	1095
33238001	366290	1974283	53	1635	1449	33486001	369588	2014545	70	1826	1826
33240001	344515	2039733	12	1096	1096	33496002	384206	1986331	76	1096	1094
33248001	355045	2012250	22	731	731	33500001	370969	2011019	59	1095	1095
33261001	409603	1998947	52	731	731	33504001	388210	1952730	73	1826	1826
33268001	362545	2008563	17	1826	1826	33505002	391640	1975905	115	1822	1822
33274001	371000	1974998	28	1811	1810	33525001	376059	2010496	24	1013	1013
33281001	360530	1985748	47	730	730	33540001	412079	1967416	83	1461	1461
33290001	401758	1998363	39	1096	1092	33541001	335728	2049468	8	731	731
33294001	407888	1960858	38	731	731	33546001	404283	1985620	6	1825	1824
33298002	398475	1985068	23	1746	1757	33550003	369400	1980798	25	1823	1821

2.2.3 Interpolation methods

2.2.3.1 Inverse Distance Weighting Average (IDWA)

The inverse distance weighting average method is a deterministic method that averages the temperature from surrounding stations. A weight is given to each station value, according to the distance of this station to the prediction site. Most of the time, the effect of the surrounding points is supposed to decrease with the inverse square of the distance. The predicted value is thus calculated as follows:

$$Z^* = \frac{\sum_{i=1}^N \frac{Z(x_i)}{d_i^2}}{\sum_{i=1}^N \frac{1}{d_i^2}} \quad (7)$$

where Z^* is the predicted value, $Z(x_i)$ is the known (measured) value, recorded at i th site x , d_i is the distance from the site i to the prediction site and N is the number of recording sites. This method can produce acceptable results, in comparison to kriging, when the number of sampling points (weather stations) is low, for rainfall (Dirks *et al.*, 1998 ; Nalder and Wein, 1998) or monthly temperature (Chuanyan *et al.*, 2005).

2.2.3.2 Ordinary Kriging (OK)

Kriging is a stochastic method (geostatistics), similar to *IDWA*, that uses linear combination of weights at measurement sites to estimate the values at the prediction point.

This method involves the description of a spatial stochastic structure of the studied variable via the semi-variogram :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{k=1}^{N(h)} [Z(x_k + h) - Z(x_k)]^2 \quad (8)$$

where $\gamma(h)$ is the semi-variogram, dependent on distance (or lag) h ; $N(h)$ is the number of pairs of sites separated by the distance $h+\Delta h$ and $Z(x)$ is the variable value at the site x . A model is fitted to the semi-variogram. This model is then used to generate an auto-covariance matrix. The kriging estimator is given by the formula :

$$Z^* = \sum_{i=1}^N \lambda_i Z(x_i) \quad (9)$$

where λ_i is the kriging (weighing) coefficient; Z^* and $Z(x_i)$ have the same signification as in equation (8). λ_i are obtained by solving the equation that minimize the estimation variance $Var[Z^* - Z]$ with the mathematical expectation $E[Z^* - Z] = 0$.

Kriging has been developed for the mining field in the 60's of the XXth century (Matheron, 1965), and is now widely applied for interpolation of climate variables: almost every scientific interpolation case includes ordinary kriging evaluation (Borga and Vizzaccaro, 1997 ; Nalder and Wein, 1998).

The semi-variogram analysis, prior to kriging, is capital to perform a good interpolation. For interpolation of daily temperature data, such careful analysis is made difficult by the large number of cases (1826 days from 2001 to 2005). In order to face this constraint, an analysis of empirical semi-variogram was performed on a restricted number of case, during the year 2003, in order to select the type of co-variance model that would best fit the empirical semi-variograms to the largest number of situations. This study led to the choice of spherical models. Co-variance models fitting and kriging were performed using the package *Gstat* (Pebesma, 2004) implemented in R statistical software (R Development Core Team, 2007).

2.2.3.3 Multiple regression with environmental co-variables and kriging of residuals (MRK)

The advent in geographical information systems (GIS) was recently accompanied with the development of interpolation techniques that account for the local environment effects on daily temperature. Several methods of this kind have been developed, which integrate topographical information, such as elevation, slope inclination and aspect, terrain rugosity and information from land cover such as sea distance or remotely sensed vegetation index (Bindi and Maselli, 2001 ; Jarvis and Stuart, 2001a ; Monestiez *et al.*, 2001 ; Daly *et al.*, 2002 ; Joly *et al.*, 2003). These approaches generally consist on either a trend removal within geostatistical (detrended kriging) or thin plate smoothing splines interpolation techniques, or a multiple regression analysis based upon latitude, longitude and environmental co-variables. In this second approach, the residuals (unexplained part of the variance) can be interpolated

using estimators such as *IDWA*, kriging or thin plate smoothing. The method used in this study is based upon this second approach. This method consists in two main steps.

Building the GIS

Firstly, different raster layers (gridded maps) of environmental co-variables that describe the topographical characteristics of the study area are established, at the same grid resolution (50 m pixels).

The co-variables used in this study were chosen in accordance to the topographical and land cover characteristics of the study area. 10 topographical elements were selected (table 3.2):

- The elevation (*Elev*) was provided by a digital elevation model (DEM) at 50 m resolution.
- Slope aspects (*Aspe*) and inclination (*Slop*), were derived from DEM analysis.
- The terrain rugosity (*Rugo*), describes the topographic roughness. A square window is successively positioned on each pixel of the DEM. For each pixel, a local polynomial at the first degree is calculated, which enables a surface adjustment in two dimensions. The differences between the elevation of this surface and the elevation given by the DEM are the residues for which standard deviation is calculated. This is what we define as ‘terrain rugosity’.
- Potential clear sky solar radiation (*Gsol*) was used to assess the effect of irradiation variations induced by terrain. This parameter is a theoretical value calculated for a cloudless day. *Gsol* was calculated for summer solstice (June, 21st), as the daily sum of hourly potential incoming solar radiation, using the equations of Dumoulin and Parizet (1987), which account for mask effects of the surrounding terrain, slopes and aspects.
- Distances to large water masses (*Dsea*, the distance to the Atlantic Ocean, and *Dest*, the distance to the Gironde estuary, a wide water mass formed by the confluent of the Garonne and the Dordogne rivers, figure 3.1) were obtained by simple geoprocessing calculations, using GRASS GIS Open Source software.
- A vegetation index (*Vidx*), was extracted from CORINE Land Cover database (CLC). CORINE is a European project of land cover analysis. CLC was obtained by satellite and airborne photography analysis. It is a GIS layer partition of land cover in 44 topographical units. *Vidx* was assessed by allocating to each units of CLC a value accounting for a mean vegetation index (NDVI).
- The proximity to forest (*Fore*) was calculated as the decimal logarithm of the total surface of homogenous forest zones (identified in CLC) within a given radius, for each 50 m resolution pixel. The radius was fixed at 250 m, as this length provided the best correlations with daily temperature.
- The urban situation (*Urba*) was estimated by an empirical index, established in order to take into account both the urban proximity and the total area of the each urban zone. First, urban zones pixels were retrieved using CLC (code 1.1, “urban zones”). Each urban pixel gives the value of the total area of the contiguous urban zone it belongs to (island). Then, for each pixel of the study area, the urban index was calculated as the decimal logarithm of sum of urban pixels within a 2 km radius. As for *Fore*, the radius length was chosen accounting for correlation with daily temperature.

In addition, a windowing procedure was used to derive several spatial subsets from *Elev*, *Aspe*, *Slope*, *Rugo* and *Vidx*. An aggregation process was applied to obtain, from the 50 m initial resolution, five subsets (150, 350, 650, 1050, 1750 and 2550 m windows sizes). They were used to determine which of the different spatial scale levels contributed the most significantly to daily temperature spatial variations explanation.

Table 3.2: Environmental co-variables used in *MRK* model. See text for complete definitions.

Acronym	Description	Information source
<i>Elev</i>	Elevation	DEM
<i>Slop</i>	Slope inclination	DEM
<i>Aspe</i>	Slope aspect	DEM
<i>Rugo</i>	Terrain rugosity	DEM
<i>Gsol</i>	Clear sky potential radiation	DEM, Latitude, Day of the year
<i>Dsea</i>	Distance to Atlantic Ocean	Coastal limits
<i>Dest</i>	Distance to Gironde estuary	CORINE Land Cover
<i>Vidx</i>	Vegetation index	CORINE Land Cover
<i>Urba</i>	Urban index	CORINE Land Cover
<i>Fore</i>	Forest proximity	CORINE Land Cover

Regression process

For each weather station, daily temperature data was compared to the value of the corresponding cell of each topographical layer, using a linear regression process. A step wise technique was used to identify the significant explanatory co-variables (by means of student's statistical test, at 1% threshold). Co-variables that were significantly correlated to the daily temperature records were used to establish a multiple regression, given by:

$$Z = \beta_0 + \sum_{i=1}^k [\beta_{1,i} X_i] \quad (10)$$

where Z is the predicted temperature, $\beta_{j,i}$ is a regression coefficient, adjusted by the least squared method, and X_i is a co-variable significantly correlated to daily air temperature.

Multiple regression model residuals calculated at each weather station site (i.e. 50 m pixel) were then interpolated using ordinary kriging, in order to account for the local variations of the temperature fields, unexplained by the multiple regression model. The interpolated residuals were finally added to the mesoscale temperature field generated previously by the multiple regression model.

As the spatial structure of air temperature differs from a day to another, a different regression model was elaborated each day, for each interpolated variable (i.e. minimum and maximum temperature).

Information provided by each multiple regression procedure was used to analyse the relationship between temperature spatial fields and topographical characteristics of the study area (see section 2.3.2.).

2.3 Results and discussion

2.3.1 Performances of interpolation methods

The three interpolation methods were evaluated by cross validation. The overall performances of the three methods, on the whole study period (2001-2005) were similar (table 3.3).

2.3.1.1 Minimum temperature

The most accurate interpolation method for minimum temperature was *MRK*: the root mean squared error (RMSE) was slightly lower (-0.04°C) than for *OK* and *IDWA*, and the determination coefficient (squared Pearson correlation coefficient, R^2) was higher.

RMSE of the three interpolation methods were close to 0.9°C.

MRK maximum range was also lower than those of *OK* and *IDWA*. Both *MRK* and *OK* methods provided very low biases, whereas *IDWA* overestimated minimum temperature by 0.1°C.

The higher number of weather stations used from 2003 to 2005 (68) did not clearly improved the accuracy of daily minimum temperature interpolation processes, in comparison to 2001 (36) and 2002 (42). This suggests that, given the range of weather station numbers used in this study, the accuracy of daily minimum temperature interpolation depends more on the climatic conditions within a same year than on the number of measurement sites.

The monthly RMSE of interpolation methods shows a higher accuracy of *MRK* during the summer period, compared to the other methods (figure 3.3A). However, the differences of RMSE remain small (e.g. 0.07 °C of difference between *MRK* and *OK* in June). RMSE reaches the highest values during March (0.93°C to 1°C, according to the method) and September (1.03°C to 1.09°C). RMSE was lower during January, December and the summer period.

Table 3.3: Error statistics of interpolation methods. *IDWA* = Inverse distance weighting average ; *OK* = Ordinary Kriging ; *MRK* = Multiple regression with kriging of residuals

Statistic	Period	T_{min}			T_{max}		
		<i>IDWA</i>	<i>OK</i>	<i>MRK</i>	<i>IDWA</i>	<i>OK</i>	<i>MRK</i>
RMSE (°C)	2001	0.92	0.90	0.88	0.62	0.64	0.64
	2002	0.92	0.89	0.87	0.58	0.54	0.60
	2003	0.91	0.91	0.86	0.54	0.51	0.55
	2004	0.87	0.87	0.84	0.62	0.60	0.62
	2005	0.92	0.92	0.88	0.56	0.53	0.57
	2001-2005	0.90	0.90	0.86	0.58	0.56	0.59
Bias (°C)	2001-2005	0.10	0.02	0.05	-0.01	-0.01	-0.01
Min. (°C)	2001-2005	-7.39	-7.41	-6.70	-6.30	-7.83	-7.20
Max. (°C)	2001-2005	10.97	10.12	10.50	10.58	10.24	10.20
R2	2001-2005	0.978	0.978	0.980	0.995	0.995	0.995

2.3.1.2 Maximum temperature

Maximum temperature was interpolated more accurately than minimum temperature. *RMSE* ranges from 0.56 to 0.59°C, according to the method. The technique that produces the best accuracy for daily temperature interpolation is *OK*. However, *OK* produces the largest range of maximum errors. The most accurate results are obtained for year 2003, and the poorest results are obtained for year 2001. All interpolation methods are unbiased.

The difference of accuracy between the different interpolation methods throughout the year is low in comparison with minimum of temperature (figure 3.3B). *RMSE* reaches a maximum in January (0.66 to 0.7°C, according to the method), whereas during the previous and the following months, it remains relatively low. *RMSE* are also larger during summer.

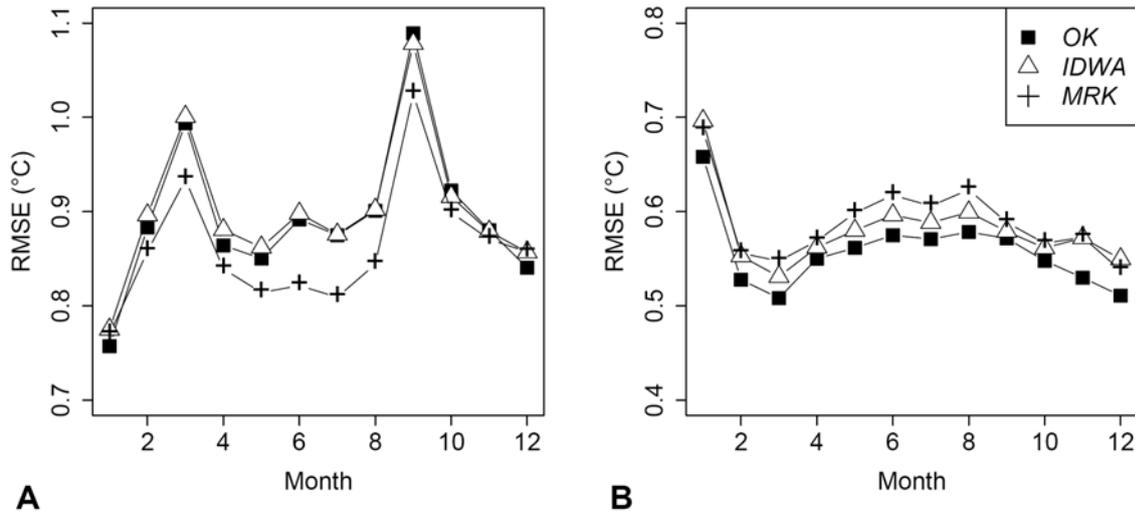


Figure 3.3: Monthly comparisons of root mean squared errors obtained by comparison of 4 interpolation methods to observed daily temperature, during a cross validation for the period 2001-2005. A: Minimum temperature ; B: Maximum temperature.

2.3.1.3 Spatial errors of daily temperature provided by MRK interpolation technique.

The precision of the interpolation methods varies considerably in space. The local errors are similar for all the interpolation methods. figure 3.4 shows the spatial distribution of RMSE at weather station sites. For minimum temperature, interpolation processes performed poorly for 5 sites, where RMSE is higher than 1.6°C in 2 cases and higher than 1.2°C in 3 cases. For maximum temperature, interpolation processes performed poorly for 3 sites where RMSE is higher 0.9°C in two situations, and higher than 1.2°C in one situation. Sites showing the highest errors are in most cases located on the periphery of the interpolation area (neighbouring sites), where data is extrapolated.

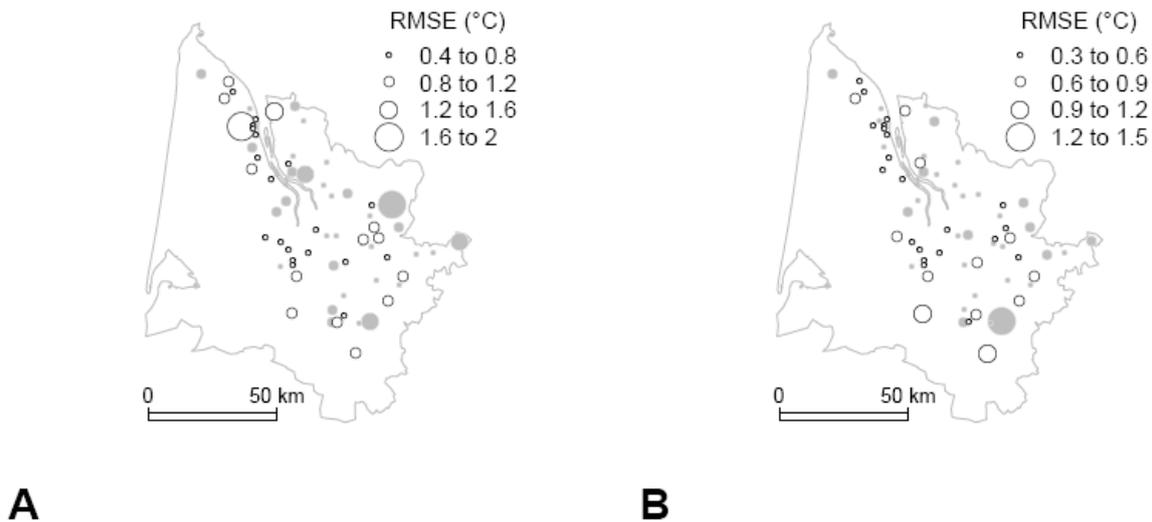


Figure 3.4: Maps of root mean squared errors for the period 2001-2005 obtained by cross validation process of the MRK interpolation method of daily temperature. Each circle corresponds to a climate station. White circles = stations with at maximum 5% of missing data on, the period 2001-2005 ; grey circle = stations with more than 5% of missing data. A: Minimum temperature ; B: Maximum temperature

2.3.2 Climatological information provided by environmental co-variables selection

2.3.2.1 Significant correlation frequencies analysis

Co-variables selection in *MRK* method, based upon the Pearson correlation coefficient provides information concerning the effect of local environment on daily air temperature.

Correlation patterns change during the year (figure 3.5).

Correlations with elevation (*Elev*) are mainly negative (figure 3.5A). Most of them occur during the winter period. During winter, T_{max} is significantly correlated to *Elev* one day out of two. This seasonal trend does not necessarily indicate that the thermal elevation gradient is higher during winter. Firstly, the seasonal trend is contradictory to what is generally observed in mountainous areas of France: the thermal elevation gradient is generally higher during summer and lower during winter (Peguy, 1970). Moreover, the low elevation range in the region is correlated with distance to Atlantic Ocean : indeed the correlation frequencies between daily temperature and *Dsea* follow the same seasonal pattern as for daily temperature and *Elev* (figure 3.5I). A more reasonable climatologic explanation would be that during winter, the buffer effect of the Atlantic Ocean induces a west to east decreasing temperature gradient (“continental effect”).

The terrain rugosity (*Rugo*) is positively correlated to minimum temperature and negatively correlated to maximum temperature. A possible climatological explanation to these observations might be the effect of rugosity which reduces the mixing of air. Then, high rugosity places are more or less well sheltered from cold (in summer) and mild (in winter) oceanic air and induce a positive (in summer) and negative (in winter) correlation with continental air. The topographic rugosity may also mask other variables which vary more or less in the same way.

The slope (*Slop*) correlation frequencies follow a seasonal pattern. This co-variable is frequently positively correlated with maximum temperature and to a lower extent with minimum correlation during summer. During winter, *Slop* correlations are less numerous and most of them tends to be more frequently negative. During July and August, this co-variable shows significant positive correlations with maximum temperature more than one day out of two.

Terrain aspect (*Aspe*) is correlated for 50% of the situations with minimum temperature and for 40% of the situations with maximum temperature (table 3.4). For *Aspe*, the Pearson correlation coefficient used to analyse the significant correlation frequencies was transformed in absolute value (table 3.4, figure 3.5D). This was done because the construction of the multiple regression defines *Aspe* as a combination of the cosine and the sine of the slope aspect, and the determination coefficient selected may either stand for a effect of Northing/Southing orientation or an effect of Easting/Westing orientation. *Aspe* and *Slop* were frequently selected as pertinent co-variables to describe minimum and maximum air temperature spatial structures. Correlation frequencies analysis does not provided sufficient information to identify the possible effects of terrain on air temperature suggested by these results. Terrain slopes and aspects strongly modify local air masses circulation, according to both macro and micrometeorological conditions (Oke, 1978 ; QuénoI, 2002)

Solar radiation (*Gsol*) was seldom correlated to air temperature (table 3.4). Although solar radiation will certainly increase maximum temperature, especially on South exposed slopes, inclination intensities of slopes where most of the weather stations were located are probably not high enough to detect this climatic effect. Calculation *Gsol* for equinoxes rather than solstice (as done in the current work), would perhaps be more appropriate for the study area, as it would increases the contrasts of potential irradiation according to terrain characteristics.

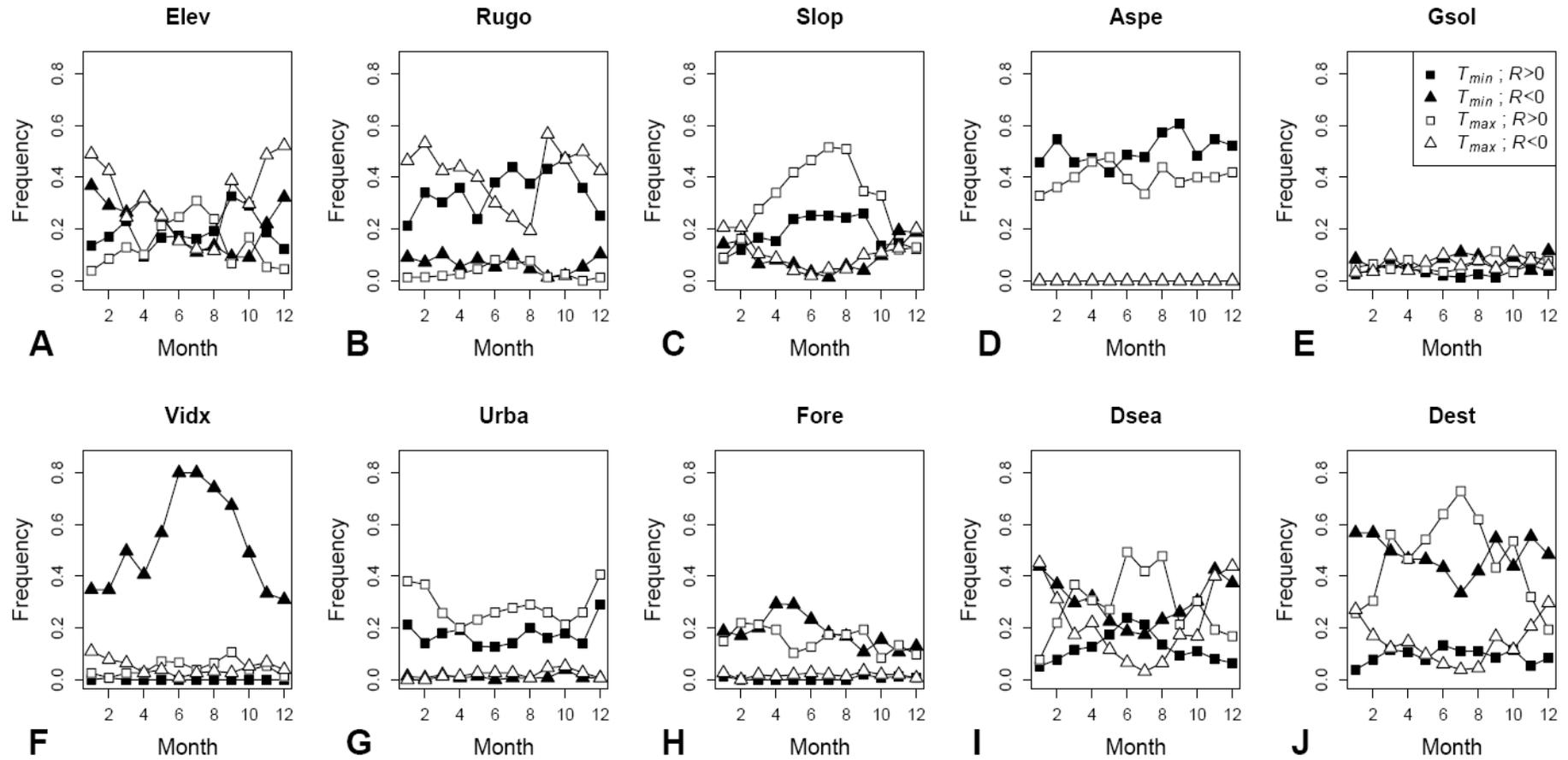


Figure 3.5: Monthly frequency of co-variables significant correlations (P-value < 1%) with daily temperature. Squared symbols indicate a positive correlation and triangles indicates negative correlation. Filled (black) symbols correspond to minimum temperature and open symbols correspond to maximum temperature. For D, all significant correlation coefficients were considered in absolute values (see details in text).

Vegetation index (*Vidx*) selection frequency varies from 31% (during summer) to 80% (during winter) within the year (figure 3.5F). It is mostly negatively correlated to minimum temperature. The seasonal trend is consistent with vegetation evolution, which increases during summer. These results suggest that under temperate oceanic climate conditions, vegetation reduces minimum temperature, especially during summer. The lack of correlation with maximum temperature and vegetation index during summer is surprising, as strong differences in surface and air maximum temperature according to soil occupation have been observed formerly, for the same study region (Lagouarde *et al.*, 1995).

Urban proximity (*Urba*) correlation frequency showed a positive correlation for both minimum (around 20% of the situations, throughout the year) and maximum (20 to 40% of the situations) temperatures. The fact that maximum temperature was more affected than minimum temperature is contradictory to what is generally observed with urban heat island effects: the rural-urban temperature difference is generally larger during night-time (Oke, 1978). The observed correlations were more numerous during winter (figure 3.5G), which has also been observed previously (Winkler and Skaggs, 1981 ; Alcoforado and Andrade, 2006).

The forest proximity index (*Fore*) was correlated negatively to minimum temperature, in 30% of the situations during April and May and positively correlated to maximum temperature, in 10 to 20% of the situations (figure 3.5H). These results suggest that neighbouring forests induce higher daily temperature ranges (i.e. higher extreme ranges). This is contradictory with what is generally observed within forest, where temperature extremes are reduced (Potter *et al.*, 2001). However, sheltering effects may induce a lower air temperature within forest, on windy situations, which would explain the negative correlation between minimum temperature and forest proximity (Karlsson, 2000).

Table 3.4: Number of significant positive or negative correlation between co-variable selected in MRK method and minimum and maximum daily temperature, during the period 2001-2005. R: pearson correlation coefficient.

Co-variable	Minimum Temperature		Maximum Temperature	
	R > 0	R < 0	R > 0	R < 0
Elev	343 (18.8%)	398 (21.8%)	259 (14.2%)	579 (31.7%)
Rugo	633 (34.7%)	120 (6.6%)	60 (3.3%)	753 (41.2%)
Slop	332 (18.2%)	171 (9.4%)	566 (31%)	195 (10.7%)
Aspe	920 (50.4%)	0 (0%)	730 (40%)	0 (0%)
Gsol	64 (3.5%)	133 (7.3%)	115 (6.3%)	123 (6.7%)
Vidx	1 (0.1%)	963 (52.7%)	82 (4.5%)	86 (4.7%)
Urba	320 (17.5%)	20 (1.1%)	518 (28.4%)	37 (2%)
Fore	9 (0.5%)	338 (18.5%)	282 (15.4%)	33 (1.8%)
Dsea	226 (12.4%)	548 (30%)	535 (29.3%)	397 (21.7%)
Dest	169 (9.3%)	877 (48%)	855 (46.8%)	264 (14.5%)

Gironde estuary proximity (*Dest*) was frequently positively correlated to maximum temperature, with a maximum of occurrence during summer (figure 3.5J). Negative correlations with minimum temperature were also numerous, throughout the year. This indicates that extreme temperatures usually are larger (in absolute value) as distance from the Gironde estuary increases, which is consistent with the buffer effect of large water bodies previously observed (Holdaway, 1996). As the Gironde estuary is located on the western part of the study area, close to the Atlantic Ocean, *Dsea* is correlated to *Dest* for many weather stations, and the effect of Gironde Estuary might be masked by the effect of Atlantic Ocean. *Dsea* and *Dest* correlation frequencies follow similar monthly patterns, even if *Dest* is more frequently correlated to temperature than *Dsea*. A preliminary study has shown that a strong correlation exists between *Dest* and minimum temperature, in the first 10 km from the

Gironde Estuary (figure 3.6). Such local correlations were not integrated in the model, as the multiple regression analysis was established on entire weather stations dataset.

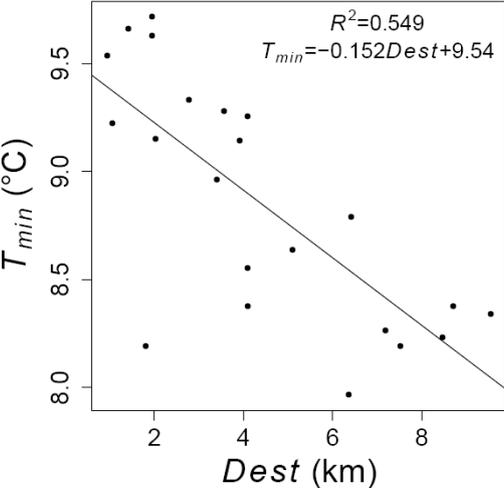


Figure 3.6: Correlation between annual minimum temperature in 2003 (T_{min}) and the distance of the weather stations to Gironde estuary.

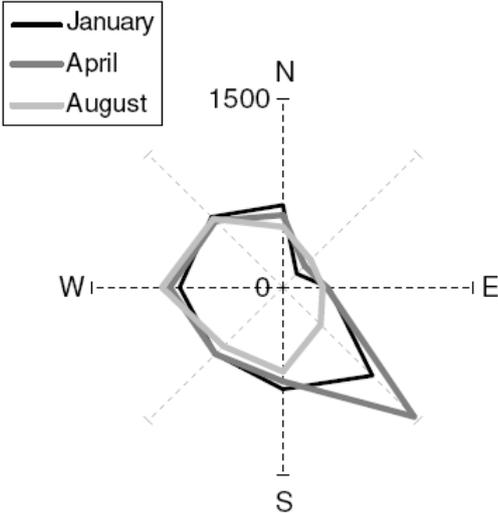


Figure 3.7: Wind monthly course (in kilometres), according to its blowing direction. Mean values of the period 2001-2005.

2.3.2.2 Model limits and improvement perspectives

The climatological information provided by environmental co-variables reveals a strong effect of water masses on daily air temperature. The model allowed to establish correlations between topography and climate. However, several improvements are yet to be done. This multiple regression modelling is based upon linear regression which supposes that the effect of each co-variable on temperature occurs for every site of the study area. This might not be the case for small water masses, as an example, for which climatic effects are almost nil beyond a certain distance. Polynomials degrees could be added in the multiple regression model to account for such non-linear patterns.

The quality of spatial information could also be improved using remotely sensed data, such as surface temperature or vegetation index provided by visible, infrared and near-infrared channel analyses of satellite images (NDVI).

This interpolation model does not account for wind speed and direction, which can drastically affect environmental effects on air temperature spatial distribution (Preston-Whyte, 1970 ; Oke, 1978). In Bordeaux winegrowing region, humid north-west wind from the Atlantic Ocean is dominant during winter and spring seasons (figure 3.7). During summer, the wind is less intense, and comes mainly from East. Such wind patterns could be taken into account using anisotropy within geostatistical analysis and kriging procedure of residuals.

2.4 Conclusions

The current study highlighted the improvement of daily minimum temperature interpolation when integrating environmental data. This result is consistent with previous work in similar conditions, i.e. low relief and sea influenced areas (Jarvis and Stuart, 2001b). Spatial interpolation of maximum temperature was more precise using ordinary kriging. This suggests that either the selected co-variables were not suitable for maximum temperature description, or that maximum temperature depends less on the local environment than it depends of regular gradients within the boundary layer, over large areas.

Other interpolation methods have been shown to produce reasonable results for daily temperature interpolation, such as splining (Price *et al.*, 2000 ; Jarvis and Stuart, 2001b), kriging with external drift (Monestiez *et al.*, 2001), gaussian filter smoothing (Hasenauer *et al.*, 2003), elevation gradient plus inverse distance (Nalder and Wein, 1998), circulation patterns (Courault and Monestiez, 1999), relief integration by principal component analysis (Benichou and Le Breton, 1987) and local calibration using fuzzy sets theory (Gozzini *et al.*, 2000). It would certainly be interesting to compare the performance of all these methods, but the availability of method algorithm and the adaptation to local dataset to the most complex methods is time consuming, mostly because of computation processes. The choice of comparing the *MRK* method to *OK*, rather than these more elaborated methods was motivated by the fact that kriging is widely used, and it has been proven to be often efficient for climate data interpolation.

The literature concerning research on spatial interpolation techniques of climate data sometimes lacks of consistency, either because a new method proposed is not compared to other existing techniques, or because the techniques to which the new method is compared change from a study to another. We believe that considering ordinary kriging as a standard, when evaluating the performance of a new interpolation method would facilitate the comparison between different studies, even if local climate characteristics of the study area, as well as the number of weather stations used in each study affect the method performances.

Acknowledgments: We acknowledge the Conseil Interprofessionnel du Vin de Bordeaux (CIVB) for their technical and financial support.

3 Phenological Zoning of Bordeaux Winegrowing Area based upon Degree-Days Models

Benjamin Bois^{a*}, Cornelis Van Leeuwen^{ab}, Daniel Joly^c, Jean-Pierre Gaudillere^a, Etienne Saur^{bd}, Philippe Pieri^a

^aUMR EGFV, ISVV, INRA, Université Bordeaux 2, BP 81, 33883 Villenave d'Ornon Cedex, France

^bEcole Nationale d'Ingénieurs des Travaux Agricoles de Bordeaux, 1 cours du Général de Gaulle, 33175 Gradignan Cedex, France

^cUMR Théma, CNRS, Université de Franche-Comté, 32, rue Mégevand, 25030 Besançon Cedex, France

^dUMR TCEM, INRA, Université Bordeaux 1, BP 81, 33883 Villenave d'Ornon Cedex, France

*Corresponding author: Tel: 0033 557 122 501; Fax: 0033 557 122 515; email: benjaminbois@yahoo.fr

Abstract

Plant development depends strongly on climate. In viticulture, degree-days models are used in particular as a tool for evaluation of production potential of winegrowing regions. In this paper, the use of spatially interpolated daily air temperature in viticultural zoning based upon degree-days model is investigated. The study was performed in Bordeaux winegrowing area (France) for a 5 year period (2001-2005). Climate data was interpolated daily with a technique based upon multiple regression with environmental co-variables and residual kriging. First, the error propagation of interpolated temperature within degree-days models was evaluated. Five degree-days indexes were used: Winkler's Index (*WI*), Heliothermal Index (*HI*), heat summation with a base temperature of 10°C from January to June (*ST_{BLO}*), from January to August (*ST_{VER}*), and from January to September (*ST_{MAT}*), inclusive. Daily minimum and maximum temperatures interpolation induced a root mean squared error of 18.1 DD (degree-days) to 74.5 DD, according to the year and the degree-days index. Heat summation maps were then compared to 4 observed grapevine (*Vitis vinifera*) phenological stages: blooming, veraison, the day when berry sugar concentration reached 210 g.L⁻¹ and the day when titrable acidity of berries reached 3.5 g.L⁻¹ H₂SO₄. *ST_{MAT}* and *HI* were significantly correlated to blooming date, for each year of the study period. *HI* was significantly correlated to titrable acidity maturity date, and *ST_{MAT}* to sugar maturity date. This later index was used to perform a zoning of Bordeaux winegrowing area into 6 zones of phenological potential: very early, early, medium, late, very late and variable (unclassifiable). The thermal difference between each class corresponds to a period of 6 to 11 days of degree-days summation.

Keywords: Temperature, interpolation, degree-days, phenology, *Vitis vinifera*, Bordeaux.

3.1 Introduction

Temperature controls the development rate of many organisms. Leaf apparition shoot elongation and phenological periods are strongly linked to air temperature (Bonhomme, 2000 ; Lebon *et al.*, 2004). The degree-days concept is mainly used to estimate plant development in plant modelling (Durand *et al.*, 1982 ; Snyder *et al.*, 1999 ; Harrison *et al.*, 2000 ; Chuine and Beaubien, 2001).

For grapevine (*Vitis vinifera*), application of degree-days concept has been widely used for phenological stages prediction (Huglin, 1978 ; Williams *et al.*, 1985 ; Pouget, 1988 ; Moncur *et al.*, 1989 ; Besselat *et al.*, 1995 ; Oliveira, 1998) and growth rate modelling (Bindi *et al.*, 1997 ; Lebon *et al.*, 2004). The applications of degree-days concept has been used for agroclimatological characterization of winegrowing areas (Winkler *et al.*, 1974 ; Gladstones, 1992 ; Riou, 1994 ; Tonietto and Carbonneau, 2004) and climate change studies (Chuine *et*

al., 2004 ; Duchêne and Schneider, 2005 ; Jones *et al.*, 2005 ; Garcia de Cortazar Aauri, 2006). The changes in time and space of agroclimatic conditions are clearly underlined when climate conditions strongly differ (i.e. when considering important climate variations such as global warming or comparison of remote locations). In contrast, small changes in climate conditions as observed at mesoscale level, within the same winegrowing area, are poorly documented. Recent advances in computer technology (such as Geographical Information Systems, GIS) and measurements devices (e.g. remote sensing and automatic weather stations) allow to assess climate variations at large scale and finer time step.

The present article investigates a large scale zoning method of a winegrowing area at mesoscale level, based upon heat summation. Daily minimum and maximum temperature interpolated at a 50 m resolution are used to calculate sum of temperatures, during a 5 year period. The phenological stages predicted by a simple degree-days model are then compared to field observations. The extents and the limits of this work are finally discussed.

3.2 Material and methods

3.2.1 The study area

The winegrowing area of Bordeaux is located in the Southwest of France, in the province (“*département*”) of Gironde. It is composed of 57 appellation of controlled origin (AOC) covering about 230 000 ha, although only 120 000 ha are actually planted with grapevine. Bordeaux vineyards are located at 20 to 150 kilometers from the Atlantic Ocean, between 45.5°N and 44.3°N. The Bordeaux vineyards can be divided in 5 sub-regions, as shown on figure 3.8.

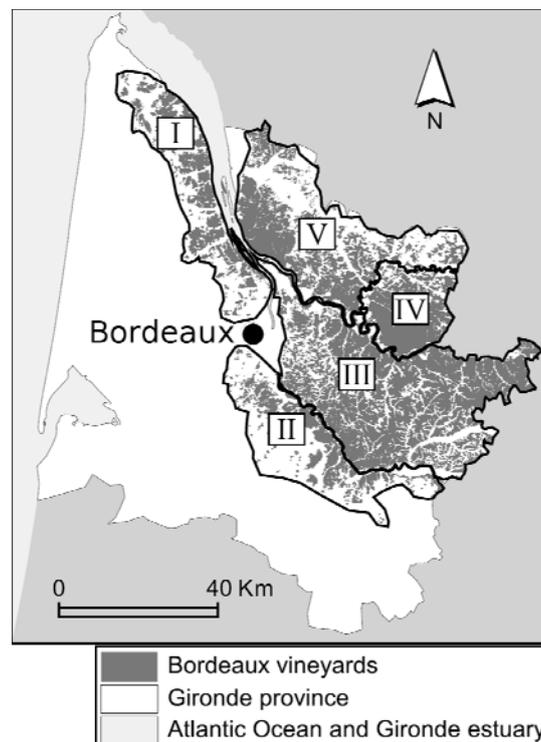


Figure 3.8: The Bordeaux winegrowing area. The vineyard is separated in 5 regions, indicated by roman figures.

The climate is temperate, with moderately dry summers (200 mm from July to September) and wet autumn and winter periods. The mean annual rainfall is 930 mm (1976-2005 average) and ranges from 700 to 1300 mm according to the year. The mean annual temperature is 13.8°C, and ranges from 22.3°C in August to 7.8°C in December. The large area of the

Bordeaux vineyards provides a considerable diversity of climatic conditions, due to several topographic elements: the Medoc region, (in the north of region I, figure 3.8), is caught between the Atlantic Ocean and the Gironde Estuary. In Southeast, the eastern Entre-Deux-Mers area is marked by frequent storms during summer (Vinet, 2001). Most of the western side of the Bordeaux winegrowing area is flat, whereas the eastern part is hilly. Some of the vineyards are located within the suburbs of Bordeaux city, and benefits from higher temperature, due to urban heat island effects (Oke 1978).

Grapevine cultivars are mostly Merlot, Cabernet Sauvignon, Cabernet Franc for red varieties, and Sauvignon and Semillion for white varieties.

3.2.2 Temperature data

Minimum and maximum daily temperature data recorded by 68 weather stations for the period 2001-2005 were interpolated using multiple regression technique based upon environmental co-variables analysis, coupled with ordinary kriging of residuals. The method, called *MRK*, and the errors that it provided are fully developed in the part I of this article (Bois *et al*, 2007). This method provided lower uncertainties for spatial interpolation than ordinary kriging (*OK*) or inverse distance weighting average (*IDWA*), for minimum temperature interpolation, especially during summer. Maximum temperature interpolation errors provided by *MRK* were slightly higher than those provided by *OK* and *IDWA*. The interpolation resolution is a pixel of 50 m by 50 m.

3.2.3 Degree-days phenological models

Daily minimum and maximum temperatures were used to establish daily degree-days maps. The Winkler Index consists in the sum of daily average temperature over 10°C (50°F), from the April to October inclusive. It has been developed by Amerine and Winkler, 1944) for a zoning of California vineyards, according to maturation characteristics of numerous cultivars. The Heliothermal Index (*HI*) was established by Huglin, 1978) to predict sugar content of berries, according to the location and the climatic conditions. It is calculated as follows:

$$HI = \sum_{04.01}^{09.30} \left\{ \frac{T_{average>10,i} + T_{max>10,i}}{2} \right\} \cdot k \quad (11)$$

where $T_{average>10,i}$ and $T_{max>10,i}$ are the daily average and maximum temperature over 10°C, and k is a day length coefficient, varying from 1.02 to 1.06, according to the latitude of the location. For Bordeaux winegrowing area, $k=1.04$. The Heliothermal index has been used to develop a multicriteria climatic classification system, which allows regional characterization of viticultural agroclimatic conditions (Tonietto and Carbonneau, 2004). It has also been used to evaluate the impact of global changes on grapevine production in France (Garcia de Cortazar Atauri, 2006).

Both of the indices presented above focus on berry maturity date or sugar content. They may not be suitable to study the effect of temperature earlier in the season, determining blooming and veraison date. The impacts of temperature on both of those stages was evaluated using daily heat summation from January, 1st. Blooming observed dates were compared to heat summation at June, 1st (ST_{BLO}) and veraison dates were compared to heat summation at August 1st (ST_{VER}). The dates correspond roughly to field observations of these phenological stages, in the last decade, for red Bordeaux cultivars. The same heat summations were also calculated at September, 30th (ST_{MAT}), a date that corresponds approximately to red grapes harvesting period.

These sums of temperature, similar to Winkler's degree-days approach, are calculated as follows:

$$ST_S = \sum_{i=1}^n \left\{ \max \left(\frac{T_{\min,i} + T_{\max,i}}{2} - T_{10} ; 0 \right) \right\} \quad (12)$$

where ST_S is the sum of temperature, given in degree-days (DD), at the date corresponding to a given phenological stage S ; n is the number of days in the given period, $T_{\min,i}$ and $T_{\max,i}$ are the daily minimum and maximum temperature (in °C) of the i th day of the given period and T_{10} is the base temperature (in °C), fixed to 10°C.

Indices used to investigate the temperature spatial variation effects on grapevine phenology are summarized in table 3.5.

Table 3.5: Degree-days models used to characterize grapevine phenology.

Index	Formula
Winkler Index (WI)	$WI = \sum_{04.01}^{10.30} \left\{ \max \left(\frac{T_{\min,i} + T_{\max,i}}{2} - T_{10} ; 0 \right) \right\}$
Heliohermal Index (HI)	$HI = \sum_{04.01}^{09.30} \left\{ \frac{T_{\text{average}>10,i} + T_{\text{max}>10,i}}{2} \right\} \cdot k$
Heat Summation at blooming (January, 1st - June 1st) (ST_{BLO})	$ST_{BLO} = \sum_{01.01}^{06.01} \left\{ \max \left(\frac{T_{\min,i} + T_{\max,i}}{2} - T_{10} ; 0 \right) \right\}$
Heat Summation at veraison (January, 1st - August 1st) (ST_{VER})	$ST_{VER} = \sum_{01.01}^{08.01} \left\{ \max \left(\frac{T_{\min,i} + T_{\max,i}}{2} - T_{10} ; 0 \right) \right\}$
Heat Summation at maturity (January, 1st - September 30th) (ST_{MAT})	$ST_{MAT} = \sum_{01.01}^{09.30} \left\{ \max \left(\frac{T_{\min,i} + T_{\max,i}}{2} - T_{10} ; 0 \right) \right\}$

3.2.4 Uncertainty analysis of heat summation model

Beyond the uncertainty of the degree-days models used for phenological stages prediction, the interpolation process of daily minimum and maximum temperatures introduces errors in heat summation calculation. To estimate this error propagation, an uncertainty analysis was performed. The “predicted” daily minimum and maximum temperatures obtained by cross validation process of the regression based interpolation method were used to calculate degree-days indices at each weather station with complete data set. The degree-days indices were then compared for each year and each weather station to the same indices calculated with local temperature measurements.

3.2.5 Field observations

The degree-days indices calculated from 2001 to 2005 were compared to numerous field observations and samples on *Vitis vinifera* L. cv. Merlot. These observations were done by two technical institutes (the Chambre d'Agriculture de la Gironde and the Institut Technique de la Vigne et du Vin) and by the Faculty of Oenology of Bordeaux. For blooming and veraison observations, 111 plots were monitored. The observations were done within the field, by weekly observations. The regularity of data availability for the same plot changed from one year to another (table 3.6). Blooming and veraison observed dates are hereafter referred as BLO_{obs} and VER_{obs} , respectively.

Table 3.6: List of validation plots where blooming and veraison stages were monitored. “B” and “V” indicate the availability for blooming and veraison observations (respectively). Coordinates are given in Lambert II étendu (NTF plane projection system, meters)

#	X (m)	Y (m)	Data availability					#	X (m)	Y (m)	Data availability				
			2001	2002	2003	2004	2005				2001	2002	2003	2004	2005
1	416209	1971107					B	49	418901	1976710		B			B
2	388763	2000098				B		50	384590	1999526				B	
3	376126	2019966	V	B	B V	B		51	409596	1996993				B	
4	348857	2038311			B V		B	52	362790	2006497			B		
5	398625	1981760					B	53	376228	2015104	B V		V	V	B
6	407889	2003417		B				54	375740	2030770	B V	B	V	B V	B
7	394590	1947020			B			55	401570	1994820				B	B
8	347389	2046120				B		56	395148	1950978		B	B		
9	363652	1995589	B		B	B		57	365840	2006398	B		B		
10	363357	2008615			B		B	58	354327	2014400			V		
11	362868	2007217	V	V	V		B V	59	367670	2015849	V		V		
12	348420	2035735	B		B V			60	392005	1949160				B	B
13	402586	1990828			B	B		61	356926	2021878					B
14	346610	2040063			V		B	62	339536	2047317	B		B V		B
15	416171	1971439					B	63	429858	1978501			B		B
16	399767	1995136		B		B		64	365381	2024600		B V	V	B V	B
17	396620	1977708			B			65	362907	2008666	B		B		
18	409993	1995884		B	B		B	66	400000	1993330		B	B		
19	387117	2009089	B V			B		67	419944	1971688		B		B	B
20	400387	1992375		B	B	B	B	68	401786	1998393		B			B
21	413476	2009513			B			69	397637	1953134			B	B	B V
22	404753	1991723		B		B	B	70	374002	1967191			B	B	B
23	404118	1992861		B		B	B	71	414028	1976572				B	
24	373420	2016048	B V	B	B	B	B	72	398296	1963774		B		B	
25	419492	1971894			B	B		73	401158	1993226			B	B	
26	400262	1972845			B	B		74	407921	1960835	B	B	B		
27	402577	1988788		B V			B	75	353003	2012149			B		B
28	349453	2038209			B V		B	76	355241	2012356	B		B		B
29	346994	2042727			B V		B	77	354877	2040483	B				
30	402064	1992120				B		78	356041	2025868	B		B		B
31	401460	1993845					B	79	356804	2027668	B				
32	381020	1969480			B			80	355102	2039916					B
33	344768	2051115			B V		B	81	362588	2007688	B				
34	349859	2039491			B V		B	82	363654	1982739	V	V	V		
35	401765	1994210				B		83	400593	1994084	B V	B V	B V	B V	B V
36	377250	2013395	V	B		B	B	84	400298	1993504	V	V	V		B V
37	366685	1983665	B V	B V	B V	B V	B V	85	349292	2040835					B
38	408650	1989285	B				B	86	372096	1969430			B	B	
39	421209	1973679				B		87	409825	1994406	B				
40	368660	2018127	B V	B		B V	B	88	406912	2001822		B			
41	366089	2006445	B		B		B	89	403788	1986007				B	B
42	403490	1996203				B	B	90	405887	1978104	B			B	
43	352812	2034172			B		B	91	407075	1989253		B			B
44	368536	2017087	B V	B	B V	B V	B	92	413797	1966668		B			B
45	355916	2029161	V	V	V		B V	93	398918	1992940	B		B	B	B
46	397295	1992226	B					94	335960	2049610			V		B
47	368974	1975048		B	B	B	B	95	365140	2019549	V	B	B	B V	B
48	338538	2047610			B V		B	96	355012	2024085					B

Table 3.6 (continued)

#	X (m)	Y (m)	Data availability					#	X (m)	Y (m)	Data availability				
			2001	2002	2003	2004	2005				2001	2002	2003	2004	2005
97	398680	1953627			B	B		105	407070	1987155	B	B	B	B	
98	398702	1993575			B	B	B	106	401543	1989247			B		
99	405391	1990331		B		B	B	107	405585	1986410				B	
100	403593	1985645		B			B	108	404400	1985705		B			
101	408354	1998774		B			B	109	375203	2019154	B V	B	B V	B V	
102	385490	1976659	V	V	V		B V	110	345921	2042392	B		B		B
103	400593	1987780				B	B	111	416118	1973425		B		B	
104	404725	1988025		B											

Table 3.7: List of validation plots where berry maturation was monitored. “S” and “A” indicate the availability for sugar concentration and titrable acidity data, respectively. Coordinates are given in Lambert II étendu (NTF plane projection system, meters).

#	X (m)	Y (m)	Data availability				
			2001	2002	2003	2004	2005
Mat1	416171	1971439	A	S	S	S	A
Mat2	407921	1960835	S	S	S	S	S A
Mat3	429858	1978501	S A		S	S A	S A
Mat4	405887	1978104	S A		S	S	
Mat5	384335	1986883	S A	S A	S A	S A	
Mat6	385490	1976659	S	S	S A	S	S A
Mat7	393496	1994916	S A	S A	S		
Mat8	393565	1994879	S A	S	S A	S A	
Mat9	371507	1972150	S A	S A	S	S A	S
Mat10	356809	2026061	S A	S A	S A	S A	S A
Mat11	355916	2029161	S	S	S A	S A	S A
Mat12	399461	1995184		S A		S	
Mat13	403100	1992400	S A	S	S	S A	S A
Mat14	404400	1985705	A	S A		S A	S A
Mat15	400593	1994084	S A	S A	S A	S A	S A
Mat16	400298	1993504	S A	S	S A	S A	S A
Mat17	347389	2046120	S	S A	S	S A	S A
Mat18	363654	1982739	S	S	S A	S A	
Mat19	398680	1953627	A	S	S	S A	S A
Mat20	362620	2008478	S A	S A	S		
Mat21	362332	2007575	A	S A		A	S
Mat22	363652	1995589	S A	S		S A	
Mat23	362868	2007217	S	S	S A	S A	S A
Mat24	374715	2008600			A	A	A
Mat25	367310	2013735			A	A	A
Mat26	373610	2010045			S	S	S A
Mat27	369125	2009705			A	S A	S A
Mat28	372890	2014095			S A	S A	S
Mat29	369850	2011495			S A	S A	A
Mat30	368315	2012090			S A	A	A

Degree-days indices were compared to technological maturity characteristics of berries (i.e. sugar content and acidity), sampled by the same institutes on 30 plots (table 3.7). Berry picking and analysis were carried out weekly. Sugar content (SC) was analysed by refractometry. Total titrable acidity (TA) was measured by NaOH titration, and expressed in $\text{g L}^{-1} \text{H}_2\text{SO}_4$ (i.e. 5.357 g.L^{-1} in tartaric acid)

Analysis data were used to retrieve the day when SC reached 210 g L^{-1} and TA reached $3.5 \text{ g L}^{-1} \text{H}_2\text{SO}_4$: for each year and for each plot, polynomial regression of second order were fitted by least square method to weekly evolutions of SC and TA. The regression was used to retrieve the day of the year (DOY) when SC reached 210 g L^{-1} and TA reached $3.5 \text{ g L}^{-1} \text{H}_2\text{SO}_4$. These dates are hereafter referred as $SC210_{obs}$ and $TA3.5_{obs}$.

3.3 Results and discussions

3.3.1 Error propagation of daily temperature interpolation in the degree-days model outputs

Descriptive statistics of the error obtained with cross validation temperature estimates of degree-days indices simulations are shown on table 3.8. Error propagations of daily minimum and maximum temperature within the degree-days model results in a slight over-estimation the 5 indices. The root mean squared error varies from 18.1 to 74.5 DD within the 5 simulated years, which corresponds to an amount of heat accumulated during 3 to 11 days in average, depending on the index and the season. Errors distributions show that interpolation error has little impact on ST_{BLO} : 90% of the errors are in the range -23 to 28.1 DD (table 3.8). As daily average temperature near blooming fluctuates between 20 to 25 degrees, this range of errors corresponds to +/- 2 or 3 days of prediction. Note that relative errors of ST_{BLO} , which were similar to those of the other degree-days indexes, are not discussed here, as they are of little interest in degree-days model interpretation.

Table 3.8: Propagation of daily temperature interpolation errors within degree-days model. Values of statistical indicators are given in degree-days (DD).

Period		ST_{BLO}	ST_{VER}	ST_{MAT}	HI	WI
2001		2.6	4.5	7.9	8.1	8.4
2002		1.6	3.5	8.4	4.7	9.4
2003	Bias	0.7	1.7	2.4	0.4	5.2
2004		0.7	3.1	4.4	-0.8	4.1
2005		1.6	0.9	2.4	-1.7	2.6
2001		29.0	45.9	74.5	65.4	72.8
2002		19.0	34.1	52.4	49.7	54.2
2003	RMSE	20.4	36.6	55.8	49.0	56.2
2004		18.1	36.5	51.4	46.0	52.5
2005		19.1	36.3	54.8	47.4	57.9
2001	Min.	-48.5	-67.1	-99.1	-117.1	-95.3
2001	1st decile (10%)	-23.0	-41.7	-60.8	-56.7	-59.1
2005	9th decile (90%)	28.1	54.2	84.8	73.3	88.2
	Max.	111.3	145.2	230.5	199.8	217.1

ST_{MAT} and WI showed the largest RMSE and the widest ranges of errors. RMSE ranges from 52.4 to 74.5 DD for ST_{MAT} , and from 52.5 to 72.8 DD for WI , according to the year. These ranges correspond to an error of 8 to 11 days, as daily average temperature is about 17°C , during September and October. Error propagation is lower in Heliothermal Index calculation. For HI , RMSE ranges from 46 to 65.4 DD. HI depends mainly on maximum air temperature data (table 3.5), which daily interpolation was more accurate (Bois *et al.*, 2007). This might

explain the lower error propagation within this index calculation. Around September 30th, *HI* RMSE range corresponds to a period of 5 to 7 days day, as 10 *HI* degree-days are generally cumulated daily in late September.

The spatial prediction quality of degree-days indices varies from one year to another (figure 3.9). Correlations between predicted and observed degree-days indices are weak during 2001 and 2005. Spatial prediction is more precise for “warmer” sites, i.e. weather stations with a higher degree-day index. The spatial prediction of *HI* index (figure 3.9B) is more accurate than that of ST_{MAT} .

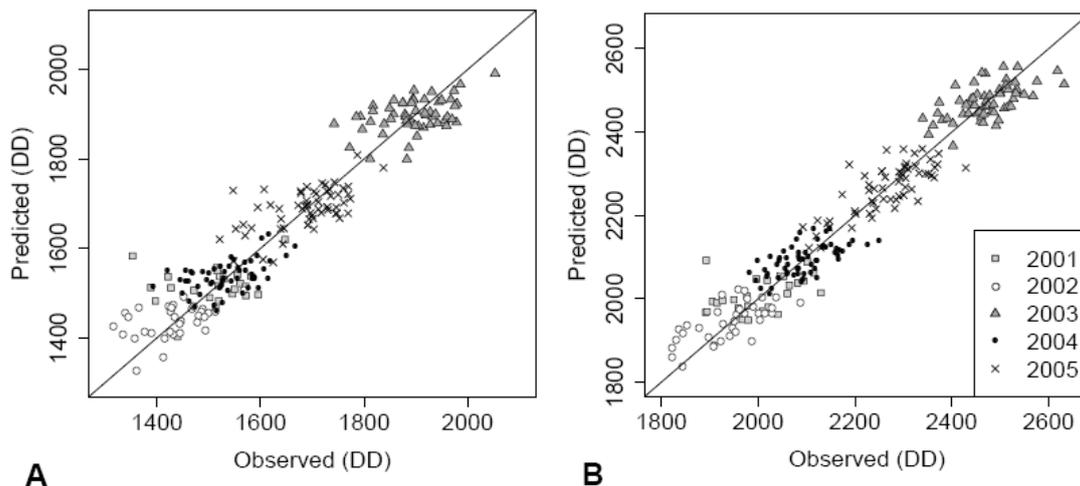


Figure 3.9: Scatter-plots of predicted (cross validation temperature estimates) and observed (measured temperature) degree-days indices. A : heat summation from January, 1st to September, 30th (ST_{MAT}); B : Heliothermal index (*HI*). Plain line : $f(x)=x$

3.3.2 Comparison of simulated phenology cartography with fields observations

3.3.2.1 Inter-annual correlations

For each year of the period 2001-2005, phenological stages observed at the validation plots were compared to phenological degree-days indices at the same location (50 m side pixel). When integrating both spatial and temporal variations during the 5 years period, predicted dates are clearly correlated to field observations (table 3.9, figure 3.10). These results underline the effects of temperature on grapevine phenology, widely described (Moncur *et al.*, 1989 ; Riou, 1994 ; Huglin and Schneider, 1998) and recently used as a past climate indicator (Chuine *et al.*, 2004).

3.3.2.2 Intra-annual (i.e. spatial) correlations

Correlations between the observed phenological stages dates and the degree-days models within the same year are less apparent. For blooming, *HI* provides good correlations from 2001 to 2003. Although the period of degree-days accumulation from July to September occurs after blooming, *HI* seems to be a good indicator of early blooming areas. This index is mainly determined by maximum temperature, and earlier studies have shown that maximum temperature summations might be more appropriate than average temperature summations to predict blooming date (McIntyre *et al.*, 1982 ; Besselat *et al.*, 1995). In contrast, *WI* showed the poorest correlations. The highest correlation with BLO_{obs} , during the whole period 2001-2005, is obtained with ST_{BLO} (table 3.9, figure 3.10A). Yet, for 2001, 2002 and 2003, ST_{MAT} provided higher correlation coefficients with BLO_{obs} than ST_{BLO} . ST_{MAT} is calculated for a

longer period, during which the warmer areas are perhaps more robustly identified. Such areas might not have been identified as accurately by ST_{BLO} , calculated on a shorter period, possibly due to uncertainties within daily temperature interpolation process. From 2001 to 2005, ST_{MAT} is significantly correlated to blooming date, although correlations in 2002, 2004 and 2005 are poor.

Table 3.9: Determination coefficients (R^2) of the comparison of observed phenological stages dates and degree-days indices. Figures in bold corresponds to significantly correlated data (P-value < 0.05) WI = Winkler Index ; HI = Heliothermic Index ; ST_{BLO} = Heat summation from January, 1st to June, 1st ; ST_{VER} = Heat summation from January, 1st to August 1st ; ST_{MAT} = Heat summation from January, 1st to September 30th ; N= number of observations.

Phenological stage	Period	WI	HI	ST_{BLO}	ST_{VER}	ST_{MAT}	N
BLO_{obs}	2001	0.58	0.81	0.55		0.59	26
	2002	0.06	0.48	0.09		0.11	34
	2003	0.34	0.39	0.16		0.31	50
	2004	0.07	0.14	0.11		0.08	51
	2005	0.16	0.11	0.25		0.16	63
	2001-2005	0.34	0.40	0.62		0.44	224
VER_{obs}	2001	0.20	0.24		0.24	0.23	15
	2002	0.29	0.32		0.36	0.35	9
	2003	0.89	0.84		0.87	0.87	24
	2004	0.18	0.41		0.26	0.16	9
	2005	0.54	0.31		0.57	0.54	7
	2001-2005	0.57	0.51		0.69	0.56	64
$TA3.5_{obs}$	2001	0.05	0.03			0.12	12
	2002	0.02	0.00			0.01	10
	2003	0.20	0.39			0.21	14
	2004	0.00	0.19			0.00	22
	2005	0.12	0.27			0.11	17
	2001-2005	0.49	0.59			0.58	75
$PAD12_{obs}$	2001	0.45	0.25			0.58	14
	2002	0.04	0.01			0.05	21
	2003	0.25	0.20			0.25	23
	2004	0.29	0.13			0.30	24
	2005	0.38	0.02			0.40	17
	2001-2005	0.56	0.50			0.55	99

^a BLO_{obs} : Blooming ; VER_{obs} : Veraison ; $TA3.5_{obs}$: day when titrable acidity reaches 3.5 g L⁻¹ H₂SO₄ ; $PAD12_{obs}$: day when potential alcoholic degree reaches 12%.

For veraison, a strong significant correlation to degree-days indices was found in 2003 (table 3.9, figure 3.10B). In 2001, none of the degree-days models showed a significant correlation with the date of this phenological stage. In 2002, 2004, 2005 the number of plots where veraison was monitored was not large enough to draw robust conclusions.

Maturity stages, i.e. $TA3.5_{obs}$ and $SC210_{obs}$, do not follow the same correlations patterns with degree-days indices (table 3.9). HI is significantly correlated to $TA3.5_{obs}$ from 2003-2005. Titrable acidity, has been shown to be sensitive to high temperature which increases malate degradation processes (Bergqvist *et al.*, 2001). For 2001 and 2002, $TA3.5_{obs}$ was not correlated to degree-days indices. In contrast, $SC210_{obs}$ was significantly correlated to WI and ST_{MAT} during all years but 2002, whereas this phenological stage was correlated to HI for 2003 only. HI was initially developed to predict sugar content evolution of berries in cool Alsace climate (Huglin, 1978). The relatively poor prediction of grape sugar content by HI in this study might be due to the warmer climatic conditions in Bordeaux.

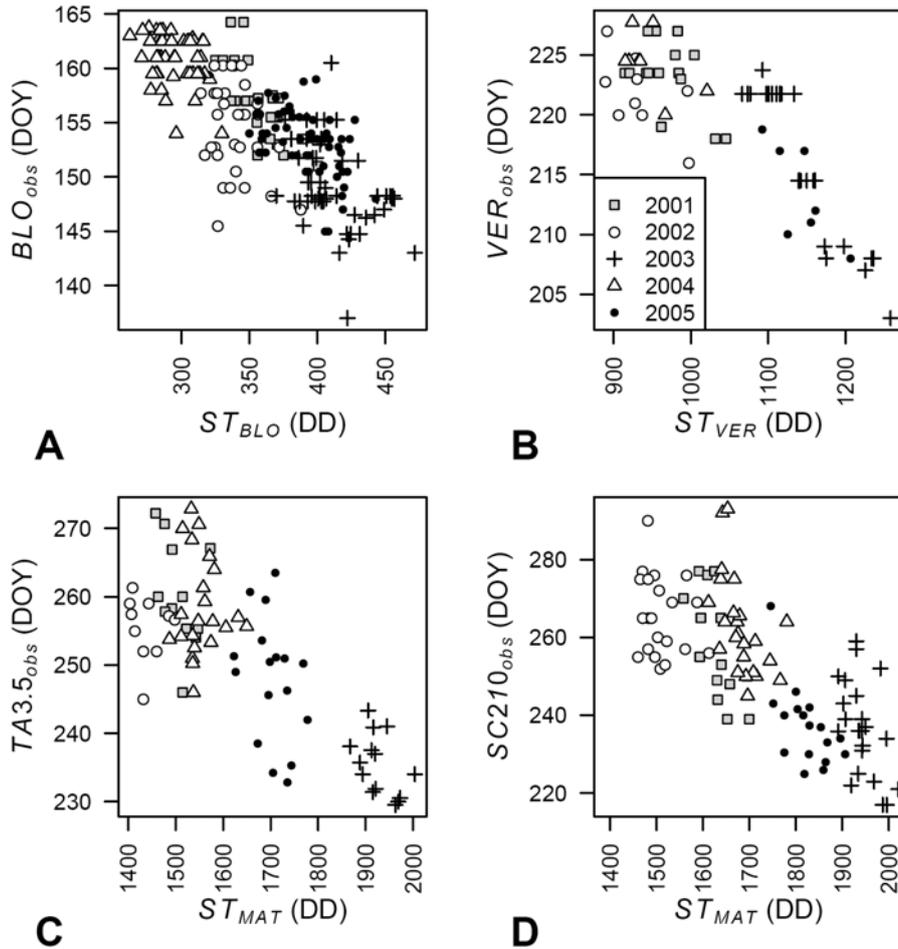


Figure 3.10: Scatter plots of phenological stages dates (day of the year) observed in the field versus heat summations from January, 1st to June, 1st (ST_{BLO}), to August, 1st (ST_{VER}) and to September, 30th (ST_{MAT}), given in degree-days (DD). BLO_{obs} = Blooming date ; VER_{obs} = veraison date ; $TA_{3.5_{obs}}$ = Day when titrable acidity of berries reaches 3.5 g L H_2SO_4 ; $SC_{210_{obs}}$ = Day when the potential alcoholic degree reaches 12% (210 g.L⁻¹).

3.3.2.3 Phenological zoning of Bordeaux winegrowing area

ST_{MAT} indicates phenological precociousness (figure 3.10C and D) and was chosen to establish a phenological zoning of Bordeaux winegrowing area, as follows: (a) For each year, the values of ST_{MAT} cartography pixels (one value each 50 m) were classified in 5 groups, using a regular interval clustering. The value 1 was given for the earliest (highest ST_{MAT} values) group and the value 5 was given to the latest (lowest ST_{MAT} values) group. (b) For each pixel, the mean group value was calculated for the 5 repetitions (years). (c) If the standard deviation of the group was equal or exceeded 1, the pixel was considered as “variable” in term of classification, and was given the class 6. If the standard deviation was lower than 1, which indicates a good repeatability, the class was determined by rounding the 2001-2005 average class value. Six classes were thus obtained: “very early” (1), “early” (2), “medium” (3), “late” (4), “very late” (5) and “variable” (6).

Most of the standard deviations of the pixels classification values were lower than 1 (2% of Bordeaux winegrowing area was classified as “variable”), which indicates that the relative classification of each pixel remained consistent from one year to another.

The values of ST_{MAT} index for each zone and each year is shown on table 3.10. The difference of mean classes values varies according to the year. It ranges from 42 DD (between “medium” and “early”, in 2001) to 79 DD (between “very early and early”, in 2003). Such

degree-days sums are accumulated during 6 to 11 days considering that mean daily temperature at the end of September is close to 17°C (table 3.10), i.e. 7 DD a day.

These “inter-class” differences correspond to the RMSE and standard deviation ranges of error propagation induced by daily temperature interpolation process. A finer classification would thus not be relevant, due to these uncertainties.

Table 3.10: Annual statistics of phenological degree-days zones

Year	<i>ST_{MAT}</i> value for each class (in DD)						Sept, 15 th -Oct. 15 th Mean temp. (°C)	
	Very early	Early	Medium	Late	Very late	Variable		
2001	1573	1511	1469	1412	1340	1522	17.4	
2002	1518	1455	1412	1357	1295	1450	17.0	
Mean	2003	2000	1921	1870	1810	1741	1794	18.1
	2004	1628	1564	1513	1462	1400	1449	16.8
	2005	1796	1730	1675	1597	1520	1589	16.7
	2001	21	23	35	51	25	26	
	2002	23	24	27	25	23	28	
σ	2003	15	25	23	24	14	26	
	2004	16	21	22	16	17	25	
	2005	16	20	27	30	18	31	

Most of the Bordeaux winegrowing area is located in zones 2 (“early”), 3 (“medium”) and 4 (“late”) (figure 3.11, Table 3.11). A large majority of Bordeaux winegrowing area (64%) is located in zone “medium”. The “early” zones are located on the hilly slopes that face the Garonne (between region II and III, figure 3.8) and Dordogne (between region III and V – IV) valleys and close to the Gironde estuary (see figure 3.8). Margaux and Pauillac appellations of origin, located in region I, are mainly situated in “early” zones, as well as Pessac-Léognan (region II), Sainte-Croix-du-Mont (region III), Pomerol, Saint-Emilion, Côtes de Castillon, Saint-Georges-Saint-Emilion (region IV) and Canon-Fronsac (region V). Almost 10% of Pessac-Léognan winegrowing area, situated in the peri-urban area of Bordeaux, is located in zone “very early”. The western and northern parts of region I (appellations of origin Listrac, Médoc and Moulis) as well as the northern part of region V (appellation of origin Blaye and Blayais) are located in zone “late”.

This zoning is consistent with the empirical knowledge of Bordeaux winegrowing area: Pessac-Léognan appellation of origin is generally harvested 10 to 15 days earlier than the rest of Bordeaux winegrowing area. Saint-Emilion and Pauillac vineyards are also harvested earlier than the rest of the other appellations. This zoning consists is a relevant tool for vineyards management decision. The choice of the cultivar in relation to the local climate is crucial to ensure a good maturity of grapes. In Bordeaux winegrowing areas, the two main red grape cultivars are Merlot and Cabernet-Sauvignon. The first reaches maturity 7 to 15 days earlier than the later. Cabernet-Sauvignon is traditionally planted in region I (Medoc and Haut-Medoc winegrowing regions). The current zoning has shown a large diversity of thermal situations within this region. The later areas, located in the western and northern parts are probably not as much suitable for Cabernet-Sauvignon. Better ripeness would be attained there with Merlot. However, global changes might induce an air temperature increase of 1.1°C to 5.4°C at the end of 21st century (IPCC, 2001), making complete ripening of Cabernet-Sauvignon possible even in the cooler parts of Bordeaux winegrowing area. Merlot is widely established in Saint-Emilion, one of the warmest areas of Bordeaux. Replacement of Merlot by Cabernet-Sauvignon can be recommended to avoid over-ripening problems within the next decades.

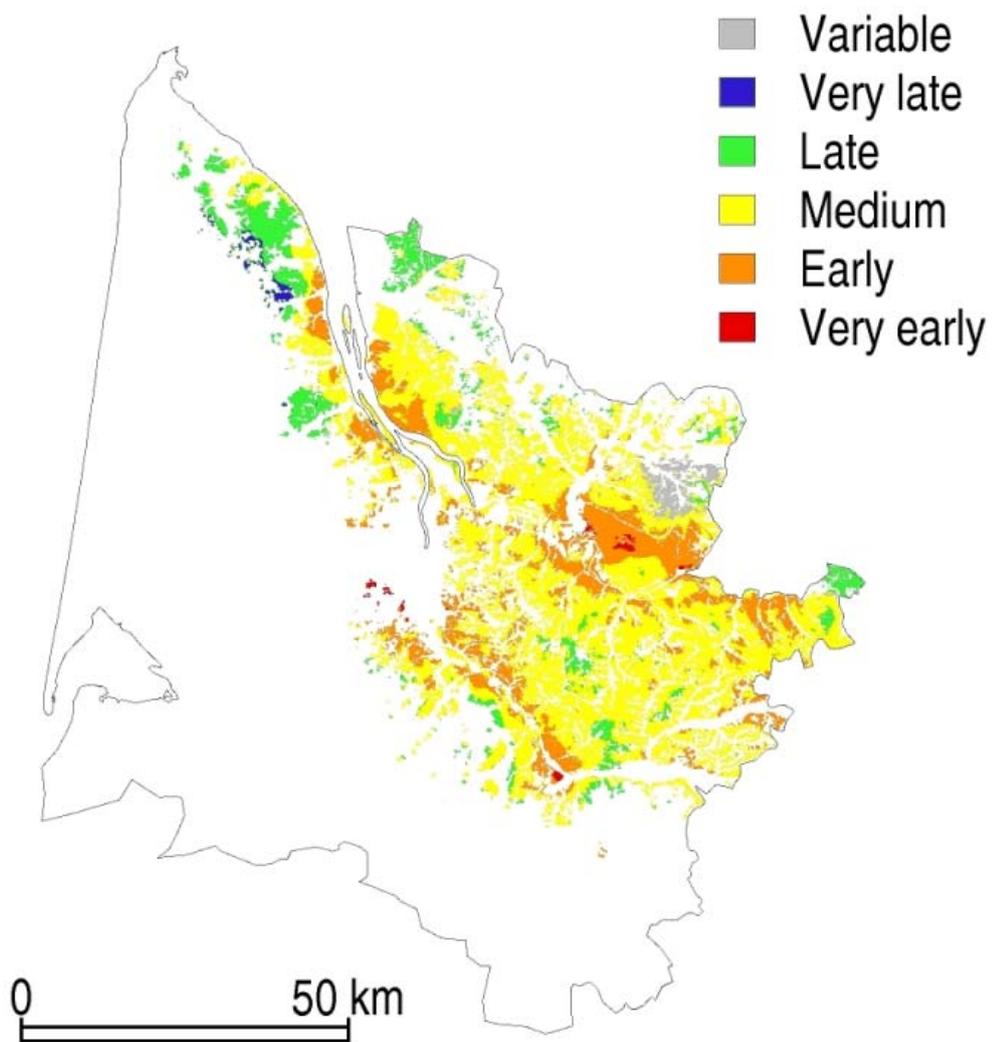


Figure 3.11: Phenological zoning of Bordeaux winegrowing area, based upon heat summation from January to September inclusive, period 2001-2005.

Table 3.11: Distribution of appellation of origin areas in the 6 agroclimatic zones delimited by ST_{MAT} (heat summation from January to September) zoning on the period 2001-2005.

Region	Appellation of Origin (A.O.C.) areas	Very early	Early	Medium	Late	Very late	Variable	Total area (ha)	
I	Bordeaux , Bordeaux Supérieur	-	23%	75%	2%	-	-	2100	
	Haut-Médoc	-	13%	54%	23%	10%	-	9077	
	Listrac	-	-	6%	90%	4%	-	1393	
	Margaux	-	51%	48%	1%	-	-	1856	
	Médoc	-	-	20%	70%	10%	-	10419	
	Moulis	-	-	7%	91%	2%	-	1034	
	Pauillac	1%	83%	16%	-	-	-	1600	
	Saint-Estèphe	-	31%	41%	28%	-	-	1552	
	Saint-Julien	-	17%	83%	-	-	-	997	
II	Barsac	-	5%	95%	-	-	-	860	
	Bordeaux , Bordeaux Supérieur	1%	14%	74%	11%	-	-	3074	
	Cérons , Graves , Graves Supérieures	-	8%	71%	21%	-	-	2446	
	Graves , Graves Supérieures	2%	15%	68%	15%	-	-	8994	
	Pessac-Léognan	9%	43%	45%	3%	-	-	4514	
	Sauternes	-	33%	60%	7%	-	-	2154	
	Bordeaux , Bordeaux Supérieur	-	40%	55%	5%	-	-	4413	
III	Côtes De Bordeaux , Saint-Macaire	-	2%	69%	29%	-	-	4498	
	Entre-Deux-Mers	-	17%	81%	2%	-	-	59325	
	Entre-Deux-Mers , Bordeaux , Haut-Benauges	-	-	85%	15%	-	-	6809	
	Graves De Vayres	-	43%	57%	-	-	-	1370	
	Loupiac	-	41%	59%	-	-	-	828	
	Premières Côtes De Bordeaux	1%	48%	51%	-	-	-	4207	
	Premières Côtes De Bordeaux , Cadillac	-	35%	64%	1%	-	-	8356	
	Sainte-Croix-Du-Mont	-	80%	20%	-	-	-	760	
	Sainte-Foy Bordeaux	-	23%	63%	13%	-	1%	16425	
	IV	Bordeaux , Bordeaux Supérieur	-	11%	55%	2%	-	32%	7261
		Bordeaux , Côtes De Francs	-	2%	53%	16%	-	29%	1030
Côtes De Castillon		1%	62%	31%	-	-	6%	5608	
Lalande De Pomerol		-	23%	77%	-	-	-	1378	
Lussac Saint-Emilion		-	-	32%	-	-	68%	1834	
Montagne Saint-Emilion		-	33%	65%	-	-	2%	2097	
Pomerol		1%	99%	-	-	-	-	978	
Puisseguin Saint-Emilion		-	6%	56%	1%	-	37%	1041	
Saint-Emilion		7%	67%	26%	-	-	-	7153	
Saint-Georges Saint-Emilion		-	100%	-	-	-	-	274	
V	Blaye , Blayais	-	-	41%	59%	-	-	2426	
	Bordeaux , Bordeaux Supérieur	-	6%	86%	8%	-	-	21103	
	Canon Fronsac	-	87%	13%	-	-	-	396	
	Côtes De Bourg	-	34%	54%	10%	-	2%	7005	
	Fronsac	-	46%	54%	-	-	-	1311	
	Premières Côtes De Blaye , Côtes De Blaye	-	11%	68%	21%	-	-	17111	
	TOTAL	1%	21%	64%	12%	1%	2%	237060	

3.4 Conclusions

The current work presents a critical investigation of phenological spatial modelling of grapevine at mesoscale level, based on degree-days indices. This approach faces two major underlying problems. Firstly, map elaboration of degree-days models consists in a series of steps, each of which is a source of error, and which accumulation can result in considerable uncertainty. Secondly, at mesoscale climate level, in low orography area, a small range of climate variation is expected. Consequently, for such spatial modelling, uncertainty has to be reduced as much as possible.

The first source of uncertainty is the model precision. Although the relationship between heat accumulation and grapevine growth rate and phenology was clearly established (Pouget, 1968 ; Huglin, 1978 ; Lebon *et al.*, 2004), other factors also controls, to a smaller extent, these physiological aspects: the response of *Vitis vinifera* to temperature differs according to its genetical characteristics. Several authors have shown that more precise predictions could be made if degree-days were calculated with different thresholds for different cultivars (McIntyre *et al.*, 1982 ; Gladstones, 1992 ; Oliveira, 1998). Leaf area strongly conditions the berry maturation (Ollat and Gaudillère, 1998), as well as climatic and soil factors such as global radiation and water availability (Matthews and Anderson, 1988 ; Galet, 2000 ; Bergqvist *et al.*, 2001 ; Ollat *et al.*, 2002 ; Van Leeuwen *et al.*, 2003). Such factors are not taken into account by degree-days models.

The second source of error comes from the air temperature dataset. The weather stations' networks establishment faces several constraints (site availability and the evolution of the local environment around the weather station).

The third source of error is the interpolation process. Large improvements have been done lately, with the emergence of geostatistics and the advance in remote sensing and in computer technology. Yet, none of the techniques succeeded in the elaboration of very accurate maps of daily minimum or maximum temperature fields (Gozzini *et al.*, 2000). The global error, generally expressed in RMSE or in mean absolute error, fluctuates between 0.6 and 2.8°C, according to the climate conditions, the number of weather stations, the studied variable, and the interpolation technique used (Thornton *et al.*, 1997 ; Bolstad *et al.*, 1998 ; Gozzini *et al.*, 2000 ; Jarvis and Stuart, 2001b ; Hasenauer *et al.*, 2003 ; Stahl *et al.*, 2006).

Considering all these sources of error, it was expectable that the comparison of calculated degree-days maps and the observed grapevine phenology dates would not show highly significant correlations. An another approach for degree-days model output cartography is to interpolate directly models output, in order to reduce the number of interpolations (one interpolation per index, instead of one interpolation of air temperature per day). Such approach was recently used in a similar viticultural context, under Mediterranean climate (Bindi and Maselli, 2001). However, the uncertainty of the interpolation process remained strong. In this study, spatial significant correlations with blooming date and sugar accumulation evolution in berries suggested that global phenological trends, using degree-days indices, could be identified. The spatial characterization of Bordeaux winegrowing area was done using degree-days classes with equal interval. The interval ranges were as large as or larger than the observed standard deviation of the residuals between estimated and observed degree-days indices, to ensure that error propagation of temperature interpolation process within degree-days models wouldn't exceed the distinction between each class. Further investigations in spatial uncertainty handling are yet to be done. They would contribute to a better use of interpolated climate variables in agronomy, forestry and hydrology fields.

Acknowledgments: We would like to thank the Chambre d'Agriculture de la Gironde and the Institut Français de la Vigne et du Vin (ENTAV/ITV France), for their collaboration and

technical support. We acknowledge the Conseil Interprofessionnel du Vin de Bordeaux (CIVB) for their technical and financial support.

4 Conclusions

En s'appuyant sur des températures spatialisées au pas de temps quotidien, un zonage mettant en évidence la précocité relative des différentes zones viticoles de Gironde a été réalisé.

La méthode d'interpolation par régression multiple (*MRK*) a permis de souligner l'effet de quelques variables environnementales sur les champs thermiques, à méso-échelle. Toutefois, une investigation plus poussée, en s'appuyant sur les corrélations mises en évidence permettrait de mieux connaître les causes physiques de l'environnement sur les variations locales de température.

Les différences spatiales de sommes de température en base 10°C correspondent à des cumuls atteint en plus d'une quinzaine de jours entre les zones précoces (*early*) et les zones tardives (*late*), et de plus d'une trentaine de jours entre quelques zones de superficie plus réduite (*very early* et *very late*).

Ce travail souligne les variations au sein d'une même aire d'appellation, et peut constituer une base intéressante pour les recommandations en terme de gestion du vignoble (mode de conduite cépage, etc.).

Chapitre 4

Rayonnement global

La spatialisation du rayonnement global et son étude climatologique en Gironde viticole ont fait l'objet d'un article soumis au *Journal International des Sciences de la Vigne et du Vin* (accepté pour publication). Cet article constitue l'intégralité de ce chapitre.

SOLAR RADIATION IN BORDEAUX

Benjamin Bois^{a*}, Lucien Wald^b, Philippe Pieri^a, Cornelis Van Leeuwen^{ac}, Loic Commagnac^c, Philippe Chery^c, Maxime Christen^c, Jean-Pierre Gaudillere^a, Etienne Saur^{cd}

^aUMR EGFV, ISVV, INRA, Université Bordeaux 2, BP 81, 33883 Villenave d'Ornon Cedex, France

^bCEP, Ecole de Mines de Paris, BP 207, F-06904 Sophia Antipolis Cedex, France

^cEcole Nationale d'Ingénieurs des Travaux Agricoles de Bordeaux, 1 cours du Général de Gaulle, 33175 Gradignan Cedex, France

^dUMR TCEM, INRA, Université Bordeaux 1, BP 81, 33883 Villenave d'Ornon Cedex, France

*Corresponding author: Tel: 0033 557 122 501; Fax: 0033 557 122 515; email: benjaminbois@yahoo.fr

Abstract

Aims: This paper presents a study of spatial and temporal variations in solar radiation for the Bordeaux winegrowing region, over a 20 year period (1986-2005).

Methods and results: Solar radiation data was retrieved from the HelioClim-1 database, elaborated from Meteosat satellite images, using the Heliosat-2 algorithm. Daily data was interpolated using ordinary kriging to produce horizontal solar radiation maps at a 500 m resolution. Then using a digital elevation model, 50 m resolution daily solar radiation maps with terrain integration were produced for the period 2001-2005. The long term (20 year) analysis of solar radiation at low spatial resolution (500 m) showed a west to east decreasing gradient within the Bordeaux winegrowing regions. Mean August-to-September daily irradiation values, on horizontal surface, were used to classify the Bordeaux winegrowing region into three zones: low, medium, and high solar radiation areas. This initial zoning was downscaled to 50 m resolution, applying a local correction ratio, based on 2001-2005 solar radiation from the inclined surface analysis. Grapevine development and maturation potential of the different zones of appellation of origin of Bordeaux winegrowing regions are discussed in relation with this zoning.

Conclusions: Solar radiation variability within the Bordeaux winegrowing region is mainly governed by terrain slopes and orientations, which induce considerable variations within the eastern part of Bordeaux vineyards.

Significance and impact of the study: Solar radiation has a major impact on vineyard water balance, grapevine development and berry ripening. However, irradiation data is seldom available in weather stations records. This paper highlights the need of high resolution mapping of solar radiation that uses remote sensing and terrain effect integration for agroclimatic studies in viticulture.

Keywords: *Solar radiation, remote sensing, Vitis vinifera, vineyard zoning, Bordeaux.*

1 Introduction

Solar radiation has a large influence on vine growth, berry ripening, and disease development in vineyards. Its direct effects are numerous and it affects most other climate variables. Hence, vineyard microclimate depends strongly on this variable. Most of the radiative balance is determined by incoming solar radiation. It induces variations in surface and air temperature, and it has a major role in evapotranspiration processes (Priestley and Taylor, 1972; Bois et al., 2005). Solar radiation determines incoming light and photosynthetically active radiation (PAR). For grapevine (*Vitis vinifera L.*), as for most plants, light availability increases dry mass production (Buttrose, 1969; Grechi et al., 2007), however in hot and dry conditions, photosynthesis can be reduced despite non-limiting light conditions (Zufferey et al., 2000). Several researchers have shown the difficulties in separating temperature from light effects on photosynthesis activity and berry maturation in natural conditions as incoming solar radiation determines both of these climatic variables (Crippen and Morrison, 1986; Schultz et al., 1996; Bergqvist et al., 2001). Results concerning the influence of sun exposition on berries differ according to locations and experimental conditions. Overexposure to sunlight may decrease anthocyanin contents of berries (Bergqvist et al., 2001) and sugar concentration (Kliwer and Lider, 1968). However, sugar concentration level may increase in sun exposed berries due to water loss (Crippen and Morrison, 1986). In all experiments, sunlight-exposed fruits are lower in malate concentration and total titrable acidity (Kliwer and Lider, 1968; Kliwer, 1977; Crippen and Morrison, 1986 ; Dokoozlian and Kliwer, 1996; Spayd et al., 2002). These results, which are sometimes contradictory, highlight the fact that management of incoming solar radiation via vineyard architecture has to be adapted to local conditions (i.e. local climate and soil characteristics). In order to estimate grapevine transpiration and vineyard soil water balance, models have been developed to integrate the quantity of solar irradiation intercepted by leaf area according to vineyard architecture (Riou et al., 1989; Riou et al., 1994; Lebon et al., 2003; Oyarzun et al., 2007).

Solar radiation data is seldom available in weather records, for its precise measurement requires steadily maintained fragile devices such as pyranometers. However, with recent advances in remote sensing and image analysis, it is now possible to retrieve daily solar radiation from satellite data (Solanki et al., 2005). The HelioClim-1 database, elaborated from Meteosat images analysis provides solar radiation data for Europe and Africa (Lefèvre et al., 2007). This database was used to establish the European Solar Radiation Atlas (ESRA, Rigollier et al., 2000), and was coupled to a 2 km resolution Digital Elevation Model (DEM) to include the effects of relief on solar radiation interception for the photovoltaic potential mapping of Africa (Huld et al., 2005).

Orography has a major effect on incoming solar radiation, especially between 30° and 60° latitudes when close to the equinox (Oke, 1978). Advances in computer technology and development of GIS software have provided methods to easily determine spatial variations of solar irradiation provided by terrain slope and aspect (Durand and Legros, 1981; Flint and Childs, 1987; Hofierka and Suri, 2002; Kang et al., 2002; Wang et al., 2002).

Therefore, the purpose of this research is to combine remote sensed data and solar irradiation models based upon orography to estimate the spatial and temporal variability of solar radiation interception of the Bordeaux, France winegrowing region. The results provided by the modeling and mapping methods are then used as a tool for viticulture zoning.

2 Material and methods

2.1 Study area

The winegrowing region of Bordeaux is located in southwest France, in the province (“*département*”) of Gironde. It is composed of 57 appellations of controlled origin (AOC) covering about 230 000 ha, although only 120 000 ha are actually planted to grapevines. Grapevine cultivars planted in the region are mostly Merlot, Cabernet Sauvignon, Cabernet franc for red varieties, and Sauvignon blanc and Semillion for white varieties. The vineyards in Bordeaux are located 20 to 150 kilometers from the Atlantic Ocean and between 45.5°N and 44.3°N (figure 4.1A and B). The Bordeaux vineyards can be divided in 5 sub-regions (contiguous area being separated by the main rivers), as proposed on figure 4.1B and in table 4.1.

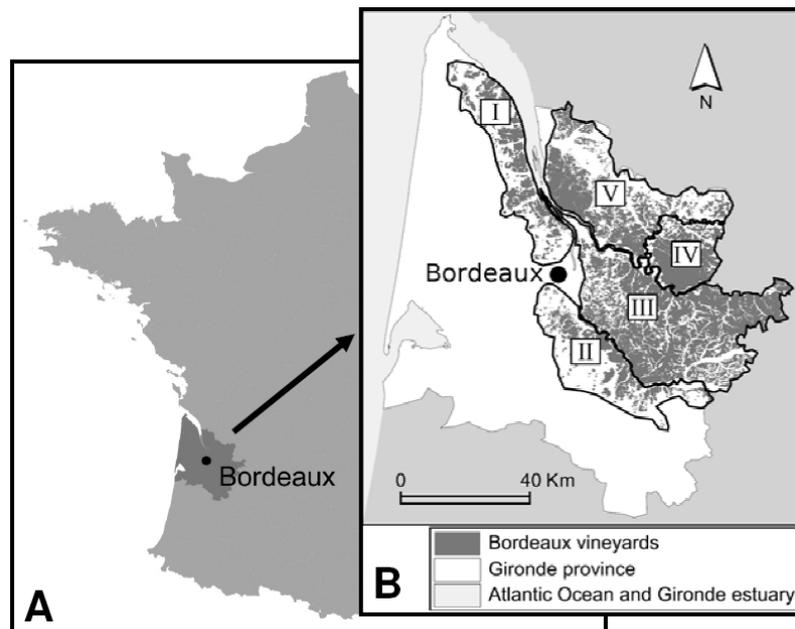


Figure 4.1: Maps of the study area. A) France, with the Gironde province and the city of Bordeaux. B) The Bordeaux winegrowing region, located in Gironde province. Figures in roman numbers indicate the number of the five sub-regions of the Bordeaux winegrowing region (see table 4.1 for the list of the appellations of origin located in each region).

The climate of the Bordeaux region is temperate, with moderately dry summers (200 mm from July to September) and wet autumn and winter periods. The average annual rainfall is 930 mm (1976-2005 mean) and ranges from 700 to 1300 mm. The mean annual temperature is 13.8°C and ranges from 22.3°C in August to 7.8°C in December. The size of the area of the Bordeaux region provides a considerable diversity of climatic conditions due to several topographic variations. The Medoc region, (in the north of region I, figure 4.1B), lies between the Atlantic Ocean and the Gironde Estuary. In the southeast, the eastern Entre-Deux-Mers area is marked by frequent storms during summer. Most of the western side of the Bordeaux winegrowing region is flat, whereas the eastern part is hilly. Some of the vineyards are located within the suburbs of Bordeaux city and benefit from higher temperatures due to urban heat island effects (Oke, 1978).

Table 4.1: Classification by region of appellations of origin of the Bordeaux winegrowing region (see figure 4.1B)

Region	Appellations of origin (AOC)
I	Bordeaux ; Bordeaux Supérieur ; Haut-Médoc ; Listrac ; Margaux ; Médoc ; Moulis ; Pauillac ; Saint-Estèphe ; Saint-Julien
II	Barsac ; Bordeaux ; Bordeaux Supérieur ; Cerons ; Graves ; Graves Supérieures ; Pessac-Léognan ; Sauternes
III	Bordeaux ; Bordeaux Supérieur ; Côtes de Bordeaux ; Saint-Macaire ; Entre-Deux-Mers ; Haut-Bénauge ; Graves-de-Vayres ; Loupiac ; Premières Côtes de Bordeaux ; Cadillac ; Sainte-Croix-du-Mont ; Sainte-Foy Bordeaux
IV	Bordeaux ; Bordeaux Supérieur ; Côtes de Francs ; Côtes de Castillon ; Lalande de Pomerol ; Lussac Saint-Emilion ; Montagne Saint-Emilion ; Pomerol ; Puisseguin Saint-Emilion ; Saint-Emilion ; Saint-Georges Saint-Emilion
V	Blaye ; Blayais ; Bordeaux ; Bordeaux Supérieur ; Canon Fronsac ; Côtes de Bourg ; Fronsac ; Premières Côtes de Blaye ; Côtes de Blaye

2.2 Solar radiation mapping

2.2.1 Solar radiation on horizontal surfaces

Daily solar irradiation data was taken from the HelioClim-1 database, available at the SoDa Web Service (<http://www.soda-is.org>, Gschwind et al., 2006). This database has been obtained by the application of the Heliosat-2 method to reduced data sets ISCCP-B2 Meteosat satellite images (Lefèvre et al., 2007). The ISCCP-B2 data set was produced by reducing the sampling in time and space of Meteosat images, in order to better exploit the wealth of information that they provide. First, the sampling frequency was reduced to 3-hours intervals. Second, the higher resolution in the visible channel was averaged to match the lower resolution of infrared channel data (i.e. an image of 2500 by 2500 pixels with a resolution of 5 km over Europe). Finally, 1 pixel out of 6 in each direction is sampled, starting with the southernmost pixel.

The Heliosat-2 method is based upon the construction of *cloud* and *clear-sky indices* for each pixel of a satellite image (Rigollier et al., 2004). The precision of the method depends mostly on the cloud cover; relative uncertainties are lower during clear-sky days (Rigollier et al., 2004). The HelioClim-1 database provides root mean squared differences of about 20% from daily pyranometers values for Europe and Africa (Lefèvre et al., 2007). However, the Heliosat-2 method does not account for slope and aspect of the terrain.

Daily solar irradiation data from Heliosat-2 was collected for the period 1986-2005 and downloaded at 418 points, each sampled at an approximate distance of 20 kilometres inside and at neighbouring sites of the Gironde.

From daily irradiation data, cloud cover temporal patterns were analyzed using a clearness index (K_T), calculated as follows:

$$K_T = \frac{G_{dh}}{G_{d0}} \quad (13)$$

where G_{dh} is the daily irradiation on a horizontal surface (in MJ m⁻²) and G_{d0} is the daily extra-atmospheric irradiation (in MJ m⁻²) calculated from astronomical formulae.

Mean daily irradiation for several periods and mean monthly K_T values were then interpolated on a 500 m resolution grid, using the ordinary kriging technique (for a review on geostatistical techniques see Goovaerts, 1999). Kriging was done using the Gstat package of the R

statistical software (Pebesma, 2004; R Development Core Team, 2007). Linear co-variance models were fitted automatically to experimental semi-variograms, by the least squared method.

2.2.2 Terrain integration for incoming solar radiation cartography

Effects of terrain on solar irradiation were taken into account by mean of direct geometrical relations. The solar radiation model *r.sun* (Hofierka and Suri, 2002), implemented in GRASS Geographical Information System (GIS) was used. The *r.sun* model estimates beam, diffuse and reflected components of solar incoming radiation on horizontal and inclined surfaces. Daily solar irradiation is calculated at a 15 minute time step and cumulated for each day. Mask effects of surrounding orography are taken into account.

Terrain effects on solar radiation interception are considerable during clear-sky days as most of the incoming radiation is direct and the relationship between irradiation and orography is geometric. During cloudy days most of the incoming radiation is diffuse. In such situations, except the mask effects produced by surrounding relief, terrain effects are minor. For maritime climate conditions, such as experienced in the Bordeaux region, the frequency of cloudy days can be substantial. For this reason, we used the *r.sun* model, which integrates diffuse radiation (standard overcast method).

Input data for *r.sun* are: elevation, slope and aspect (retrieved from a 50 m resolution Digital Elevation Model (DEM)), ground albedo (set to a default value of 0.2), horizontal surface irradiation from HelioClim-1 database, the Linke turbidity coefficient, whose monthly values were provided by the SoDa Web service, the diffuse (k_{dh}) and beam (k_{bh}) proportions (*i.e.* values from 0 to 1) of daily irradiation on horizontal surfaces, estimated with an empirical relationship established at Bordeaux (Pieri and Valancogne, unpublished results) :

$$k_{dh} = \min \left(1.09 - 2.6896 \left(\frac{G_{dh}}{G_{d0}} \right)^2 + 1.2843 \left(\frac{G_{dh}}{G_{d0}} \right)^3 ; 1 \right) \quad (14)$$

and
$$k_{dh} = 1 \text{ if } \left(\frac{G_{dh}}{G_{d0}} \right) < 0.2 \quad (15)$$

and
$$k_{bh} = 1 - k_{dh} \quad (16)$$

where G_{dh} and G_{d0} have the same signification and units as in equation (13).

The *r.sun* model provided daily beam, diffuse and reflected solar radiation on inclined surfaces, at the DEM resolution (*i.e.* 50 m by 50 m). These three variables were then summed to obtain daily irradiation data. The inter-annual differences between horizontal and inclined surfaces were evaluated on a 5 year period, from 2001 to 2005.

3 Results

3.1 Solar radiation climatology in Bordeaux area

The annual mean of daily solar irradiation, annual sunshine duration and annual clear-sky frequency data for the Gironde province and the Bordeaux winegrowing region are shown in table 4.2. Mean daily irradiation ranges from 11.7 to 13.3 MJ m⁻² (-5% to 9% of the mean value) for the Gironde province and from 11.8 to 12.8 MJ m⁻² in the Bordeaux winegrowing region (-3% to 7% of the mean value). The average clearness index is 0.44 for the Gironde province and 0.43 for Bordeaux winegrowing area. Solar irradiation reaches its maximum in

June and July (figure 4.2) and remains low from October to February (mean daily irradiation below 10 MJ m⁻²). The spatial variation of solar irradiation is larger for the Gironde province than for the Bordeaux winegrowing region (figure 4.2).

Table 4.2: Statistics of solar radiation data for the period 1986-2005 for the Gironde province and the Bordeaux winegrowing region. CV = coefficient of variation (standard deviation, σ divided by the mean, given in percent).

	Gironde Province		Bordeaux vineyards	
	Daily irradiation (Wh m-2)	Clearness index (K_T)	Daily irradiation (Wh m-2)	Clearness index (K_T)
Min.	11.7	0.42	11.7	0.43
1st quartile	12.0	0.43	11.8	0.43
Median	12.2	0.44	11.9	0.43
Mean	12.3	0.44	12.0	0.43
3rd quartile	12.5	0.45	12.0	0.44
Max.	13.3	0.48	12.8	0.46
σ	0.38	0.01	0.20	0.01
CV	3.1%	2.9%	1.7%	1.6%

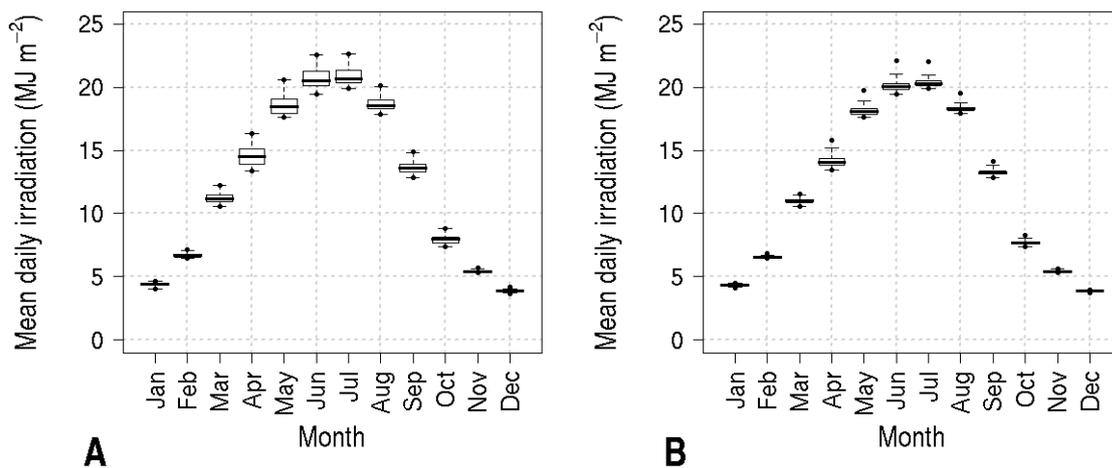


Figure 4.2: Box-plots of monthly means of daily irradiation during the period 1986-2005, for the Gironde province (A) and the Bordeaux winegrowing region (B). Data used to create each box are the mean daily irradiation values of each 500 m pixel. Points outside the boxes represent the minimum and the maximum values observed within each area.

The growing season, spanning a period from April to September, benefits from clearness indices from 0.46 to 0.58 (figure 4.3A and B) in the Gironde province. During the autumn period, the proportion of extra-atmospheric global radiation that reaches the ground is lower than during other seasons (figure 4.3C). This could be explained both by the cloud climatology (weather is globally cloudier from October to February in the Gironde province) and the increasing length of solar radiation path throughout the atmosphere, due to sun inclination. The spatial pattern of the clearness index remains similar throughout the rest of the year with the Atlantic Ocean coast receiving the highest amount of solar radiation. The clearness index decreases from west to east, during spring, summer and winter. During autumn, it decreases from west to east until the center of the Gironde province, and then increases again toward east (figure 4.3C). This particular spatial pattern might be related to the greater diversity of synoptic situations during this period (Jones and Davis, 2000). The largest spatial variability

is observed during winter, where the western part of the Bordeaux winegrowing region receives the highest amount of solar radiation. In the Medoc, located in the northwest of the Gironde (region I, see figure 4.1B), the clearness index is 4 to 8% higher than in the easternmost vineyard areas from April to September (figure 4.3A and B).

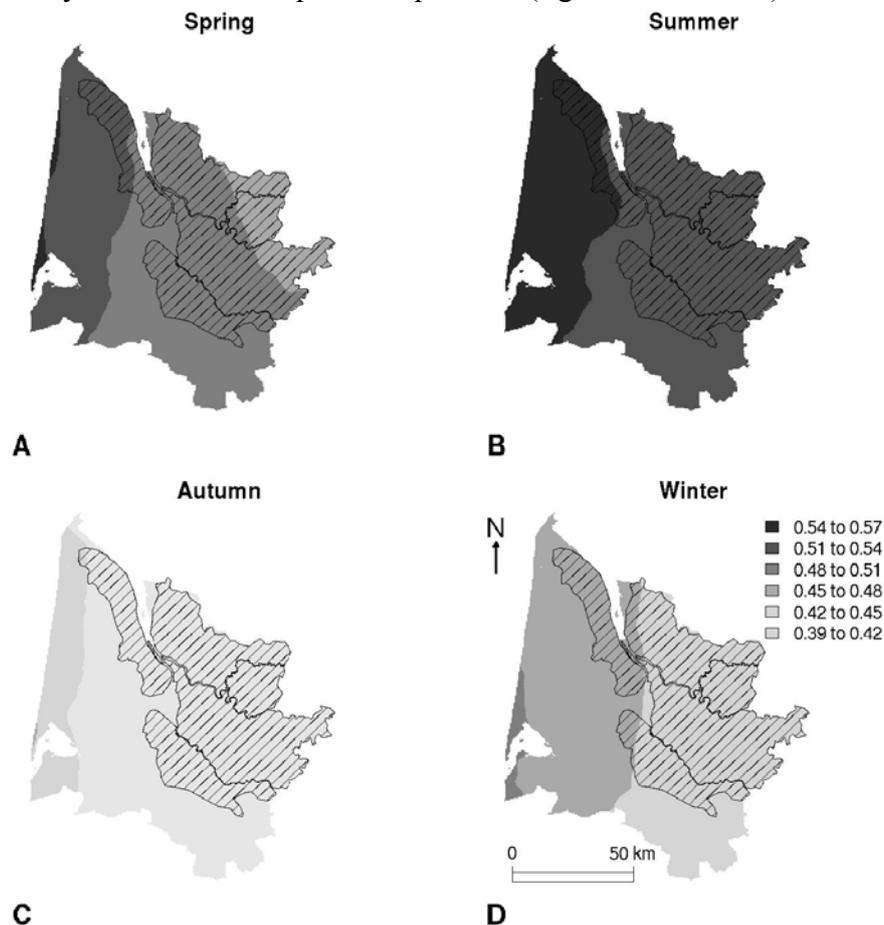


Figure 4.3: Seasonal maps of the clearness index for the Gironde province (period 1986-2005). The dashed areas represent the five sub-regions of the Bordeaux winegrowing region (see Figure 4.1B). A: “spring”, from April to June ; B: “Summer”, from July to September ; C: “Autumn”, from October to December ; D: “Winter”, from January to March.

3.2 Bordeaux vineyards zoning

In the Bordeaux winegrowing region, the veraison period for red and white grape varieties generally occurs at the end of July or at the beginning of August and the harvest period ranges from mid-September to the beginning of October. As climate conditions from veraison to harvest are crucial for quality, mean daily values of solar irradiation from August to September on horizontal surface were calculated. This index is referred hereafter as $G_{mat,h}$ (where *mat* stands for maturation period, i.e. August to September, and *h* indicates that G_{mat} is calculated on a horizontal surface). Solar radiation during this period was used to perform a zoning of the Bordeaux winegrowing region as follows: (a) Mean $G_{mat,h}$ for a 20 year period was calculated for each pixel located in the Bordeaux winegrowing region ; (b) all the pixel values were classified into 3 groups based on a regular interval. The classes obtained correspond to low, middle and high $G_{mat,h}$ values (table 4.3, figure 4.4B). The first class (“low”) corresponds to a mean daily irradiation (for August and September) ranging from 15.4 to 15.8 MJ m⁻², with a mean value of 15.7 MJ m⁻². For the second class (“medium”), $G_{mat,h}$ ranges from 15.9 to 16.3 MJ m⁻², with a mean value of 16 MJ m⁻². For the third class

(“high”), $G_{mat,h}$ ranges from 16.3 to 16.8 MJ m⁻², with a mean value of 16.5 MJ m⁻². Whereas the total amplitude of $G_{mat,h}$ observed within the Bordeaux winegrowing region equals 9% of the mean horizontal value, the difference between the mean values are small (-2% between low and medium, and 3% between medium and high). Class 1 (low $G_{mat,h}$ value) represent 66% of the total area of Bordeaux vineyards, class 2 (medium) 32% and class 3 (high) 2%.

Table 4.3: Statistics of mean solar irradiation (MJ m⁻²) in the Bordeaux winegrowing region from August to September for the three classes obtained by regular interval clustering. CV = coefficient of variation (standard deviation, σ divided by the mean x 100).

	Horizontal surface classes			Inclined surface classes		
	Low	Medium	High	Low	Medium	High
Mean	15.7	16.0	16.5	15.6	16.1	16.5
σ	0.10	0.15	0.14	0.22	0.14	0.18
CV	0.6%	0.9%	0.8%	1.4%	0.9%	1.1%
Min.	15.4	15.9	16.3	12.4	15.9	16.3
Max.	15.8	16.3	16.8	15.9	16.3	17.8
Area (ha.)	156106	77065	3889	127819	92962	16279

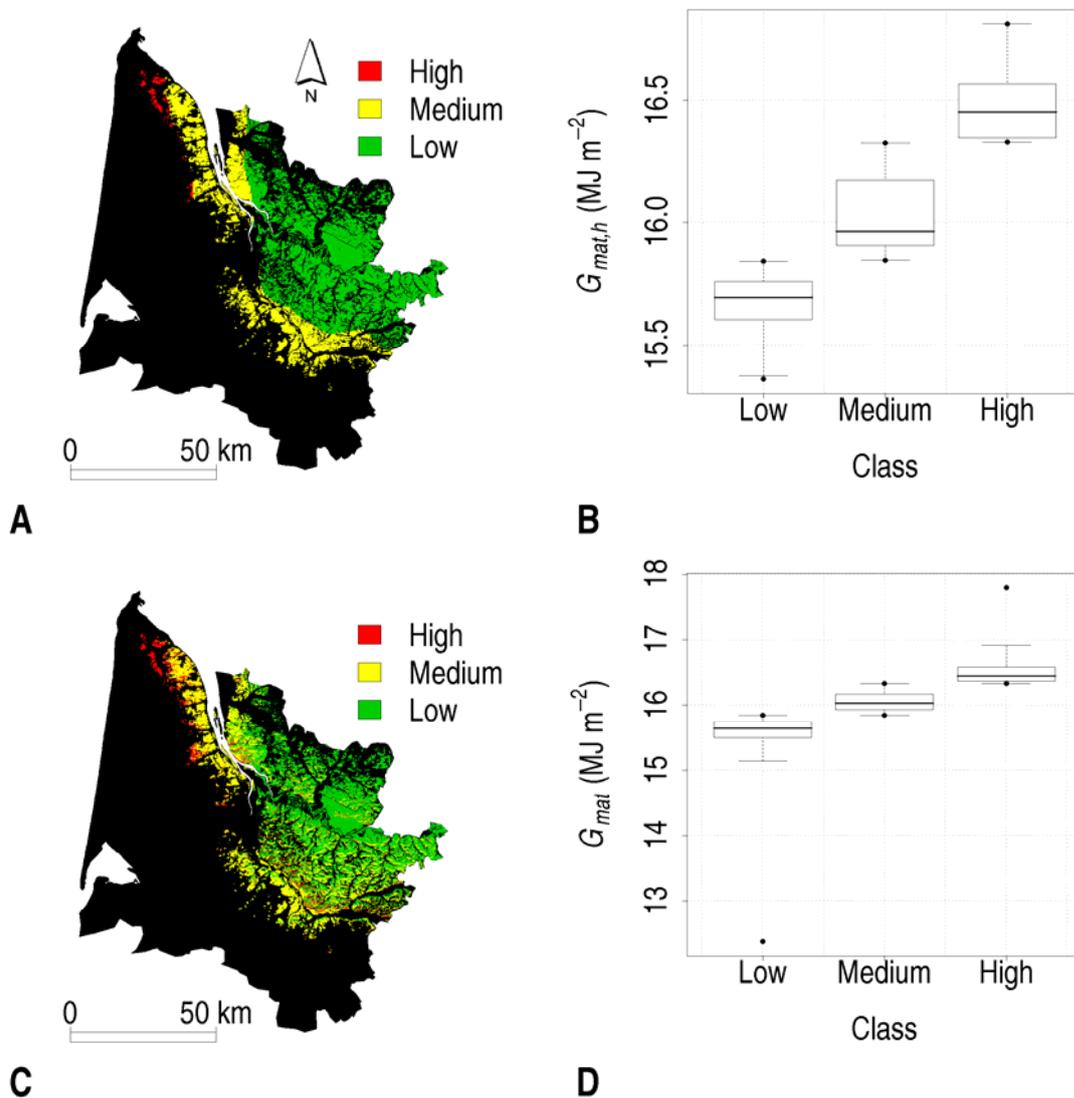


Figure 4.4: Zoning of the Bordeaux winegrowing region based on the mean daily solar irradiation value from August to September ($G_{mat,h}$) for the period 1986-2005. A: map of $G_{mat,h}$ classes (horizontal surface zoning); B: box-plot of $G_{mat,h}$ values of the three classes ; C: map of G_{mat} classes (inclined surface zoning) ;

D: box-plot of G_{mat} values of the three classes. Points on the box-plots figures correspond to the extremes values of each class.

The western and southern portions of the Bordeaux winegrowing region (region I and II, and west of region V) are located in the medium $G_{mat,h}$ value zone and the eastern part of the Bordeaux winegrowing region (region III and IV) is located in the low $G_{mat,h}$ value zone, as well as the eastern part of region V (figure 4.4A). A small area in the northwestern most portion of the Bordeaux winegrowing region (region I) is located in high $G_{mat,h}$ value zone.

3.3 Terrain integration on solar radiation zoning

Daily solar irradiation data with integrated terrain effects were calculated for the period 2001-2005 using the *r.sun* algorithm at the DEM cell resolution (i.e., a 50 m by 50 m pixel). However, mapping at this resolution has a high computational cost: it is both time and hard-disk-space consuming, and the calculation on a 20 year period would have taken several weeks of computer calculations. To reduce computational cost, G_{mat} (i.e., mean daily irradiation from August to September with integrated terrain effects) for the 20 year period was obtained using an empirical correction factor calculated for the period 2001-2005: G_{mat} for the 20 year period was assessed by multiplying $G_{mat,h}$ (1986-2005) by the 5 year average (2001-2005) of the ratio $G_{mat,h}/G_{mat}$ calculated for each 50 m pixel. We assumed for each 50 m pixel, with its own terrain characteristics (i.e., slope inclination and aspect), that the ratio between G_{mat} (computed using daily irradiation data with terrain integration at high resolution) and $G_{mat,h}$ (horizontal irradiation data at 500 m resolution) remained constant. This was verified with the 2001-2005 high resolution data set where the relative difference for each pixel (i.e., $(G_{mat} - G_{mat,h})/G_{mat,h}$) is almost the same from 2001 to 2005 (figure 4.5). In other words, the effect of terrain on solar radiation interception during August and September is nearly the same from one year to another.

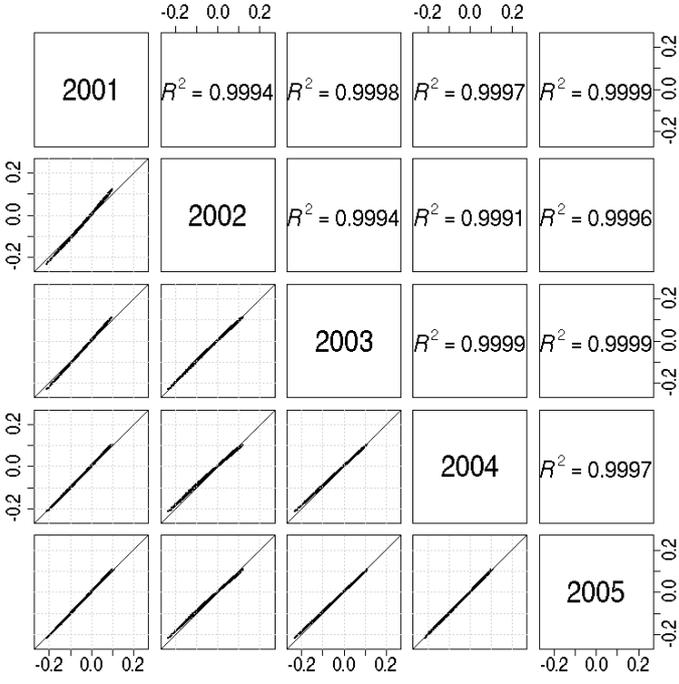


Figure 4.5: Scatter plot comparing, for different years, the values of the relative differences between G_{mat} on horizontal and inclined solar radiation data, of each pixel located in the Bordeaux winegrowing region (N = 948239).

Table 4.4: Distribution of appellation of origin areas, within the three solar radiation zones (i.e. classes), before and after the integration of terrain effects.

Region	Appellation of origin (A.O.C.)	Horizontal surface G_{mat} zones ^a			G_{mat} zones with terrain effects integration ^a			Total area (ha)
		Low	Medium	High	Low	Medium	High	
I	Bordeaux ; Bordeaux supérieur	-	99%	1%	-	99%	1%	1472
	Haut-Médoc	-	97%	3%	-	81%	19%	9077
	Listrac	-	73%	27%	-	48%	52%	1393
	Margaux	-	100%	-	-	94%	6%	1856
	Médoc	-	70%	30%	-	54%	46%	10419
	Moulis	-	94%	6%	-	60%	40%	1034
	Paulliac	-	100%	-	2%	96%	2%	1600
	Saint-Estèphe	-	100%	-	-	92%	8%	1552
	Saint-Julien	-	100%	-	-	94%	6%	997
II	Barsac	-	100%	-	4%	96%	-	860
	Bordeaux ; Bordeaux supérieur	-	100%	-	15%	83%	2%	3131
	Cérons ; Graves ; Graves supérieures	-	100%	-	10%	89%	1%	2446
	Graves ; Graves supérieures	-	100%	-	20%	78%	2%	8994
	Pessac-Léognan	-	100%	-	13%	85%	2%	4514
	Sauternes	-	100%	-	22%	75%	3%	2154
III	Bordeaux ; Bordeaux supérieur	69%	31%	-	69%	30%	1%	4471
	Côtes de Bordeaux ; Saint-Macaire	25%	75%	-	39%	47%	14%	4498
	Entre-Deux-Mers	93%	7%	-	63%	33%	4%	59325
	Entre-Deux-Mers ; Bordeaux ; Haut-Benauges	99%	1%	-	48%	47%	5%	6809
	Graves de Vayres	100%	-	-	89%	11%	-	1370
	Loupiac	-	100%	-	45%	40%	15%	828
	Premières Côtes de Bordeaux	88%	12%	-	60%	33%	7%	4207
	Premières Côtes de Bordeaux ; Cadillac	42%	58%	-	40%	40%	20%	8356
	Sainte-Croix-Du-Mont	-	100%	-	33%	31%	36%	760
	Sainte-Foy Bordeaux	100%	-	-	79%	20%	1%	16425
IV	Bordeaux ; Bordeaux supérieur	100%	-	-	97%	3%	-	7379
	Bordeaux ; Côtes de Francs	100%	-	-	86%	14%	-	1030
	Côtes de Castillon	100%	-	-	80%	17%	3%	5608
	Lalande de Pomerol	100%	-	-	96%	4%	-	1378
	Lussac Saint-Emilion	100%	-	-	90%	9%	1%	1834
	Montagne Saint-Emilion	100%	-	-	83%	16%	1%	2097
	Pomerol	100%	-	-	100%	-	-	978
	Puisseguin Saint-Emilion	100%	-	-	84%	14%	2%	1041
	Saint-Emilion	100%	-	-	92%	6%	2%	7153
	Saint-Georges Saint-Emilion	100%	-	-	61%	38%	1%	274
V	Blaye ; Blayais	66%	34%	-	59%	41%	-	2426
	Bordeaux ; Bordeaux supérieur	98%	2%	-	83%	16%	1%	21498
	Canon Fronsac	100%	-	-	50%	35%	15%	396
	Côtes de Bourg	48%	52%	-	48%	40%	12%	7005
	Fronsac	100%	-	-	51%	37%	12%	1311
	Premières Côtes de Blaye ; Côtes de Blaye	53%	47%	-	51%	46%	3%	17111

^a: the figures are given in percent of the total area of each appellation of origin

A new zoning was achieved, using the high resolution G_{mat} for the period 1986-2005 to classify the Bordeaux winegrowing region into the 3 classes (“low”, “medium” and “high”) previously obtained with $G_{mat,h}$. The repartition of Bordeaux’s appellations of origin before and after the integration of terrain effects on solar radiation interception is shown in table 4.4. In region I, the zoning changes for three appellations of origin areas include 16 to 34% of the total area in the Listrac, Médoc and Moulis appellations are situated in high G_{mat} class after terrain integration, whereas they were located in the medium class in the horizontal zoning. The $G_{mat,h}$ values of these areas are close to the threshold values of medium-high classes, which explains that a small variation in incoming solar radiation induced by terrain strongly modified the zoning. For regions II, III, IV and V, the classification was considerably modified. For example, 93% of the Entre-Deux-Mers appellation of origin was classified in the low $G_{mat,h}$ zone but after integrating the terrain, 63% of the area remains in the low G_{mat} zone, one third is classified in the medium G_{mat} zone, and 4% of the area is classified in the high G_{mat} zone. In addition, the well-known area of Saint-Emilion receives relatively little solar radiation during August and September when compared to the whole Bordeaux winegrowing region with 100% of the total surface area of this appellation located in low $G_{mat,h}$ area. After integrating the terrain, 8% of the appellation changes class with 6% of the appellation medium G_{mat} area and 2% high G_{mat} area. Figure 4.6B shows that the south-exposed slopes close to Saint-Emilion village receive from 1 to 10% more solar radiation than the mean value of the area.

Another example is the appellation of origin Côtes-de-Bourg, where 48% of the area is classified in the low $G_{mat,h}$ area and 52% of the total area is classified in the medium $G_{mat,h}$ area. After integrating the terrain, 12% of the total area is situated in the high G_{mat} class. G_{mat} within the appellation of origin Côtes de Bourg varies from -14% to +13% of the mean appellation value (figure 4.6A).

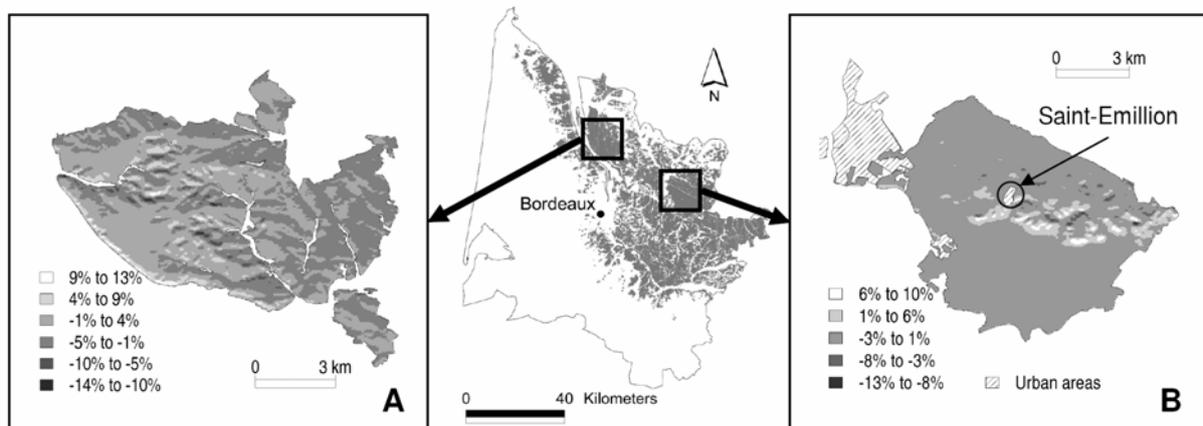


Figure 4.6: Mean daily solar irradiation data from August to September, for the period 1986-2005, of two appellations of origin (A.O.C.) areas of Bordeaux. The data is expressed in percent of the mean value of each whole area. A: A.O.C. Côtes de Bourg, B: A.O.C. Saint-Emilion (the circle indicates the localization of Saint-Emilion village).

4 Discussion and conclusions

Satellite derived solar radiation data from the HelioClim-1 database, combined with terrain information was used to calculate solar irradiation for the Bordeaux winegrowing region at a high resolution (50m). The period studied (1985-2005) is sufficiently long to provide a robust analysis of the solar radiation climatology of the Bordeaux winegrowing region. A study such as this would not have been possible using ground measurement devices such as pyranometers. First, pyranometer devices are quite recent and the technology has been

improved, so data would have required several recalibration algorithms. Second, only a small number of weather stations located close to or within the Bordeaux region provide solar radiation records for such a long period (less than 5 stations). However, our high resolution spatially derived solar irradiation daily values (50 m) underestimate solar radiation. Comparing these records to the pyranometer records from the weather station in Villenave d'Ornon (located between regions I and II) for the period 2001-2005, they showed a mean difference (bias) of -1.5 MJ m^{-2} indicating a underestimation of 11.1% of the annual mean (table 4.5). The root mean square difference was 2.7 MJ m^{-2} (19.8% of the mean annual pyranometer value). For G_{mat} , the bias and root mean square differences are -9.8% and 16.6% of the annual mean, respectively. However, these errors are in the range of uncertainties provided by the use of pyranometer measurements (Llasat and Snyder, 1998; Droogers and Allen, 2002). Although the relative spatial differences presented in this study have not been affected by this underestimation, the absolute values may be slightly higher.

Table 4.5: Comparison of pyranometer and high-resolution mean daily spatial irradiation data at the weather station of Villenave d'Ornon (44.789°N ; 0.577°E). G_{dp} = pyranometers mean daily values ; Bias = mean error (spatial - pyranometer), RMSD = Root Mean Squared Difference ; Min. = the minimum daily difference, Max = the maximum daily difference ; N = the number of observations. The values between parentheses indicate the statistical indicator in fractions of the pyranometer values (G_{dp}). Except for N, the values are given in MJ m^{-2} .

Period	G_{dh}	Bias	RMSD	Min.	Max.	N
January	4.6	-0.5 (-9.9%)	1.0 (22.5%)	-3.3	1.8	155
February	7.7	-1.4 (-18.0%)	2.0 (25.8%)	-5.2	3.0	141
March	12.4	-1.8 (-14.2%)	2.4 (19.7%)	-7.4	1.3	155
April	16.4	-1.9 (-11.6%)	3.0 (18.3%)	-8.7	8.6	150
May	20.5	-2.7 (-13.0%)	4.0 (19.5%)	-10.8	9.3	155
June	23.3	-1.8 (-7.7%)	3.1 (13.1%)	-11.0	5.2	150
July	22.2	-2.2 (-9.9%)	3.7 (16.6%)	-10.8	5.3	155
August	19.6	-1.7 (-8.8%)	3.1 (16.0%)	-10.4	4.5	155
September	15.3	-1.7 (-11.2%)	2.7 (17.3%)	-10.4	6.1	150
October	9.3	-1.9 (-20.9%)	2.5 (27.4%)	-9.4	2.1	155
November	5.6	-0.3 (-5.8%)	1.3 (22.5%)	-3.4	3.5	150
December	4.1	-0.1 (-1.8%)	1.0 (25.0%)	-3.7	2.6	155
Year	13.4	-1.5 (-11.1%)	2.7 (19.8%)	-11.0	9.3	1826
Aug. – Sept.	17.5	-1.7 (-9.8%)	2.9 (16.6%)	-10.4	6.1	305

It has been shown that the western portion of the Bordeaux winegrowing region receives more solar radiation throughout the year than the eastern portion. As the ripening of grapevine varieties of Bordeaux area occurs during August and September, a zoning based on the mean daily irradiation during this period (referred as $G_{mat,h}$) was proposed. The Bordeaux winegrowing region was partitioned into three classes: low, medium and high $G_{mat,h}$ values. The southern and the eastern portions of the Bordeaux winegrowing region receive the highest amount of solar radiation during the berry ripening period. When increasing the resolution of the zoning, using the *r.sun* model, it was shown that terrain effects on solar radiation are substantial, although the Bordeaux winegrowing region is not considered a mountainous region. Well exposed (south) slopes of the eastern portion of the Bordeaux region receive as much solar radiation as flat surfaces in the western areas. Failla *et al.* (2004) found that slopes that receive a higher amount of solar radiation were associated with earlier phenology, higher sugar content, lower titrable acidity and lower phenolic content in berries, in red cv. Nebbiolo vineyards, within Valtellina winegrowing region.

The attempt of the present work was to evaluate the solar radiation climatology of the Bordeaux winegrowing region, and to propose a new zoning approach for estimating the

ripening potential of vineyards. Multiple assumptions made prior to such zoning include: 1) solar irradiation affects berry ripening (Dokoozlian and Kliewer, 1996; Bergqvist et al., 2001); 2) solar irradiation has a major effect on surface and air temperature, which affect grapevine phenology, malate degradation within berries, polyphenolic, sugar and aromatic contents of berries (Buttrose et al., 1971; Reynolds and Wardle, 1989; Bergqvist et al., 2001; Spayd et al., 2002); 3) as the spatial variation of cumulated incoming solar radiation during the berry maturation period depends mainly on vineyard slopes and aspects, it is also associated with different water runoff patterns where steep slopes will be associated with higher runoff, and 4); solar radiation plays a major role in vineyard transpiration and it is a key parameter of water balance models (Trambouze and Voltz, 2001; Lebon et al., 2003), therefore, south-exposed vineyards would certainly be subject to higher evaporative demands. An increasing G_{mat} index may thus be associated with higher water deficits.

Row orientations and spacing, as well as canopy structure dramatically affect the incoming solar radiation distribution between grapevine rows and bare or grass-covered surfaces (Smart, 1973; Pieri and Gaudillere, 2003, 2005). Oyarzun et al. (2007) recently proposed a solar radiation interception model for horizontal and inclined surfaces in orchards and vineyards. Coupling this kind of model to remotely sensed solar radiation, water runoff and water balance models would certainly improve the general knowledge about inclined surface effects on grapevine development and berry maturation.

Acknowledgements : The authors thank the Conseil Interprofessionnel des Vins de Bordeaux for their technical and financial support.

Chapitre 5

Evapotranspiration potentielle

1 Introduction

L'évapotranspiration potentielle (ET_0) est une grandeur agroclimatique de référence permettant d'exprimer de manière quantitative la demande évaporative quotidienne. Cet indice agroclimatique est une variable essentielle du bilan hydrique. Dans le cadre de l'étude de la variabilité spatio-temporelle du climat en Gironde viticole, la cartographie de l' ET_0 est contrainte par l'estimation même de cette variable agroclimatique :

- Aucune estimation de l' ET_0 par l'utilisation de cases lysimétriques n'est disponible sur la période d'étude en Gironde viticole.
- L'estimation précise de l' ET_0 à partir de variables climatiques fait appel à des modèles semi-empiriques, tel que le modèle de Penman-Monteith (Monteith, 1981), nécessitant, en plus de la température, des données de vitesse du vent, d'humidité relative de l'air et de rayonnement global qui ne sont mesurées que sur un nombre réduit de stations climatiques en Gironde viticole. La mesure du rayonnement global fait appel à des appareils sensibles qui nécessitent un réétalonnage régulier, réalisé seulement pour 4 stations climatiques en Gironde viticole.
- La spatialisation de l' ET_0 par télédétection fait appel à des informations satellitaires qui ne peuvent être mesurées par temps couvert, comme la température de surface.

Une approche envisageable pour faire face à ces différentes contraintes consiste à estimer l' ET_0 à partir de la température de l'air, en utilisant des formules empiriques, telles que la formule d'Hargreaves (Hargreaves *et al.*, 1985). Toutefois, ces méthodes induisent une forte incertitude, qui peut nuire à l'étude de la variabilité spatiale de l' ET_0 , notamment à méso-échelle. L'évapotranspiration étant fortement dépendante du rayonnement solaire incident, l'utilisation du rayonnement solaire obtenu à partir du traitement d'images satellite peut permettre d'améliorer la qualité de l'estimation de l' ET_0 . Cette hypothèse est évaluée dans la première partie de ce chapitre, après avoir mis en évidence le rôle essentiel du rayonnement solaire dans le déterminisme de l'évapotranspiration potentielle. Cette section a fait l'objet d'un article dans *Agricultural and Forest Meteorology*, (accepté pour publication).

La seconde partie de ce chapitre présente la variabilité spatiale de la demande évaporative en Gironde viticole, durant les périodes de croissance de la vigne et de maturation du raisin.

2 Using remotely sensed solar radiation data for reference evapotranspiration estimation at a daily time step

B. Bois^{a,*}, P. Pieri^a, C. Van Leeuwen^b, L. Wald^c, F. Huard^d, J.-P. Gaudillere^a, E. Saur^b

^aUMR Ecophysiologie et Génomique Fonctionnelle de la Vigne, ISVV, Université Bordeaux 2 - INRA, BP 81, 33883 Villenave d'Ornon Cedex, France

^bEcole Nationale d'Ingénieurs des Travaux Agricoles de Bordeaux, 1 cours du Général de Gaulle, 33175 Gradignan Cedex, France

^cCEP, Ecole de Mines de Paris, BP 207, F-06904 Sophia Antipolis Cedex, France

^dUE AgroClim, INRA, Domaine de Saint-Paul, Site Agroparc, 84914 Avignon Cedex 9, France

*Corresponding author, Tel.: +33 5 57 12 25 01; Fax: +33 5 57 12 25 15. Email: benjaminbois@yahoo.fr

Abstract

Solar radiation is an important climatic variable for assessing reference evapotranspiration (ET_0), but it is seldom available in weather station records. Meteosat satellite images processed with the Heliosat-2 method provide the HelioClim-1 database, which displays spatialized solar radiation data at a daily time step for Europe and Africa. The aim of the present work was to investigate the interest of satellite-sensed solar radiation for ET_0 calculation, where air temperature is the sole local weather data available. There were two study areas in Southern France. One (Southwest, SW) is characterized by oceanic climate and the other (Southeast, SE) by Mediterranean climate. A data set of daily values for 19 weather stations spanning five years (2000-2004) was used. First, a sensitivity analysis of the Penman-Monteith formula to climate input variables was performed, using the Sobol' method. It shows that ET_0 is mainly governed by solar radiation during summer, and by wind speed during winter. Uncertainties of HelioClim-1 solar radiation data and their repercussions on ET_0 formulae were evaluated, using the FAO-56 Penman-Monteith formulae (PM) and radiation-based methods (Turc, TU ; Priestley-Taylor, PT and Hargreaves-Radiation, HR). It was shown that HelioClim-1 data slightly underestimate solar radiation and provide relative RMSE (root mean squared error) of 20% of the mean annual value for SW and 14% for SE. The propagation of HelioClim-1 data uncertainties is small in PM but considerable in radiation methods. Four estimation methods were then compared to PM data: the 1985 Hargreaves formula (HT) based on air temperature only; TU , PT and HR , based on air temperature and satellite sensed solar radiation. Radiation methods were more precise and more accurate than HT , with RMSE ranging from 0.52 mm to 0.86 mm against 0.67 mm to 0.96 mm. These results suggest that using satellite-sensed solar radiation may improve ET_0 estimates for areas where air temperature is the only available record at ground level.

Keywords: evapotranspiration, solar radiation, Penman-Monteith equation, sensitivity analysis, remote sensing.

2.1 Introduction

Reference evapotranspiration (ET_0) is an agrometeorological variable widely used in hydrology and agriculture. Together with precipitation, it is a major input in soil water balance models. Several of these models require daily or hourly evapotranspiration data to provide acceptable estimate of plants water requirements (Brisson et al., 1992 ; Guyot, 1997 ;

Lebon et al., 2003). Penman-Monteith combination method is one of the most accurate methods to evaluate ET_0 at different time steps. A standardization of this method has been proposed by the Food and Agriculture Organization (Allen *et al.*, 1998). It is known as FAO-56 Penman-Monteith application, and it can be considered as a worldwide standard. However, it requires numerous weather variables (air temperature, relative humidity, wind speed and solar radiation), which are seldom available in basic meteorological records. Consequently, reference evapotranspiration is often estimated by means of empirical equations based on air temperature, relative humidity, extraterrestrial radiation and/or precipitation (Droogers and Allen, 2002 ; Hargreaves et al., 1985 ; Popova et al., 2005 ; Turc, 1961). Several authors proposed modifications of existing empirical methods (Droogers and Allen, 2002 ; Gavilan et al., 2006 ; Pereira, 2004 ; Pereira and Pruitt, 2004 ; Popova et al., 2005 ; Xu and Singh, 2002). The accuracy of these methods remains acceptable when applied at large time and space scales (e.g., a decade and distances larger than 1000 km). However, empirical formulae are limited by their inherent characteristics. The lack of one, or more, climate variable physically related to evaporation and transpiration processes inescapably reduces the accuracy of evapotranspiration estimation. Even if recalibration of empirical factors may improve locally the precision of these methods, considerable estimation errors will remain as time variations of missing climate variables are not considered. An example of this statement is the varying behavior of empirical formulae according to the type of climate considered (Jensen et al., 1990). Thus, there is little hope that a universal, accurate and robust empirical formula based on a limited set of weather variables will ever be proposed.

Choudhury (1997) proposed a method to assess ET_0 by means of satellite data, such as remotely sensed solar radiation, air temperature (derived from infrared images and weather station measurements) and vapor pressure deficit. This method provides good evapotranspiration estimates for low-resolution applications such as worldwide scale and monthly time step. The accuracy is limited by the high uncertainties provided by satellite sensed vapor pressure estimations.

Several methods have been recently proposed to estimate solar radiation (Struzik, 2001). Amongst them, the Heliosat-2 method (Rigollier *et al.*, 2004) has been proved to be reasonably reliable for estimating daily irradiation over Europe and Africa. This method has been used to elaborate a database, HelioClim-1, available at <http://www.soda-is.org> (Lefèvre *et al.*, 2007).

Solar radiation strongly controls evaporation from the land surface. As small uncertainties in solar radiation may have considerable effect on the ET_0 calculation (Llasat and Snyder, 1998) and as the variations in space of the radiation cannot be captured by pyranometers, which are in any case expensive and fragile devices, it can be assumed that remotely sensed solar irradiation should be useful for ET_0 estimation.

In this paper, the relevance of remotely sensed solar radiation for computing ET_0 at a daily time step is tested and discussed. First, a sensitivity analysis of the Penman-Monteith method to input variables for daily reference evapotranspiration calculation is performed. Then satellite-sensed solar radiation data is compared to ground data and error propagations in several ET_0 methods are evaluated. Finally, the accuracy of several ET_0 methods based on solar radiation data are compared to the ET_0 Hargreaves temperature method, to evaluate the benefits provided by the use of satellite-sensed solar radiation, for areas where air temperature is the only ground-measured available data.

2.2 Methods

2.2.1 Study areas

The study was performed in two regions of France (figure 5.1). One is located in the Southwest of France (hereafter referred to as SW). It is mostly flat and is characterized by a temperate climate under the influence of the Atlantic Ocean. Rainfalls range from 800 mm to 1800 mm per year; the average value for the area is 1000 mm per year. Summer is dry (mean of 60 mm per month), and autumn and winter are wet (approximately 100 mm per month). From 1971 to 2000, monthly means of temperatures varied from 5 °C in the winter to 20 °C in the summer. The second area is the Southeast of France (hereafter referred to as SE). It exhibits marked orography due to the Southern Alps. The climate is Mediterranean, with hot and dry summers (20 mm to 40 mm of rainfall per month and an average maximum temperature over 30 °C) and mild and wetter winters (40 mm to 100 mm per month with mean temperature between 0 °C and 5 °C).

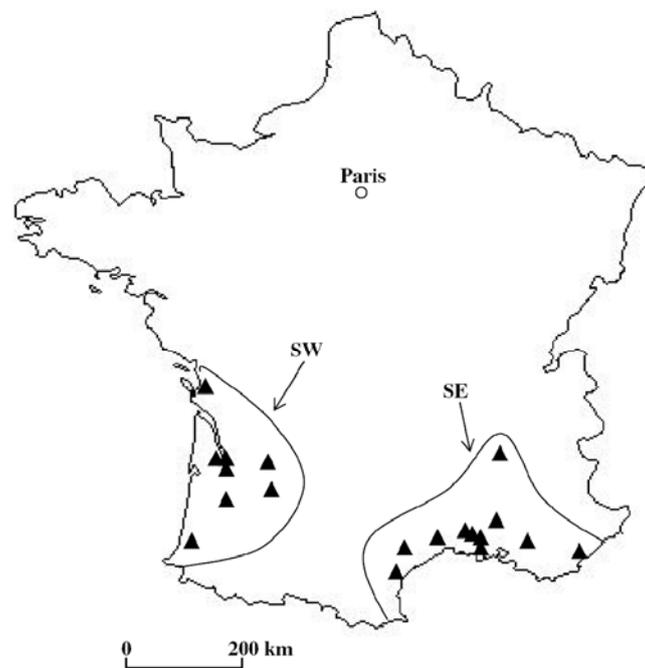


Figure 5.1 : Spatial distribution of the 19 meteorological stations used in the study. SW : Southwest area, SE : Southeast area.

2.2.2 Data

2.2.2.1 Ground station data

Data was collected from 19 INRA-Agroclim weather stations. Eight are situated in Southwest area and 11 are located in Southeast area (table 5.1 and figure 5.1). All stations are Cimel[®] automatic weather stations, equipped with humidity and thermal sensors under a cylinder type disc shelter (80 mm x 150 mm), cup anemometer and class 2 pyranometer. Minimum and maximum temperature, minimum and maximum relative humidity, solar irradiation and wind speed at 2 meters high at a daily time step were used. Average daily temperature is the mean of minimum and maximum daily temperatures values. The study was performed on a five year (2000-2004) data set.

Table 5.1 : List of weather stations used in the study

# code	Site	Latitude N (°)	Longitude W (°)	Elevation (m)	Mean ET_0 (mm d ⁻¹) ^a	N ^b
South West						
1	BERGERAC	44.855	-0.521	33	2.34	1783
2	BOURRAN	44.334	-0.413	60	2.43	1606
3	CADAUJAC	44.753	0.554	20	2.36	1827
4	LATRESNE	44.780	0.478	63	2.54	1826
5	LUXEY	44.226	0.491	101	2.30	1818
6	SAINT LAURENT-DE-LA-PREE	45.990	1.033	3	2.46	1827
7	SAINT MARTIN DE HINX	43.576	1.269	64	2.29	1826
8	VILLENAVE D'ORNON	44.789	0.578	25	2.55	1827
South East						
1	AVIGNON	43.916	-4.876	24	3.27	1827
2	BELLEGARDE	43.781	-4.477	61	3.15	1762
3	FOURQUES	43.692	-4.595	3	3.41	1826
4	FREJUS	43.434	-6.717	3	3.13	1827
5	GRUISSAN	43.137	-3.121	40	3.04	1827
6	LES-SAINTES-MARIES-DE-LA-MER	43.580	-4.499	1	3.23	1827
7	MONTPELLIER	43.647	-3.874	50	2.60	1613
8	ROUJAN	43.491	-3.321	78	2.45	774
9	SAINT-MARCEL-LES-VALENCE	44.977	-4.930	190	2.97	1827
10	SAINT-GILLES	43.714	-4.412	72	3.15	1775
11	SALON DE PROVENCE	43.646	-5.014	68	3.27	1604

^a ET_0 was calculated with Penman-Monteith model (*i.e.* PM).

^b Number of available ET_0 values (days) on the period 2000-2004. Maximum is 1827. Lower N values means that data used to calculate ET_0 with Penman-Monteith model (*i.e.* temperature, relative humidity, wind speed or solar radiation) were unavailable on certain days.

2.2.2.2 Satellite sensed solar radiation

Remotely sensed solar irradiation was collected from the HelioClim-1 database available at <http://www.soda-is.org>. This database has been obtained by the application of the Heliosat-2 method to Meteosat satellite images. The Heliosat-2 method is based on the principle of the construction of a *cloud index* for each given pixel of satellite images (Cano *et al.*, 1986 ; Rigollier *et al.*, 2004). This index is obtained by calculating ground and cloud albedos from time-series of images acquired in a broadband channel spanning visible and near-infrared bands. A clear-sky index is then derived from the cloud index. Irradiation is obtained by multiplying this clear-sky index by the irradiation that should be observed under clear-sky conditions; the latter is estimated by means of the model of Rigollier *et al.* (2000). The precision of the method depends mostly on the cloud cover: relative uncertainties are lower during clear sky days (Rigollier *et al.*, 2004 ; Lefèvre *et al.*, 2007).

The HelioClim-1 database provides daily irradiation data for Europe and Africa. It has been constructed from a data set of reduced spatial resolution, called ISCCP-B2 data, that was created for the International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) to better handle and exploit the wealth of information provided by the Meteosat series of satellites. The B2 data set is produced from Meteosat images by firstly performing a time sampling that reduces the frequency of observation to the standard meteorological synoptic 3-h intervals, starting at 0000 UTC. Secondly, the higher-resolution data in the visible channel are averaged to match the lower resolution of infrared channel data (*i.e.* an image of 2500 x 2500 pixels with a resolution of 5 km). Finally, a spatial sampling is performed by taking 1 pixel over 6 in each

direction (i.e. 1 pixel each 30 km), starting with the south-easternmost pixel. For each remaining pixel, the irradiation was calculated every 3 h and integrated to provide daily irradiation. The HelioClim-1 database contains daily irradiation for these pixels (Lefevre et al., 2007). The irradiation data for any location are obtained by interpolating the daily values available at the nine closest pixels using inverse distance squared method (Lefèvre *et al.*, 2002). Daily irradiation data were collected for the location of the 19 weather stations for the period 2000-2004.

2.2.3 Reference evapotranspiration methods

2.2.3.1 The FAO Penman-Monteith method

The Penman-Monteith method combines energy balance and mass transfer concepts (Penman, 1948) with stomatal and surface resistance (Monteith, 1981).

Recently, the FAO proposed a standard parameterization of the Penman-Monteith method for estimating the evaporation from a well-irrigated, homogenous, 0.12 m grass cover considered as a “reference crop” (Allen et al., 1998). This method, hereafter referred as *PM*, is now used worldwide and the international agronomy community considers it as a standard. The FAO Penman-Monteith reference evapotranspiration (mm) is calculated as follows:

$$ET_{PM} = \frac{0.408\Delta(R_n) + \gamma \frac{900}{(T + 273)} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (17)$$

where Δ is the slope of the saturation vapor pressure curve at air temperature [kPa °C⁻¹], γ is the psychrometric constant [kPa °C⁻¹], T is the average air temperature [°C], u_2 is the wind speed measured at 2 m above ground surface [m s⁻¹], e_s and e_a are the saturation and the actual vapor pressure [kPa], respectively, and R_n is the net radiation [MJ m⁻²], calculated as follows :

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (18)$$

where R_{ns} is the net shortwave radiation [MJ m⁻²] given by :

$$R_{ns} = (1 - a)R_s \quad (19)$$

and R_{nl} is the net longwave radiation [MJ m⁻²] given by :

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{\max,K}^4 + T_{\min,K}^4}{2} \right] \left(0.34 - 0.14\sqrt{e_a} \right) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35 \right) \quad (20)$$

where R_s is the global solar radiation [MJ m⁻²], a is the albedo of the hypothetical grass reference crop, set to 0.23, $T_{\max,K}$ and $T_{\min,K}$ are the maximum and minimum air temperature [K], respectively, and R_{so} is the clear-sky solar radiation [MJ m⁻²], given by :

$$R_{so} = (0.75 + 2z10^{-5})R_a \quad (21)$$

where z is the station elevation above sea level [m] and R_a is the extraterrestrial radiation [MJ m⁻²]. Undefined components used in equations (17), (18), (19) and (20) have the same signification and units as in equation (1).

The actual vapor pressure [kPa], used in equations (1) and (4) is calculated as follows:

$$e_a = \frac{e^\circ(T_{\min}) \frac{RH_{\max}}{100} + e^\circ(T_{\max}) \frac{RH_{\min}}{100}}{2} \quad (22)$$

where $e^\circ(T_{\min})$ and $e^\circ(T_{\max})$ are the saturation vapor pressure at minimum and maximum air temperature [kPa], respectively, RH_{\min} is the minimum relative humidity and RH_{\max} is the maximum relative humidity.

The slope of saturation vapor pressure curve at air temperature is given by :

$$\Delta = \frac{4098[e^\circ(T)]}{(T + 237.2)^2} \quad (23)$$

where $e^\circ(T)$ is the saturation vapor pressure at average air temperature and T as the same signification and units as in equation (17).

PM or other Penman-Monteith versions have been proved to be among the most precise and accurate models for daily reference evapotranspiration prediction under different climatic conditions when compared to lysimetric measurements (Allen *et al.*, 1989 ; Hargreaves and Allen, 2003 ; Garcia *et al.*, 2004 ; Pereira, 2004; Pereira and Pruitt, 2004).

In this paper, ET_{PM} is considered as the reference value against which other empirical methods will be compared. This choice is motivated by the fact that most of the applications based upon reference evapotranspiration, such as irrigation schemes, hydrological studies or ater balance modelling, use calculated ET_θ rather than lysimetric measurements.

2.2.3.2 Empirical methods

In this study, radiation methods, *i.e.* empirical methods that calculate ET_θ with air temperature and solar radiation, are singled out, in order to test the relevance of using remotely sensed solar radiation for ET_θ estimates.

Three radiation methods and one temperature method were compared to *PM*.

Hargreaves radiation method (hereafter referred as to *HR*, Hargreaves and Samani, 1982) was established in 1975 from a regression with lysimeter data collected at Davis (California, USA) and the product of temperature and solar radiation, for a five day time step. The following prediction equation was then proposed:

$$ET_{HR} = 0.0135 \frac{R_s}{\lambda} (T + 17.8) \quad (24)$$

where λ is the latent heat of vaporization = 2.45 MJ kg⁻¹ at 20 °C (as λ is very stable, this value was used in the current study), and other components having the same signification and units as in equations (17) and (3). Hargreaves radiation method has seldom been tested, despite encouraging results (Hargreaves and Allen, 2003). As solar radiation has rarely been available, Hargreaves proposed a modified version of this method, so that reference evapotranspiration could be estimated with minimum and maximum air temperature only (Hargreaves *et al.*, 1985). This method is known as the 1985 Hargreaves temperature method (hereafter referred to as *HT*):

$$ET_{HT} = 0.0023 \frac{R_a}{\lambda} (T + 17.8) \sqrt{(T_{\max} - T_{\min})} \quad (25)$$

where T_{\min} and T_{\max} are the minimum and the maximum air temperature, respectively [°C]. and undefined components having the same signification and units as in equations (1), (21) and (22). Local calibrations of the empirical coefficient (0.0023), based upon regional wind speed and air temperature, were recently proposed (Gavilan *et al.*, 2006).

The Turc radiation method (hereafter referred to as *TU*; Turc, 1961), initially developed for 10-day periods, provides good results for a humid environment (Jensen *et al.*, 1990). Reference evapotranspiration is calculated as follows:

$$ET_{TU} = 0.013 (23.88 R_s + 50) \left(\frac{T}{T + 15} \right) \quad (26)$$

where R_s and T have the same signification and units as in equations (17) and (19).

The Priestley-Taylor method (hereafter referred as PT , Priestley and Taylor, 1972), unlike radiation methods presented above, is mostly based on physical principles. The PT method is derived from energy balance concepts and the hypothesis that (at least for short vegetation) fluxes over land are mostly governed by radiative rather than advected energy. Thus, ET_0 is given by:

$$ET_{PT} = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n \quad (27)$$

where α is an empirical and unitless coefficient, set to 1.26, and R_n , Δ and γ have the same signification and units as in equation (17). To avoid the use of minimum and maximum relative humidity for ETPT calculation (ETPT is calculated with air temperature and solar radiation only), the actual vapor pressure e_a , required for R_n calculation (equation (4)) is estimated from minimum air temperature only:

$$e_a = e^\circ(T_{\min}) = 0.611 \exp \left[\frac{17.27 T_{\min}}{T_{\min} + 237.3} \right] \quad (28)$$

where e_a and T_{\min} have the same significance and units as in equations (22) and (25).

Equation (25) follows the recommendations in Allen *et al.* (1998) to compute e_a when relative humidity is missing.

PT method has been used and tested in many studies, and has shown to be reliable in humid climate conditions for evaporation (Xu and Singh, 2000) and reference evapotranspiration (Jensen *et al.*, 1990) estimations. Local adjustments of α are necessary in numerous cases (Xu and Singh, 2002; Bois *et al.*, 2005; Fisher *et al.*, 2005), and a calculation method for α based on surface and aerodynamic resistance parameters was proposed by Pereira (2004). A recalibration of α to increase the precision of PT estimates, is discussed in the results section, but the results presented in this paper focus on the PT method with α set to 1.26, as recalibration of empirical formulae is not the main objective of the present study.

2.2.4 Sensitivity analysis

2.2.4.1 The Sobol' method

To estimate the relative participation of climate variables to PM model output, a sensitivity analysis was performed. There are several approaches available for sensitivity analysis studies (see Frey and Patil, 2002 or Saltelli *et al.*, 2006 for reviews). For the present work, the Sobol' based variance method was used (Sobol', 1993). This method allows evaluating the sensitivity of a model to interaction between input variables. It consists of numerous simulations of the models using two independent samples of N repetitions (rows) and k input variables (columns), retrieved from existing data or randomly generated data from the probability distribution function of each k input variable. One or several variables in the first sample are substituted by the same variable(s) taken from the second sample. For each of the $(2^k - 1)$ possible combinations of variable substitutions between the two samples, N runs of the model are computed. The sensitivity of the model to input variables is based on so-called sensitivity or Sobol' indices, which are calculated on the principle of the decomposition of the total variance V of the model output, in response to individual or simultaneous variations of the k model inputs:

$$V = \sum_i V_i + \sum_{i < j} V_{ij} + \sum_{i < j < m} V_{ijm} + \dots + V_{1,2,\dots,k} \quad (29)$$

Where V_i is the model output variance in response to variation of the i th input variable, V_{ij} is the model output variance in response to the simultaneous variation of the i th and the j th model input, and so-on. Then, sensitivity indices are calculated as follows:

$$S_i = \frac{V_i}{V} \quad (30)$$

$$S_{Ti} = \frac{V_i + \sum_j V_{ij} + \sum_{j < m} V_{ijm} + \dots + V_{i,j,\dots,k}}{V} \quad (31)$$

where j and m are the j th and the m th model input variables, and $i \neq j \neq m$. S_i is called the first order sensitivity index. It measures the sensitivity of the model to the input variable X_i . S_{Ti} is called the total sensitivity index. It measures the impact of variations of the i th model input on the model output, including all the possible interactions with other input variations. For more details about the Sobol' method, see Saltelli (2002).

2.2.4.2 Sensitivity analysis of PM reference evapotranspiration formula

A major constraint, when trying to perform a sensitivity analysis, is the interdependency of input variables. Considering the Penman-Monteith FAO-56 formula, required input data are minimum and maximum air temperature, minimum and maximum relative humidity, solar radiation and wind speed. Minimum and maximum air temperature and relative humidity, if picked randomly in a data set, will lead to nonsense computations, i.e. having a minimum air temperature or relative humidity value higher than the maximum. To solve this problem average air temperature and relative humidity and their daily amplitudes were calculated prior to elaborating the two random data sets required for Sobol' method:

$$T = \frac{T_{\min} + T_{\max}}{2} \quad ; \quad RH = \frac{RH_{\min} + RH_{\max}}{2} \quad (32) ; (33)$$

and

$$\Delta T = T_{\max} - T_{\min} \quad ; \quad \Delta RH = RH_{\max} - RH_{\min} \quad (34) ; (35)$$

where T and RH are the daily average air temperature [$^{\circ}\text{C}$] and the daily average relative humidity [%], ΔT [$^{\circ}\text{C}$] and ΔRH [%] are their daily amplitude, and T_{\min} , T_{\max} , RH_{\min} and RH_{\max} having the signification and units as in equations (22) and (25). Once random samples are created, T , RH , ΔT and ΔRH are used to retrieve minimum and maximum air temperature and relative humidity daily values, inverting the equations (32), (33), (34) and (35).

A major requirement of sensitivity analysis is the choice of the input data set. The aim of the present SA is to retrieve the climate variables which PM model is most sensitive to, according to different climatic conditions, i.e. Oceanic and Mediterranean climates. It is assumed that the climate stations within both study areas (8 for SW and 11 for SE) provide a good sample of the spatial variation of climatic conditions. To take into account the variability of climate during the year, sensitivity analyses were performed for each month. That is, the input data set for Sobol' SA is generated for a given month, according to the probability distribution function (PDF) of each input data, recorded at the stations of a given study area (SW or SE).

For each month and each area, Sobol' SA was assessed as follows (figure 5.2): (a) empirical PDF of each input variable were fitted to empirical distributions of the data sets recorded at the (8 or 11) climate stations area during 2000 to 2004, using a Gaussian Kernel fitting function with R statistical software (R Development Core Team, 2007) ; (b) Two samples were generated by quasi-random sampling with 10000 repetitions ; (c) Several model outputs and variance decomposition were computed using Sobol' algorithm of the package *sensitivity* of R statistical software ; (d) First order and total sensitivity indexes and their monthly evolution were then compared. Note that for step (b), one could propose the use of the original data record rather than random sample generations. However, the number of available data for each month was not sufficient for the statistical robustness of the analysis.

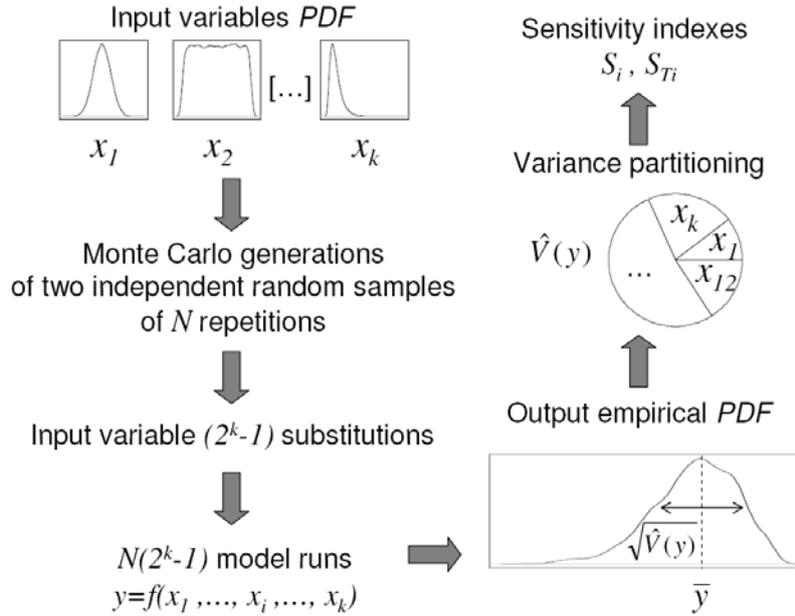


Figure 5.2 : General scheme of Sobol' sensitivity analysis

2.2.5 Statistical indices used for satellite sensed solar radiation and empirical ET_0 formulae evaluations

The reference data used to evaluate satellite-sensed solar radiation were pyranometer records at ground level. For evapotranspiration, PM (equation (17)), using pyranometer records, was used as a reference data for empirical formulae evaluation. For each day i , the difference between reference and estimated data was calculated as follows:

$$D_i = Est_i - Ref_i \quad (36)$$

where D is the difference (or "error") [mm], Est_i is the satellite-sensed solar radiation or the ET_0 estimated with an empirical method and Ref_i is the reference data. The units are $MJ m^{-2}$ or mm according to the type of data evaluated.

The accuracy of each method is given by the bias (or mean error):

$$bias = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n D_i \quad (37)$$

The unit of $bias$ is mm or $MJ m^{-2}$, according to the type of data evaluated, and n is the number of days.

The precision is given by the root mean squared error (RMSE):

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n D_i^2} \quad (38)$$

Errors populations were also analyzed by means of coefficient of determination (R^2).

2.3 Results and discussion

2.3.1 Sensitivity analysis of PM formula

Sensitivity of ET_0 computation using PM method in Southwest area (Oceanic climate). The results of monthly sensitivity analyses computed using Southwest area data show clear seasonal trends (figure 5.3A). During the winter period (from November to February), wind speed is the main source of variation in ET_0 values calculated using PM method (e.g. 38% of ET_0 total variance in January, table 5.2). Then come relative humidity and air temperature

(32% and 17% of ET_0 total variance in January, respectively). Solar radiation, daily amplitude of air temperature and daily amplitude of relative humidity have little impact on evapotranspiration process during winter. This trend changes during March and October. From April to September, ET_0 is mostly sensitive to solar radiation (up to 74% of ET_0 total variance in May, and 70% in July). From May to July, PM formula is not very sensitive to RH , U_2 , ΔRH and ΔT . Mean daily air temperature participate from 11% to 15% of ET_0 variance, from May to September. Total sensitivity indices show that, when added to other variables variations, air temperature has a greater impact on ET_0 variability during summer, and wind speed has a greater impact during winter (figure 5.3B).

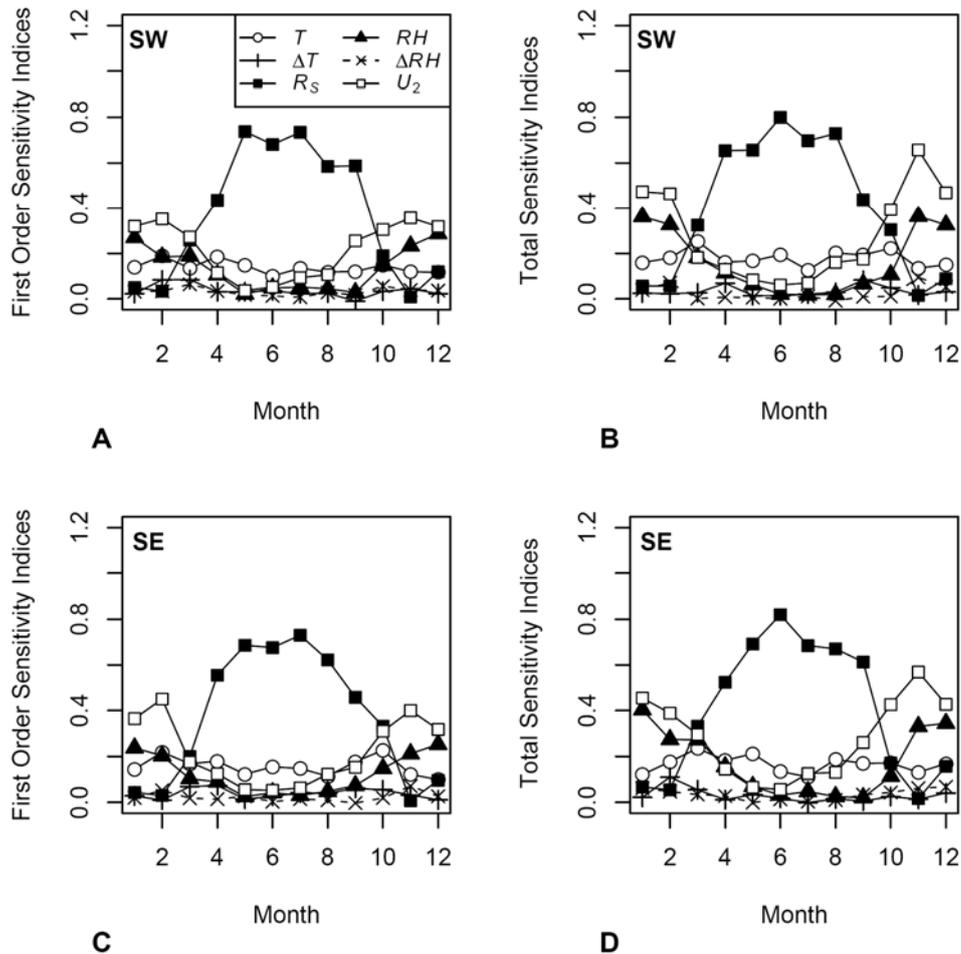


Figure 5.3 : Monthly variations of first order and total sensitivity indices of climate input variables of PM model, for reference evapotranspiration calculation, in Southwest (SW) and Southeast (SE) areas. A: first order sensitivity indices, SW ; B: total sensitivity indices, SW ; C: first order sensitivity indices, SE ; D: total sensitivity indices, SE

Sensitivity of ET_0 computation using PM method in Southeast area (Mediterranean climate). The sensitivity of PM formula to climate input variables in Mediterranean climate conditions is very close to the one observed for Oceanic climate. Wind speed as a major impact on ET_0 calculation during winter and solar radiation is clearly the most influent variable during summer (figure 5.3C and D, table 5.2).

The present analysis highlights the great sensitivity of this Penman-Monteith formula to solar radiation during summer period, when ET_0 reaches its highest values, and when its calculation is critical for irrigation process and ecological modelling. These results were obtained for Mediterranean and Oceanic climate, at medium latitudes. They are consistent with former uncertainty and sensitivity analyses performed in Mediterranean climate (Llasat and Snyder,

1998 ; Rana and Katerji, 1998). A recent work published by Gong *et al.* (2006) on a large range of climatic conditions in Southern China leads to similar results, except for relative humidity which had a greater impact on ET_0 during winter than it has been shown in the present study.

Considering the results of Penman-Monteith sensitivity to solar radiation, it seems reasonable to evaluate the benefits of satellite sensed solar radiation to ET_0 calculation when no solar radiation ground records are available. This point is studied and discussed in the next section.

Table 5.2 : First order sensitivity indices of ETPM method to climate variables. The values between brackets correspond to the relative par of total ET_0 variance explained by each input variable. Figures in bold correspond to the highest sensitivity index of each month.

	Month	T	ΔT	R_s	RH	ΔRH	U_2
South-West	January	0.14 (17%)	0.02 (3%)	0.05 (6%)	0.27 (32%)	0.03 (4%)	0.32 (38%)
	April	0.19 (20%)	0.03 (3%)	0.44 (48%)	0.11 (12%)	0.03 (4%)	0.12 (13%)
	July	0.13 (13%)	0.02 (2%)	0.73 (70%)	0.05 (5%)	0.01 (1%)	0.09 (9%)
South-East	January	0.14 (17%)	0.03 (3%)	0.04 (5%)	0.24 (28%)	0.02 (2%)	0.36 (44%)
	April	0.18 (17%)	0.07 (7%)	0.55 (54%)	0.09 (9%)	0.01 (1%)	0.12 (12%)
	July	0.15 (14%)	0.04 (4%)	0.73 (71%)	0.03 (3%)	0.01 (1%)	0.06 (6%)

2.3.2 Remotely sensed solar radiation performances

Table 5.3 shows the annual error statistics of solar radiation and ET_0 data calculated with HelioClim-1 data instead of pyranometer radiation data. HelioClim-1 underestimates daily irradiation (figure 5.4A and D). The bias is twice as important for Southwest area (-1.87 MJ m⁻²) as it is for Southeast area (-1.07 MJ m⁻²). RMSE is also higher for SW (20% of the annual solar irradiation) than for SE (14%). Although the uncertainty, in absolute value, is larger during summer period (figure 5.5A), the RMSE are 15% (SW) and 10% (SE) of R_s pyranometer value in July, whereas they reach 26% (SW) and 18% (SE) in January, as irradiation is larger during summer.

Table 5.3 : Bias and RMSE resulting from the use of Helioclim-1 data instead of pyranometer data for daily solar irradiation and daily ET_0 estimates, using Penman-Monteith or radiation methods. Values between brackets are the ratio of the statistical index with the mean reference value (pyranometer solar radiation, and evapotranspiration calculated with pyranometer data).

	South-West				South-East			
	Mean	Bias	RMSE	N^a	Mean	Bias	RMSE	N^a
R_s (MJ m ⁻²)	13.48	-1.87 (-14%)	2.67 (20%)	14566	15.83	-1.07 (-7%)	2.16 (14%)	18997
ET_{PM} (mm)	2.41	-0.14 (-6%)	0.25 (11%)	14308	3.10	-0.08 (-3%)	0.21 (7%)	18448
ET_{TU} (mm)	2.38	-0.27 (-11%)	0.41 (17%)	14308	2.87	-0.16 (-6%)	0.35 (12%)	18448
ET_{PT} (mm)	2.34	-0.22 (-9%)	0.39 (17%)	14308	2.77	-0.14 (-5%)	0.34 (12%)	18448
ET_{HR} (mm)	2.52	-0.33 (-13%)	0.49 (19%)	14308	3.09	-0.20 (-6%)	0.41 (13%)	18448

^a Number of values.

These errors are consistent with those observed in Northern Europe, during former evaluations of HelioClim-1 database (Lefèvre *et al.*, 2007). When no pyranometer data is available, daily satellite sensed solar radiation should be preferred to temperature-based estimations: for both areas, daily irradiation RMSE are 3 to 4 times smaller than those obtained by Hunt *et al.* (2000) in Ontario (Canada), with empirical formulae based on air temperature. Moreover, HelioClim-1 irradiation may be as precise as pyranometer measurements where weather stations are not steadily maintained or not equipped with accurate devices: uncertainty reported varies from 5 to 25%, according to the class of material and the metrology experts (Llasat and Snyder, 1998 ; Droogers and Allen, 2002).

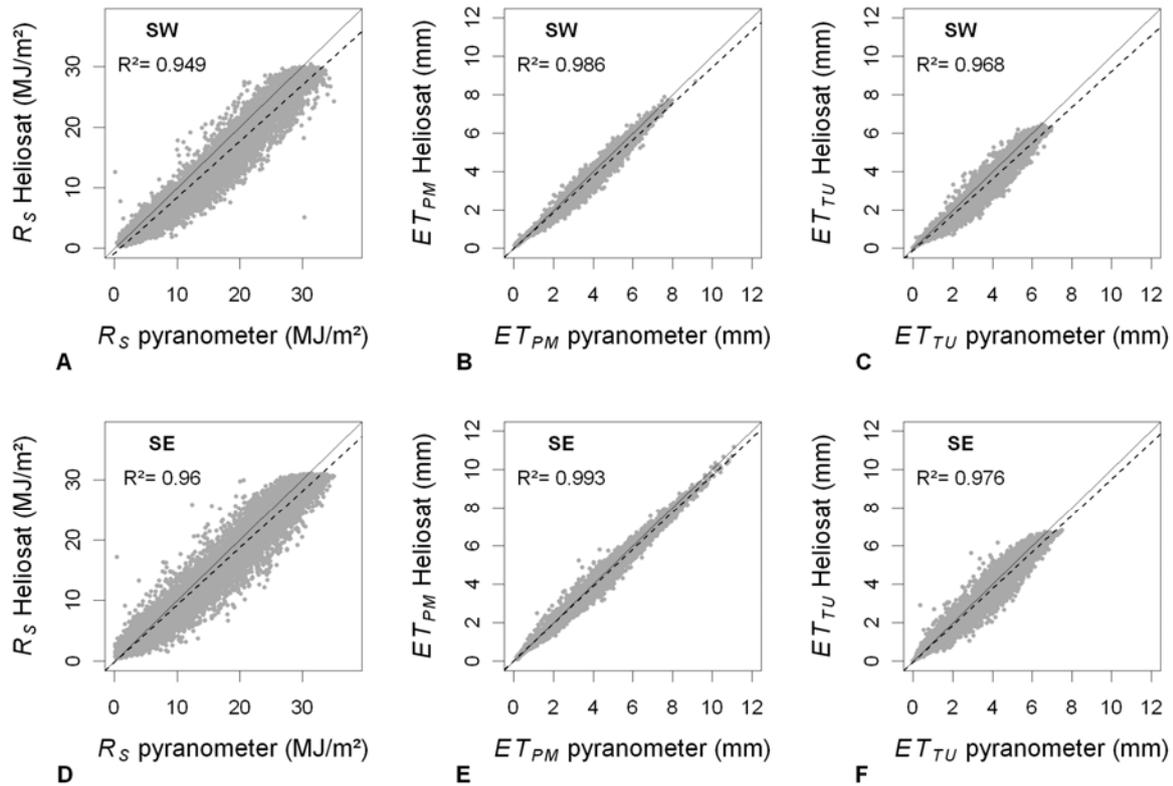


Figure 5.4 : Scatter plots of daily solar irradiation data from pyranometer measurement and Helioclim-1 database (A : Southwest area (SW) ; D: Southeast area (SE)), and scatter plots of daily ET₀ calculated with pyranometer data compared to ET₀ calculated with Helioclim-1 data (B: Penman-Monteith method, SW ; C: Turc method, SW ; E: Penman-Monteith method, SE, F: Turc method, SE)

There are several sources of uncertainties when comparing satellite data to very local measurements, such as weather station records. This point has been widely discussed by Zelenka *et al.* (1999). First, it is difficult to compare pixel data, corresponding to a surface, with a discrete measurement, such as pyranometer weather station records. Another category of uncertainties comes from the spatial (1 pixel each 30 kilometer) and temporal (3 hours) resolutions of the initial data set used to create the HelioClim-1 database. In addition, the spatial interpolation method generates its intrinsic uncertainties. The Heliosat-2 method itself, used to elaborate the HelioClim-1 database, also participate to uncertainties of satellite sensed irradiation data (e.g. the algorithm limits). The uncertainties inherent to the ISCCP-B2 data set could be avoided by applying the Heliosat-2 method to each original Meteosat pixel and for every hour. The HelioClim-2 database was created in that respect but begins only in 2004 and could not be used in this study.

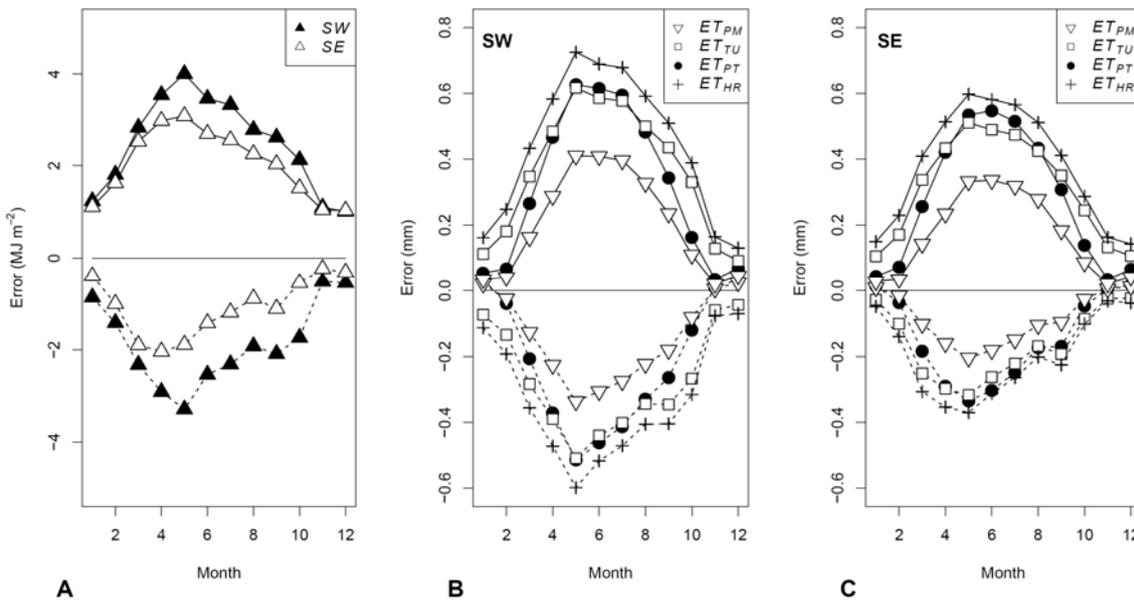


Figure 5.5 : Errors induced by the use of daily HelioClim-1 data for irradiation (A), and ET_0 estimates (B: Southwest area, C: Southeast area). PM: Penman-Monteith, PT: Priestley-Taylor, TU: Turc, HR: Hargreaves radiation, HT; Hargreaves temperature. : RMSE ; ---- : Bias.

2.3.3 Propagation of satellite sensed solar radiation errors in ET_0 formulae

Replacing pyranometer measurement by Heliosat-2 estimations (*i.e.* HelioClim-1 data) induces little error for reference evapotranspiration calculation using the Penman-Monteith model (table 5.3). Estimation errors are higher for middle range ET_0 values (figure 5.4B and E). This could be explained by the fact that most of the errors occur for partially cloudy days, due to uncertainties in retrieving daily solar radiation with Heliosat-2 method for this type of weather (Rigollier et al., 2004). In both areas, ET_{PM} is slightly underestimated. For SW, biases vary from -0.34 mm to 0.01 mm, according to the season (figure 5.5B). The annual RMSE value remains low (11% of ET_0 mean value). In SE area, ET_{PM} bias is negligible (-0.20 mm to 0.01 mm, figure 5.5C). Relative RMSE in SE is 7% of ET_0 mean value, which is lower than in SW. Heliosat-2 method is more successful for clear sky days, which could explain the difference between the two regions, as clear sky situations occur more frequently in SE than SW. Relative errors of ET_{PM} calculated with HelioClim-1 are lower during summer (9% for SW and 5% for SE, in July). Again, the better performance of Heliosat-2 method for clear sky days could explain this seasonal trend, as clear sky situations are more numerous during summer than during the other seasons. Yet, higher relative errors could have been expected: sensitivity analyses have shown that solar radiation has the greatest impact on PM model during summer (*i.e.* when evapotranspiration reaches its maximum) in Oceanic or Mediterranean climates (see section 2.3.1).

Errors are higher when pyranometer data is replaced by HelioClim-1 data in radiation methods, *i.e.* HR , TU and PT (figure 5.4C and F, table 5.3). Biases are mostly negative. Sensitivity to solar radiation errors is higher for radiation methods than for PM because radiation methods do not include advective effects on the evapotranspiration process and thus are mainly governed by radiative transfers. The largest error propagation can be observed for the Hargreaves radiation method (table 5.3, figure 5.5B and C).

2.3.4 Empirical formulae performance

Daily ET_0 values of 4 empirical methods were compared to reference evapotranspiration computed with PM . HelioClim-1 solar radiation was used for radiation methods, whereas pyranometer data was used for PM , as it was considered here as the “control” method. Data sources used for ET_0 calculations are shown in table 5.4.

Table 5.4 : Sources of climate variables used for reference evapotranspiration calculations in section 2.3.4.

Method	Acronym	Temperature	Solar radiation	Relative Humidity	Wind speed
Temperature Method	<i>HT</i>	Ground ^a			
Radiation Methods	<i>PT</i>	Ground	Sat ^b		
	<i>HR</i>	Ground	Sat		
	<i>TU</i>	Ground	Sat		
Penman-Monteith Method	<i>PM</i>	Ground	Ground	Ground	Ground

^a Ground : climate variable measured with the weather station devices.

^b Sat : Helioclim-1 data (for solar radiation).

In both areas, Hargreaves temperature method (*HT*) gave the highest uncertainties for the annual period (table 5.5). During summer, formulae using satellite-sensed solar radiation improve considerably ET_0 estimation compared to *HT* estimates based solely on local air temperature. Figure 5.6A and B show an obvious seasonal trend of *HT* errors, which is related to the variations in sensitivity of ET_0 to the different input variables of PM : during summer, when ET_0 is mainly governed by solar radiation, estimates based upon air temperature only are thus less accurate.

Table 5.5 : Summary of statistical indexes of ET_0 estimation methods, at daily time step. Values between brackets represent the bias and the RMSE divided by PM mean values (relative bias and relative RMSE). R^2 is the coefficient of determination; NSW and NSE are the number of observations for Southwest and Southeast area, respectively. Figures in bold correspond to the best performance in ET_0 estimates, according to the index considered.

Method	Southwest (Oceanic climate)				Southeast (Mediterranean climate)			
	R^2	<i>Bias</i> (mm)	<i>RMSE</i> (mm)		R^2	<i>Bias</i> (mm)	<i>RMSE</i> (mm)	
January ($N_{SW}=1189$) ($N_{SE}=1577$)	<i>HT</i>	0.150	0.08 (11%)	0.34 (49%)	0.044	-0.12 (-12%)	0.56 (81%)	
	<i>TU</i>	0.205	-0.15 (-22%)	0.37 (54%)	0.227	-0.23 (-23%)	0.53 (77%)	
	<i>PT</i>	0.112	-0.29 (-42%)	0.43 (63%)	0.097	-0.57 (-59%)	0.76 (110%)	
	<i>HR</i>	0.053	-0.16 (-23%)	0.42 (62%)	0.255	-0.17 (-18%)	0.49 (72%)	
April ($N_{SW}=1153$) ($N_{SE}=1481$)	<i>HT</i>	0.668	0.17 (6%)	0.62 (22%)	0.348	-0.30 (-9%)	1.01 (36%)	
	<i>TU</i>	0.830	-0.66 (-23%)	0.80 (28%)	0.672	-0.66 (-19%)	0.96 (34%)	
	<i>PT</i>	0.816	-0.46 (-16%)	0.63 (22%)	0.672	-0.53 (-15%)	0.87 (31%)	
	<i>HR</i>	0.825	-0.57 (-20%)	0.77 (27%)	0.678	-0.51 (-15%)	0.90 (32%)	
July ($N_{SW}=1236$) ($N_{SE}=1497$)	<i>HT</i>	0.624	0.56 (13%)	0.96 (22%)	0.217	-0.53 (-9%)	1.32 (30%)	
	<i>TU</i>	0.866	-0.42 (-10%)	0.65 (15%)	0.549	-0.77 (-13%)	1.19 (27%)	
	<i>PT</i>	0.868	-0.05 (-1%)	0.50 (11%)	0.576	-0.30 (-5%)	0.93 (21%)	
	<i>HR</i>	0.869	-0.13 (-3%)	0.67 (15%)	0.560	-0.18 (-3%)	0.97 (22%)	
Year ($N_{SW}=14308$) ($N_{SE}=18448$)	<i>HT</i>	0.894	0.32 (-13%)	0.67 (28%)	0.804	-0.20 (-6%)	0.96 (31%)	
	<i>TU</i>	0.914	-0.30 (-12%)	0.58 (24%)	0.880	-0.40 (-13%)	0.84 (27%)	
	<i>PT</i>	0.938	-0.29 (-12%)	0.52 (22%)	0.890	-0.47 (-15%)	0.86 (28%)	
	<i>HR</i>	0.906	-0.21 (-9%)	0.59 (24%)	0.882	-0.21 (-7%)	0.77 (25%)	

Evapotranspiration calculated with satellite-sensed solar radiation is mainly underestimated. For both climates, all radiation methods show biases similar to those induced by replacement of pyranometer data by satellite-sensed solar radiation (between -0.4 mm and -0.2 mm, table

5.3 and table 5.5): this suggests that the underestimation observed is mainly due to the propagation of HelioClim-1 data bias within radiation methods, rather than wrong calibration of empirical coefficients used in these formulae.

In the Southwest area, *PT* data is strongly correlated to *PM* data ($R^2 = 0.938$, table 5.5). It is also the formula providing the lowest ET_0 RMSE during summer and for the whole year (figure 5.6A). Turc and Hargreaves radiation method performances are almost the same. The performance of *TU* is slightly better than other formulae from September to November. It has been shown in former studies that the Turc method provides good results in humid environment (Jensen et al., 1990 ; Turc, 1961), whereas Hargreaves radiation method has been established from arid or semi-arid climate data analysis (Hargreaves and Allen, 2003). These differences between those two formulae did not emerge from the current study, in Southwest oceanic climate. Hargreaves temperature method provided the lowest RMSE and the lowest bias (in absolute value), from January to April. However, this temperature-based method was the least accurate method for SW, when considering summer and annual periods (RMSE = 0.67 mm, $R^2=0.894$, for the whole year). *HT* overestimated ET_0 (a mean error of 0.32 mm).

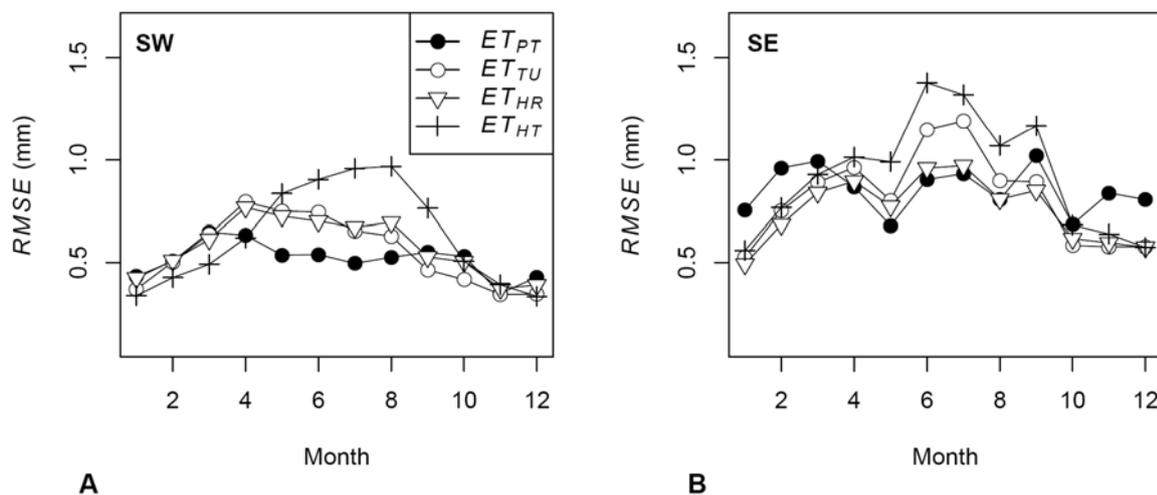


Figure 5.6 : Monthly variations of RMSE resulting from the comparison of daily ET_0 between Penman-Monteith and estimation formulae (PT: Priestley-Taylor, TU: Turc, HR: Hargreaves radiation, HT; Hargreaves temperature). A: Southwest area ; B: Southeast area.

For the Southeast area, all empirical formulae showed poorer performances when compared to the Southwest region (Figure 5.6B). The higher wind speed and the lower relative humidity in SW throughout the year might explain these differences (results not shown). *HR* provided the most precise ET_0 estimates for the whole year (RMSE= 0.77 mm, i.e. 25% of ET_0 mean annual value). The best correlation with *PM* values is provided by *PT*. The Priestley-Taylor formula performed better than every other formula during summer, but showed considerable bias and RMSE during winter. The lowest bias (in absolute value) is provided by *HT*, which showed in contrast high RMSE (0.96 mm, i.e. 31% of the annual mean).

These results suggest that using satellite sensed-solar radiation within empirical formulae improve the accuracy of ET_0 estimates during summer and for the whole year, although reference evapotranspiration remains underestimated in most cases. The precision of the estimates could be improved if the empirical coefficients used in each method were adjusted. An analysis performed in this sense showed that the bias and RMSE can be reduced thanks to local calibration. For the sake of clearness in this study, these results are not presented here. Moreover, considering the hypothesis on which the present results are built (i.e. air temperature is the only locally available ground measurement) such calibration would not be

possible, as it requires a large data set of climatic variables (i.e. relative humidity, wind speed and pyranometer data) or lysimeter measurements.

2.4 Conclusions

The present work focused on the role of solar radiation data in reference evapotranspiration calculation at daily time steps. A sensitivity analysis of the Penman-Monteith model showed that solar radiation strongly governs reference evapotranspiration during summer, for Oceanic and Mediterranean climates at medium latitude. The use of satellite-sensed solar radiation taken from HelioClim-1 database for ET_0 calculation was evaluated. It was shown that HelioClim-1 data underestimates solar radiation at daily time step, for Oceanic and Mediterranean climates in France. The RMSE ranges from 14 to 20% of the annual solar radiation. The error propagation is considerable in radiation-based methods, as these equations are linearly linked to solar radiation input.

Amongst the numerous studies concerning reference evapotranspiration estimates with limited climatic data, few considered daily time step. When temperature data is the sole climate variable available, Hargreaves temperature method is often used or recommended and provides relative RMSE ranging from 20% to 30% of the mean annual value, depending on the type of climate (Droogers and Allen, 2002 ; Hargreaves and Allen, 2003). In the present work, we found that using satellite sensed global radiation via *PT* or *HR* methods improves ET_0 estimates, compared to Hargreaves temperature method. With these empirical solar radiation-based methods, relative annual RMSE ranges from 22% to 28 %, according to the method and the type of climate, humid-Oceanic or semi-arid-Mediterranean. Hargreaves temperature method, however, produced annual RMSE of 28% of the annual mean for Oceanic climate and 31% for Mediterranean climate. The difference in precision between radiation and Hargreaves temperature method reaches its maximum during summer, when the ET_0 process is mainly governed by solar radiation. In contrast, *HT* showed smaller uncertainties than radiation methods with HelioClim-1 data during winter.

These results suggest that during summer, using empirical radiation methods with satellite sensed solar radiation from the HelioClim-1 database to estimate ET_0 should be preferred to *HT*, when air temperature is the only available record at weather stations.

These observations need to be verified in other climatic conditions, and especially in arid climates, where ET_0 estimation is crucial for water management. This could be easily done using HelioClim-1 database, as it provides data for a large surface of the globe, i.e. from Northern Europe to South-Africa.

Acknowledgements

The authors would like to thank the Conseil Interprofessionnel des Vins de Bordeaux for their financial and technical support. Thanks to the Center for Energy and Processes (Centre Energétique et Procédés, Sophia-Antipolis, France) for providing HelioClim-1 data.

3 Variabilité spatio-temporelle de l'évapotranspiration potentielle

La méthode proposée dans la première partie de ce chapitre, visant à calculer l'évapotranspiration potentielle au moyen d'une formule empirique utilisant les données HelioClim-1 et la température locale, a été utilisée pour produire des cartes quotidiennes de l' ET_0 en Gironde viticole. Ces cartes sont établies en utilisant les données de températures interpolées (Chapitre 3) et de données de rayonnement HelioClim-1 affinées en utilisant le modèle d'interception du rayonnement en fonction du relief *r.sun* (Chapitre 4). Ces données correspondent à des pixels de 50 m de côté. Avant de spatialiser l' ET_0 , une des trois méthodes de calcul présentées dans la première partie de ce chapitre a été choisie, suite à une procédure de réétalonnage. La propagation d'erreur induite par l'utilisation de données interpolées a ensuite été évaluée. Enfin, les données d'évapotranspiration potentielle cartographiées au pas de temps quotidien ont été utilisées pour établir un zonage de l' ET_0 en s'appuyant sur les cumuls estivaux et sur la période de végétation de la vigne.

3.1 Réétalonnage et choix d'une méthode de calcul

Dans la section précédente, il a été démontré que la méthode de Priestley Taylor fournit les estimations d' ET_0 les plus précises, basées sur l'utilisation des données HelioClim-1, et la température mesurée aux stations climatiques. Toutefois, l'utilisation des données HélioClim-1 induisant un biais important, il est fort probable que le réétalonnage des différents coefficients empiriques utilisés dans les formules présentées plus haut améliore la précision de l'estimation de l' ET_0 . Le réétalonnage consiste à modifier les coefficients empiriques d'ajustement fournis dans les différentes méthodes empiriques. En utilisant le même jeu de données un réétalonnage des différentes formules d' ET_0 empiriques a été pratiqué dans le but de réduire la RMSE annuelle tout en limitant le biais au maximum. Cette procédure a conduit à réduire la RMSE de l'ensemble des formules. La méthode fournissant la meilleure estimation après réétalonnage est la méthode de Turc. La RMSE a été réduite de 13%, avec un biais quasiment nul (0,008 mm).

La méthode de Turc ré étalonnée devient :

$$ET_{TU} = 0,014 (23,88 R_s + 70) \left(\frac{T}{T + 15} \right) \quad (39)$$

où T est la température moyenne de l'air ($^{\circ}\text{C}$) et R_s est le rayonnement global (MJ m^{-2}).

C'est donc cette méthode qui a été retenue pour l'étude de la variabilité spatiale de l' ET_0 et le calcul du bilan hydrique.

3.2 Erreurs induites par l'utilisation des données de température de l'air interpolées.

Les données quotidiennes de température ont été interpolées au moyen d'une technique de régression multiple avec krigeage des résidus, appelée *MRK* (cf. Chapitre 3). Les RMSE produites par cette méthode sont de $0,86^{\circ}\text{C}$ pour les températures minimales et de $0,59^{\circ}\text{C}$ pour les températures maximales. La propagation de ces erreurs dans le calcul de l' ET_0 a été évaluée en comparant les données d'évapotranspiration potentielle calculées par la méthode de Turc ré étalonnée avec deux jeux différents de données de température :

- **Températures mesurées** : il s'agit des données mesurées aux stations climatiques ayant servi à l'interpolation des température minimales et maximales quotidiennes par la méthode *MRK*.
- **Températures de validation croisée** : ce sont les données de température qui correspondent aux mêmes stations climatiques, obtenues par le processus de validation croisée de la méthode *MRK*.

Dans les deux cas, les données de rayonnement global utilisées sont les données spatialisées (HelioClim + *r.sun*) aux pixels de 50 m de côté correspondants à la localisation de chaque station climatique ayant servi à l'interpolation des données de température.

La différence entre l' ET_0 calculée en utilisant le jeu de données de températures mesurées et le jeu de données de températures obtenues par validation croisée correspond à l'erreur induite par l'interpolation de la température.

Les résultats obtenus par la comparaison des deux jeux de données indiquent que la propagation d'erreur est minimale (tableau 5.6). Le biais est marginal, et la RMSE annuelle ne représente que 2% de la valeur moyenne de l' ET_0 . L'erreur maximale observée sur la période 2001-2005 est de 0,92 mm et l'erreur minimale est de -0,44 mm. On remarque que les erreurs les plus fortes, en valeur relative, sont observées pour des journées de valeurs faibles d' ET_0 (figure 5.7). Ces résultats indiquent que les erreurs liées à la spatialisations de l' ET_0 seront essentiellement induites par l'utilisation des données de rayonnement global HelioClim-1. L'incertitude associée à l' ET_0 spatialisée est donc proche de celle présentée dans la première partie de ce chapitre

Tableau 5.6 : Indicateurs statistiques de la propagation d'erreurs de l'interpolation des températures quotidiennes dans le calcul de l' ET_0 par la formule de Turc. T = température utilisée pour le calcul de l' ET_0 ; σ_{err} = écart-type des erreurs; R^2 =coefficient de détermination; N =nombre d'observations.

Période	ET_0 moyenne		Erreurs d' ET_0					R^2	N
	T mesurée	T interpolée	Biais	RMSE	σ_{err}	Min.	Max.		
2001-2005	2,46	2,46	0,002	0,05	0,05	-0,44	0,92	0,999	99832
2001	2,40	2,39	-0,001	0,05	0,05	-0,38	0,40	0,999	12561
2002	2,36	2,36	0,003	0,05	0,05	-0,43	0,41	0,999	14894
2003	2,62	2,63	0,003	0,05	0,05	-0,40	0,92	0,999	24160
2004	2,39	2,40	0,003	0,05	0,05	-0,42	0,57	0,999	23944
2005	2,47	2,47	0,002	0,05	0,05	-0,44	0,40	0,999	24273

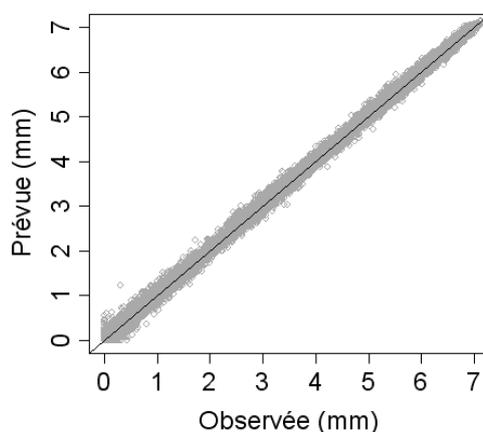


Figure 5.7 : Nuages de points entre l' ET_0 quotidienne calculée à partir des données de température mesurée (ET_0 « observée »), et des données de températures obtenues par validation croisée de l'interpolation spatiale (« prévue »), période 2001-2005.

3.3 Zonage de l' ET_0

Durant la période estivale, la transpiration de la vigne est fortement liée à l'évapotranspiration potentielle (Pereira *et al.*, 2006). La demande évaporative va donc jouer un rôle déterminant sur le régime hydrique de la vigne. L'évapotranspiration potentielle est largement utilisée pour le calcul de l'irrigation du vignoble en zone aride (Souza *et al.*, 2005 ; Chaves *et al.*, 2007), où le bilan hydrique est essentiellement dépendant de cette variable, du fait de la rareté des précipitations. Durant la dernière phase de maturation du raisin, la demande évaporative peut conduire à la perte d'eau dans les baies, par transpiration, et conduire à la concentration des composés du raisin d'intérêt œnologique (sucres, acides, polyphénols, Dreier *et al.*, 2000). Compte tenu de l'importance de l' ET_0 durant la période de maturation du raisin, l'étude de la variabilité spatiale de cette variable a porté sur les cumuls de juillet à septembre, c'est-à-dire durant la période de croissance et de maturation du raisin, pour la période 2001-2005. Sur l'ensemble de cette période l' ET_0 est légèrement supérieure aux normales 1976-2005, enregistrées à Villenave d'Ornon (+36 mm soit environ 8% de plus, figure 5.8). Cela provient probablement des températures plus élevées durant ces dernières années. En 2003, notamment la demande évaporative a été très importante durant le mois d'août, en relation avec la période caniculaire. Le cumul d' ET_0 était également élevé en 2005.

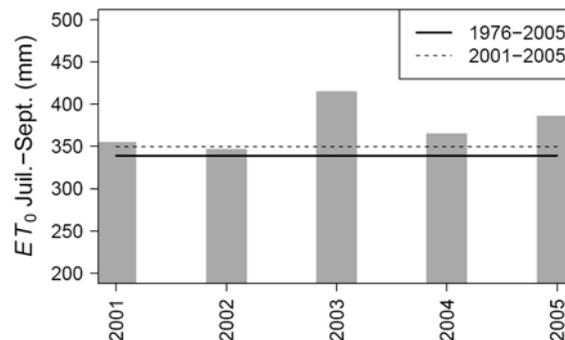


Figure 5.8 : Cumul de l' ET_0 pour la période 2001-2005. Les lignes épaisse et pointillée correspondent aux normales enregistrées à Villenave d'Ornon (44,79°N, 0,57°O) et à la moyenne des 5 années, respectivement.

Les cartes de cumul d' ET_0 sur la période estivale font ressortir l'effet de l'intégration du relief (figure 5.9) : des écarts de l'ordre 20 mm apparaissent à des distances très réduites, dans les zones de relief plus marqué. C'est le cas par exemple pour l'Entre-Deux-Mers (zone III) et les coteaux de l'appellation Saint-Emilion située au sud de la région du Libournais (zone V). Pour l'ensemble des millésimes, on remarque que sur la majorité de la surface AOC du Bordelais, la variabilité spatiale des cumuls d'évapotranspiration ne dépasse pas 40 mm. Cependant, dans quelques zones de surface très réduite, l' ET_0 peut être fortement diminuée : il s'agit de coteaux exposés au nord, qui ne sont pas visibles sur les cartes, du fait de leur étendue réduite. En 2002, la variabilité spatiale est plus marquée : on observe un écart de presque 20%, suivant un gradient d' ET_0 décroissant d'ouest en est. Cette structure spatiale se retrouve, de manière moins marquée, pour les autres millésimes. Elle correspond à la variabilité spatiale du rayonnement global mise en évidence au cours du Chapitre 4. Cela résulte très certainement de l'impact déterminant de cette variable dans le calcul de l'évapotranspiration potentielle.

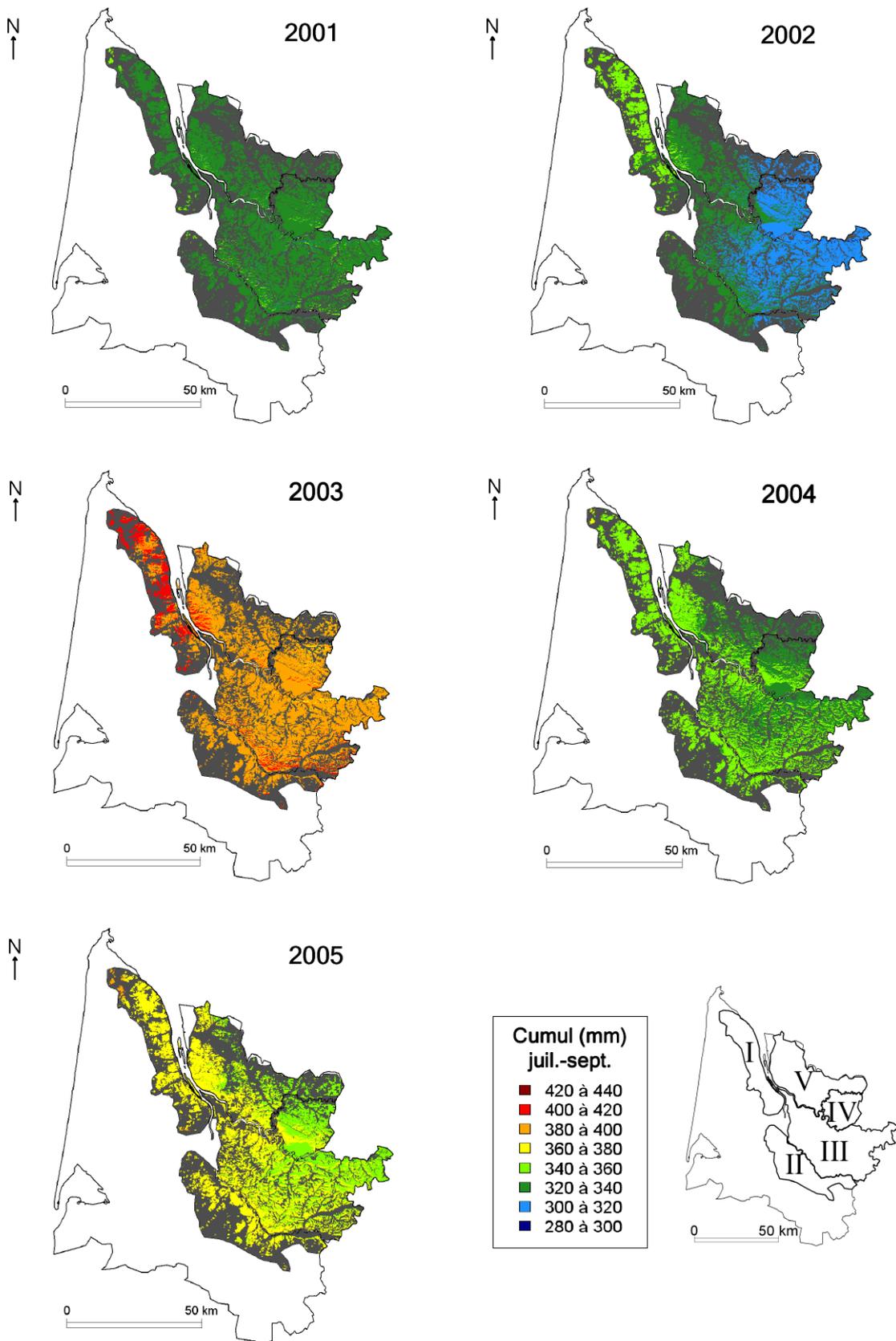


Figure 5.9 : Cartes de cumul d'évapotranspiration potentielle de juillet à septembre, sur la période 2001-2005. Les cumuls sont donnés en millimètres. Les chiffres romains indiquent les différentes zones de Gironde viticole : I :Médoc ; II :Graves ; III : Entre-Deux-Mers ; Libournais ;V :Blayais.

En raison de la récurrence interannuelle de la variabilité spatiale des cumuls d' ET_0 en période estivale, un zonage basé sur ces seules cinq années a été envisagé, sur le même principe que celui utilisé pour le zonage des sommes de températures et du rayonnement global, précédemment réalisés :

- Pour chaque année, l'ensemble des données spatialisées (pixels de 50 m de côté) de cumuls d' ET_0 de juillet à septembre est partitionné en cinq classes d'intervalles réguliers. On attribue une valeur de 1 à 5 pour chacune de ces classes (rang) : les pixels dont le cumul est le plus élevé ont la valeur 5 (rang 5), et ceux dont le cumul est le plus faible ont la valeur 1 (rang 1).
- On calcule le rang moyen de chaque pixel sur la période 2001-2005, ainsi que l'écart-type. Si ce dernier est supérieur ou égal à 1, le pixel est jugé trop variable et n'est pas classifié. Dans le cas où il est inférieur à 1, on attribue au pixel sa valeur de rang moyen.
- Le zonage ainsi réalisé permet de distinguer 5 classes de demande évaporative sur la période estivale : « Faible » (1), « Moyennement Faible » (2), « Moyenne » (3), « Moyennement Forte » (4), « Forte » (5). Ces termes, désignant la variabilité relative de la demande évaporative, en comparaison avec la diversité de situations observées en Gironde viticole.

Du fait d'une constance interannuelle relative assez grande, toute la surface d'AOC de Gironde viticole a été classée (aucun pixel n'a un écart-type de rang égal à 1 ou plus).

On retrouve sur ce zonage le gradient de demande évaporative estivale décroissante d'ouest en est (figure 5.10). La présence d'une part minimale de la superficie totale pour laquelle l' ET_0 est beaucoup plus faible ne laisse apparaître sur la carte que trois zones, caractérisées par des demandes évaporatives « moyennes » à « forte ». Les zones du Médoc (I) situées le plus au nord, ainsi que celles correspondant aux AOC Saint-Estèphe et Pauillac sont celles où la demande évaporative est la plus élevée, avec quelques coteaux situés au sud du Blayais (appellation Côtes de Bourg), et les vignobles situés en agglomération Bordelaise (entre les régions I et II). Les zones dont la demande évaporative est la plus faible (« moyenne ») sont situées au nord-est de la Gironde viticole : il s'agit du nord du Libournais (IV) et de l'est du Blayais (V).

Il faut cependant souligner que la plus grande partie de la variabilité spatiale constatée correspond à des écarts relativement réduits, puisque les classes « Moyenne » à « Forte » ne correspondent qu'à des écarts moyens de 22 mm de cumul sur la période estivale, soit une différence légèrement supérieure à 6% (tableau 5.7).

Tableau 5.7: Statistiques descriptives des cinq classes de demande évaporatives établies à parti des cumuls de juillet à septembre d' ET_0 sur la période 2001-2005. N=947700 (pixels de 50 m). La superficie est donnée en pourcentage de la surface totale, soit 236925 ha.

Classe (Demande évaporative)	Moyenne	σ	CV	Superficie
Faible	306	3,7	1,2%	0,01%
Moyennement faible	323	4,3	1,3%	0,17%
Moyenne	342	2,8	0,8%	18,13%
Moyennement forte	351	4,6	1,3%	77,93%
Forte	364	2,2	0,6%	3,76%

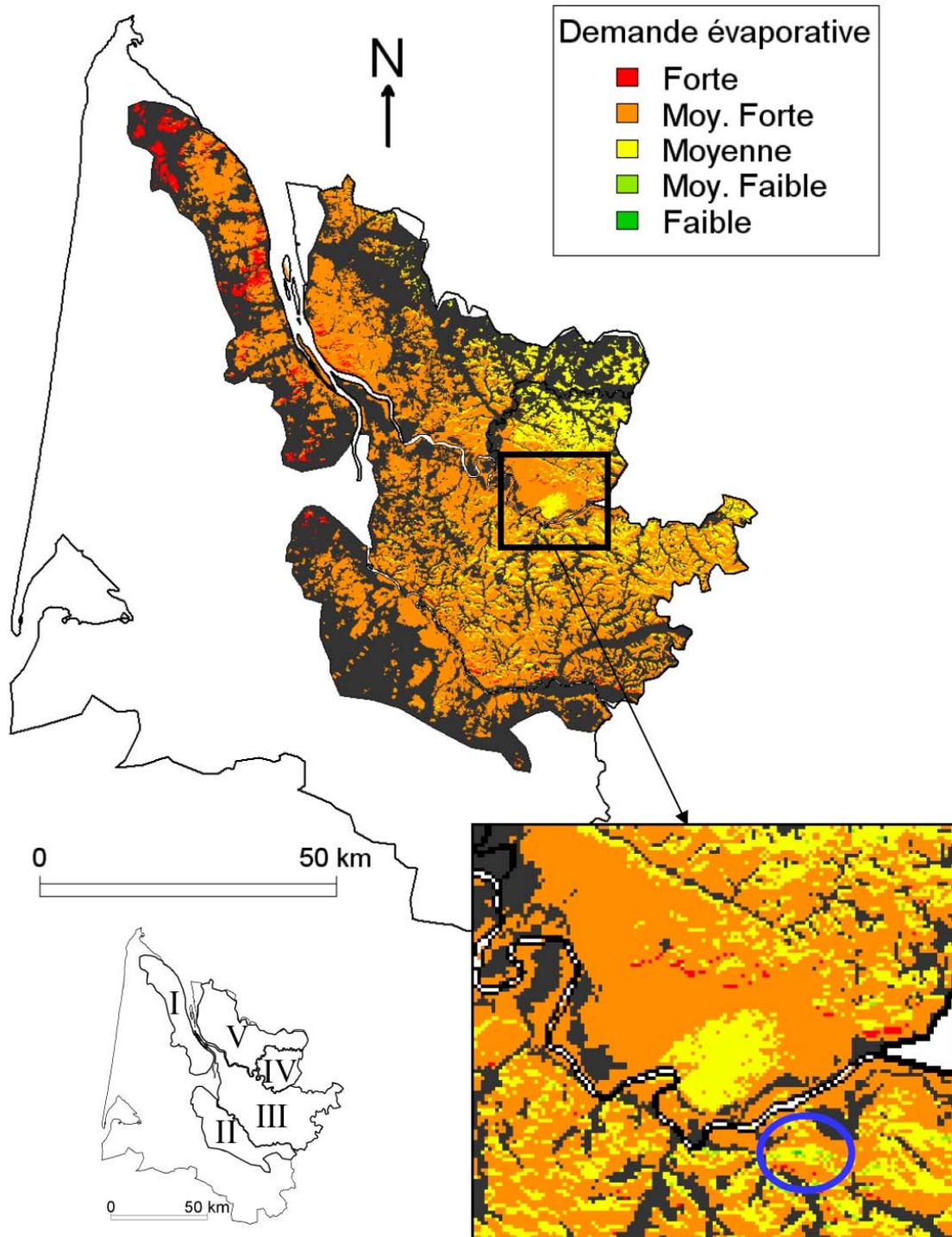


Figure 5.10 : Zonage de la demande évaporative en Gironde viticole, basé sur les cumuls d' ET_0 de Juillet à Septembre, de la période 2001-2005. Les chiffres romains indiquent les différentes zones de Gironde viticole : I :Médoc ; II :Graves ; III : Entre-Deux-Mers ; Libournais ;V :Blayais. La partie agrandie correspondant à une zone de forte variabilité spatiale de l' ET_0 avec notamment des zones très réduites de faible demande évaporative (indiquées par un cercle bleu).

4 Conclusion

La spatialisation de l'évapotranspiration potentielle à l'échelle mésoclimatique est une approche délicate à mettre œuvre, en raison de la faible disponibilité de mesures climatiques permettant son estimation. Seguin (1977) avait souligné la difficulté d'estimer sa variabilité spatiale pour cette raison et également à cause de la variabilité de la précision de son estimation en fonction des formules employées pour calculer l' ET_0 .

Les travaux menés dans ce chapitre ont d'abord permis de mettre en évidence et de quantifier la sensibilité du calcul de l'évapotranspiration potentielle aux différentes variables d'entrée du modèle de Penman-Monteith. Le rôle déterminant joué par le rayonnement solaire a conduit à proposer une méthode mixte, basée à la fois sur la télédétection du rayonnement solaire, l'intégration de l'effet du terrain, et la température interpolée. Cette méthode permet d'évaluer l' ET_0 avec une précision acceptable, mais dont l'incertitude reste proche de la variabilité spatiale de cet indicateur agroclimatique à méso-échelle.

L'intégration de modèle d'interception du rayonnement incident en fonction du relief peut présenter un intérêt pour la spatialisation de l'évapotranspiration, car l'exposition et la pente induisent des variations spatiales de rayonnement solaire non négligeables, qui se traduisent par des modifications notables de la demande évaporative.

En Gironde viticole, les écarts spatiaux des cumuls d'évapotranspiration potentielle en période estivale n'excèdent pas 10% de la valeur moyenne du cumul. Cependant, en dépit du relief modérément marqué, des baisses sensibles d' ET_0 (-20% de la valeur moyenne sur l'ensemble de la surface) ont été observées, sur les zones les moins exposées au rayonnement solaire.

L'effet attendu de cette variabilité spatiale globalement restreinte sur la maturation du raisin est délicat à appréhender sans intégrer l'effet déterminant des précipitations et du ruissellement sur le régime hydrique de la vigne.

Chapitre 6

Pluie

1 Introduction

La pluie est la principale ressource hydrique des vignobles français⁵. C'est un élément déterminant du régime hydrique de la vigne, qui joue un rôle essentiel pour la maturation du raisin (Matthews et Anderson, 1988 ; Van Leeuwen et Seguin, 1994 ; Tregoat *et al.*, 2002). La pluie intervient également dans la propagation des maladies, notamment le mildiou (*Plasmopara viticola*) et l'oïdium (*Uncinula necator*) au printemps (Willoquet et Clerjeau, 1998). La connaissance de la distribution dans l'espace et dans le temps de cet élément du climat peut permettre de mieux appréhender les risques phytosanitaires et de mieux caractériser le potentiel de maturation du raisin d'une région viticole.

Le calcul du bilan hydrique de la vigne au pas de temps quotidien permet d'estimer l'évolution l'état hydrique de la vigne au cours de la maturation du raisin (Lebon *et al.*, 2003). La spatialisation des précipitations journalières est soumise à des contraintes (forte hétérogénéité et discontinuité des champs de pluie) qui limitent l'utilisation des réseaux de pluviomètres, dès lors qu'ils ne sont pas suffisamment denses. C'est pourquoi l'utilisation des données de sorties du radar hydrométéorologique a été envisagée.

Ce chapitre présente, dans un premier temps, le développement d'une stratégie de spatialisation des champs de pluie au pas de temps quotidien, en vue d'alimenter un modèle de bilan hydrique. Trois approches sont comparées :

- L'utilisation directe des lames d'eau⁶ radar ;
- L'interpolation spatiale des enregistrements aux pluviomètres (cumuls de pluie aux stations climatiques) ;
- Le croisement des lames d'eau radar avec les données aux pluviomètres, en utilisant la lame d'eau radar comme co-variable explicative des données enregistrées aux pluviomètres ou en corrigeant les lames d'eau radar quotidiennes par une technique simple de pondération, développée dans le cadre de la thèse.

Les cumuls de pluie quotidiens spatialisés et l'incertitude qui y est associée seront utilisés dans la démarche de cartographie du bilan hydrique en Gironde viticole (chapitre 7).

Dans un second temps, la pertinence de l'utilisation de champs de pluie spatialisés, dans l'objectif d'un zonage climatique à méso-échelle, est évaluée et discutée.

Ce chapitre se termine par la caractérisation de la variabilité spatio-temporelle de la pluviosité en Gironde viticole.

⁵ En France, l'utilisation de l'irrigation dans la production de raisin de cuve n'a été que très récemment autorisée dans des conditions particulières. L'irrigation n'est pas nécessaire pour les vignobles septentrionaux, où la pluviométrie est suffisamment élevée pour permettre à la vigne de réaliser son cycle végétatif et reproducteur, avec un rendement suffisant pour la rentabilité économique de l'exploitation. En revanche, dans certains vignobles méridionaux, l'absence d'irrigation pénalise parfois les rendements, pour les terrains les plus secs, mais assure des conditions favorables à la production de raisins de qualité.

⁶ La lame d'eau est un terme définissant une carte de cumuls de précipitations : pour chaque pixel, on dispose d'une hauteur de pluie, accumulée durant un intervalle de temps donné.

2 Spatialisation des précipitations au pas de temps quotidien

2.1 Introduction

Le calcul du bilan hydrique ne fournit pas, en agriculture, de résultats pertinents dès lors qu'il est calculé sur un pas de temps supérieur à la journée. En effet, les échanges entre le sol et l'atmosphère nécessitent d'être modélisés à un pas de temps suffisamment fin pour s'approcher au mieux de la réalité. Le bilan hydrique du sol dépend à la fois de la transpiration de l'eau puisée à différents horizons du sol et de l'évaporation directe de la couche superficielle. Cette dernière peut-être relativement élevée en viticulture et en arboriculture, car la plante ne recouvre qu'une petite partie de la surface totale de la parcelle. Le reste est soit recouvert d'une végétation basse (enherbement), soit travaillé, soit nu. Pour des faibles cumuls de précipitations, l'eau cumulée tend à rester dans la couche superficielle et est rapidement évaporée. En revanche, pour des cumuls plus forts, qui ne seront pas perdus par ruissellement (pour les zones en pente), l'eau sature rapidement les horizons superficiels et percole jusque dans les horizons profonds du sol, où les racines des végétaux peuvent plonger. Selon la densité de plantation et la densité racinaire en profondeur, cette réserve hydrique plus profonde peut donc davantage être cédée à l'atmosphère par transpiration du végétal que par évaporation directe de la zone superficielle du sol (même si une partie de l'eau contenue en profondeur peut également être évaporée, suite à des remontées capillaires, en fonction du type de sol).

Ainsi, le devenir d'un cumul de précipitations décennales de 50 mm, par exemple, sera fort différent selon la distribution temporelle des précipitations au sein de cette décennie : les conséquences sur le fonctionnement du sol et des végétaux ne seront pas les mêmes si ces 50 mm sont répartis également sur les 10 jours de la décennie en pluie de 5 mm ou, si le premier jour de la décennie reçoit 50 mm et qu'aucun événement pluvieux n'arrive lors des 9 jours suivants. C'est pourquoi la spatialisation d'événements pluvieux au pas de temps quotidien, au minimum, est incontournable pour réaliser une étude pertinente de la variabilité spatio-temporelle du bilan hydrique.

Or, les précipitations constituent un élément du climat discontinu et inégalement réparti dans l'espace (Ciach et Krajewski, 2006). D'un point de vue statistique, la pluie n'est pas une variable stationnaire : sa fonction de distribution spatiale évolue dans le temps, notamment selon le type de précipitation (Creutin *et al.*, 1988). Ces contraintes (non-stationnarité, discontinuité spatiale) limitent la pertinence de l'application de méthodes d'interpolation spatiale, déterministes ou géostatistiques, dès lors que l'on s'intéresse à une résolution temporelle fine, telle que le pas de temps horaire ou quotidien. Ces méthodes, telles que le krigeage ou encore la méthode AURELHY (Benichou et Le Breton, 1987), ne pourront pas rendre compte clairement des zones de rupture des champs pluviométriques à l'échelle de la journée.

L'utilisation du radar en météorologie permet de détecter la présence ainsi que l'évolution spatiale et temporelle des phénomènes pluvieux. L'application de cette technique en hydrologie et en climatologie est de plus en plus répandue, en témoigne l'abondante littérature scientifique qui y est consacrée (Ulbrich, 1974 ; Rosenfeld *et al.*, 1994 ; Atlas *et al.*, 1997 ; Ciach *et al.*, 1997 ; Le Bouar *et al.*, 2000 ; Berne *et al.*, 2004, entre autres).

Le principe du radar hydrologique (ou hydrométéorologique) est basé sur l'analyse du couple émission/réception d'un signal électromagnétique, dans des longueurs d'onde sensibles aux hydrométéores.

L'imagerie radar semble un outil fort intéressant pour expliquer la climatologie de la pluie en Gironde. Dans le cadre d'une collaboration entre Météo-France, l'INRA⁷ et l'ENITA⁸ de Bordeaux l'utilisation des sorties du modèle HYDRAM (cumul de lames d'eau à partir des enregistrements radar) en vue d'une meilleure spatialisation de la pluviométrie au pas de temps quotidien a été étudiée. Cette démarche s'inscrit dans le cadre des travaux de la présente thèse.

Cette section présente l'étude des méthodes de spatialisation des champs de pluie au pas de temps quotidien, notamment en intégrant l'information fournie par l'image radar (lame d'eau HYDRAM), en vue de choisir une méthode pertinente pour la spatialisation du bilan hydrique. Cette étude porte sur 114 situations pluvieuses de l'année 2002. La propagation des erreurs de spatialisation de la méthode retenue est ensuite évaluée, sur la période 2001-2005.

2.2 Matériels et méthodes

2.2.1 Images radar HYDRAM

2.2.1.1 Principe de fonctionnement du radar hydrométéorologique

Le radar (*Radio Detection And Ranging*) est devenu un instrument d'investigation et de mesure désormais couramment utilisé en physique de l'atmosphère. La mesure des précipitations est rendue possible par la forte influence que les hydrométéores exercent sur la propagation des ondes électromagnétiques de faible longueur d'onde (Marshall *et al.*, 1947). Le radar émet et reçoit par intermittence des ondes électromagnétiques. Pour des longueurs d'ondes comprises 1 et 10 cm, une partie de la puissance totale diffusée par le radar est réfléchi par les hydrométéores. La puissance rétrodiffusée (reçue par le radar) est fonction de la puissance transmise par le radar, de la distance du radar au volume cible, de la somme des sections efficaces des hydrométéores contenues dans le volume de diffusion, de l'indice de réfraction des cibles et de la longueur d'onde du radar.

Le radar scrute l'atmosphère selon plusieurs angles, appelés *sites*, afin de constituer des coupes verticales à basse altitude. Pour la plupart des radars du réseau Aramis (Météo-France), les mesures sont réalisées selon trois angles situés entre 0,5° et 2,5°. Du fait de ces angles, l'altitude du volume d'air scruté par le radar augmente au fur et à mesure que l'on s'éloigne de celui-ci. Une coupe horizontale de l'atmosphère à basse altitude peut-être réalisée en combinant les facteurs de réflectivité des trois angles de mesure.

Selon son équipement, le radar peut mesurer plusieurs signaux :

- l'intensité du signal, normalisée en facteur de réflectivité Z (exprimé en dB) ;
- la polarisation de l'onde reçue ;
- le décalage Doppler moyen et le spectre Doppler du signal.

Le radar de Mérignac est un radar Omera/Melodi en bande S. Il s'agit d'un radar puissant, émettant un signal d'une longueur d'onde $\lambda = 10$ cm. Il émet dans trois sites différents, d'angles 0,6°, 1,3° et 2,5°. Sa vitesse de balayage horizontale (rotation) est de 5 minutes. Ce radar permet uniquement de mesurer l'intensité du signal émis. L'équipement futur de ce radar par des dispositifs permettant de mesurer la polarisation et l'effet Doppler est envisagé.

⁷ Institut National de Recherche Agronomique

⁸ Ecole Nationale d'Ingénieur des Travaux Agricole de Bordeaux

2.2.1.2 Relation réflectivité - taux de précipitation

Les météorologues et les hydrologues ont depuis plus de cinquante ans cherché un moyen d'évaluer avec précision le taux de précipitation au niveau du sol à partir du facteur de réflectivité radar (Atlas *et al.*, 1997). Dès 1948, Marshall et Palmer ont démontré pour des pluies faibles à modérées, le lien entre distribution de la taille des gouttes (ou DSD pour Drop Size Distribution) et taux de précipitation R (Marshall et Palmer, 1948) :

$$N(D) = N_0 e^{-\lambda D} \quad (40)$$

où $N(D)$ est la concentration des gouttes en fonction du diamètre, N_0 est l'ordonnée à l'origine et λ la pente de $[\log N(D)]$. R , le taux de précipitation, est relié à λ par la relation $\lambda = 41R^{-0.21}$. Par comparaison entre mesures radar et relevés au pluviomètre, on a établi une série de lois empiriques du type :

$$Z = aR^b \quad (41)$$

où a et b sont des facteurs empiriques ajustés selon le type de précipitations.

En effet, cette relation entre le facteur de réflectivité Z et le taux de précipitation R varie entre autre selon le diamètre volumique médian (figure 6.1).

Ce type de loi reliant l'intensité du signal reçu et le taux de précipitation est communément appelé loi Z-R.

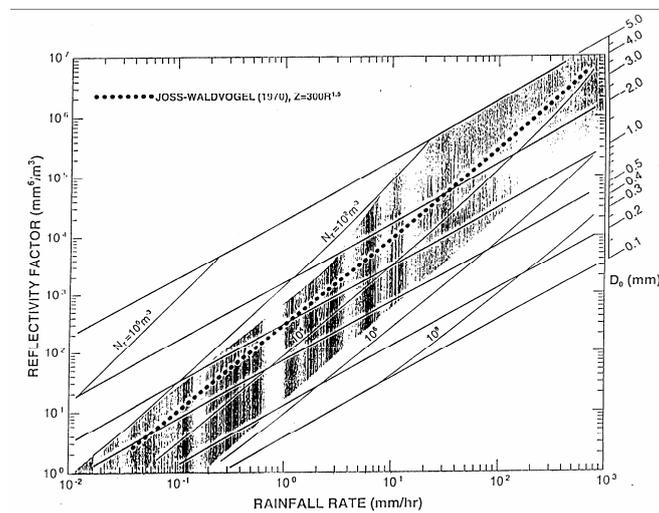


Figure 6.1 : Relations entre indice de réflectivité du radar (Z) et taux de précipitation, pour différents diamètres volumiques médians (D_0 [mm]) et pour différentes concentrations totales d'hydrométéores N_T [m^3] (Ulbrich et Atlas, 1978 in Atlas *et al.*, 1997).

2.2.1.3 Contraintes et limites de l'utilisation du radar hydrologique

L'évaluation des cumuls de précipitations par l'image radar est l'objet de nombreuses contraintes :

- Tout d'abord, afin d'avoir une portée suffisante, le radar, installé sur une tour, au sol, doit avoir un angle de visée légèrement supérieur à l'horizontal. Ainsi, l'altitude de mesure s'accroît avec l'éloignement au radar (*cf.* figure 6.2). L'état des hydrométéores rencontrés change : dans le cas de phénomènes convectifs, notamment, l'eau est rapidement transformée en glace. Par ailleurs, le faisceau radar étant de forme conique le volume scruté augmente également au fur et à mesure que l'on s'éloigne du radar : le faisceau radar peut ainsi couvrir une zone de 2 km à 100 km du radar.
- Deuxièmement, le signal peut subir des perturbations anormales, pour une altitude légèrement inférieure à celle correspondant à la température de 0°C (figure 6.3). A cette altitude, la neige (de plus faible réflectivité que la pluie) fond. Le flocon est recouvert d'eau, et se comporte, en terme de réflectivité, comme une grosse goutte d'eau. La réflectivité dans cette zone de fusion est ainsi très élevée (phénomène dit de

bande brillante). En dessous de cette altitude, l'eau est totalement sous forme liquide et la réflectivité diminue.

- Troisièmement, l'intensité de l'écho du radar ne dépend pas uniquement de l'intensité du phénomène pluvieux. Il dépend également de la taille et de l'état des précipitations (liquide, solide, neige, cf. Geotis, 1963 ; Ulbrich et Atlas, 1982 ; Atlas *et al.*, 1997).
- Quatrièmement, des anomalies de propagation des micro-ondes radar peuvent apparaître : quand le faisceau rencontre une couche peu épaisse d'air humide et froid, il est courbé vers le bas et renvoie des échos provenant de cibles au sol, normalement situées en dessous de la visée du radar (Austin, 1987, figure 6.4).
- Cinquièmement, le signal radar, s'il est de faible longueur d'onde, peut-être atténué par les premières bandes de pluies qu'il rencontre. Ce problème est important pour les radar de bande K (~1 cm de longueur d'onde), X (~3 cm) et C (5 cm). Les radar en bande S (~10 cm), tel que celui dont l'information a été utilisée dans la présente étude, est peu concerné par ces atténuations.
- Enfin, la validation de la précision des lames d'eau radar est rendue difficile par la faible distance d'autocorrélation des phénomènes pluvieux (Ciach et Krajewski, 2006) : un pluviomètre au sol ne correspond pas forcément à la localisation exacte du pixel de l'image radar, et parfois, les cumuls pluviométriques peuvent varier fortement sur la distance qui sépare ces deux « points » de mesure.

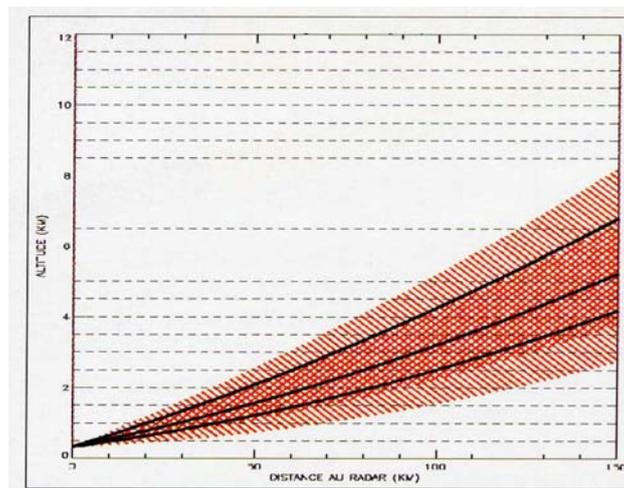


Figure 6.2 : Altitude d'observation des trois faisceaux radar d'angle d'élévation différents (0,8 , 1,2 et 1,8°), en fonction de la distance au radar. Les parties hachurées correspondent à la largeur du faisceau à mi-puissance (tiré de Parent du Châtelet, 2003).

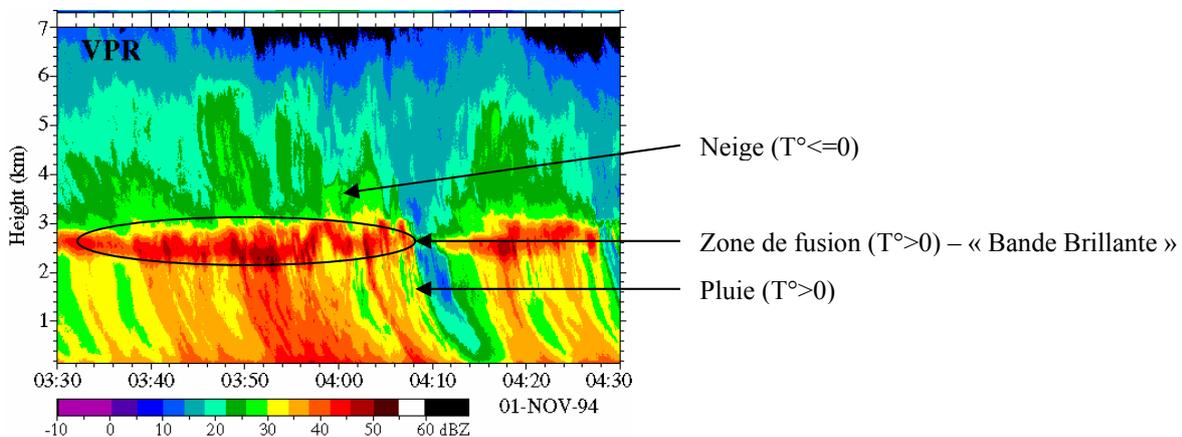


Figure 6.3 : Bande brillante sur un profil vertical de réflectivité du radar (source : McGill, 2000, http://www.radar.mcgill.ca/bright_band.html).

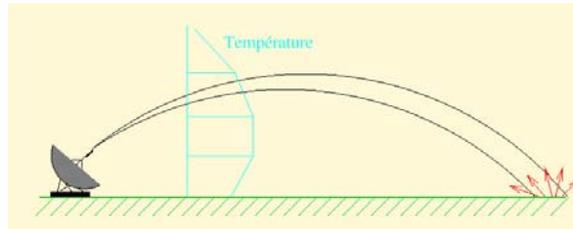


Figure 6.4 : Anomalie de propagation du signal radar (source : « Présentation sur la télédétection radar », (d'après Pointin, 2004 - http://www.obs.univ-bpclermont.fr/atmos/presentations/radar_expose.pdf))

Des nouvelles technologies, telles que la bipolarisation ou encore l'utilisation de l'effet Doppler, en cours de développement, pourraient permettre de résoudre partiellement ces problèmes (Le Bouar *et al.*, 2000 ; Parent du Châtelet, 2003).

En dépit des contraintes actuelles, l'imagerie radar possède un avantage certain par rapport à la mesure du pluviomètre : sa couverture spatiale est exhaustive, si tant est que le relief ne soit pas suffisamment élevé pour constituer une barrière à l'onde émise par le radar. C'est le cas de la Gironde, où le relief est caractérisé par de faibles altitudes.

2.2.1.4 Algorithme HYDRAM de calcul de lame d'eau

Le produit lame d'eau HYDRAM, est opérationnel depuis une dizaine d'années. Il fournit une lame d'eau toutes les 15 minutes, à une résolution spatiale d'un kilomètre. L'algorithme permettant l'obtention de ces lames d'eau est constitué des étapes suivantes (Parent du Châtelet, 2003 ; Parent du Châtelet *et al.*, 2005) :

- Le champ d'advection, conduisant au déplacement des cellules de précipitations non enregistrées durant la durée de rotation du radar (5 minutes), est calculé par une méthode de corrélation entre images successives.
- Les trois images d'échos radar (une par angle d'émission ou *site* du radar), enregistrées durant le quart d'heure dont on veut la lame d'eau, sont interpolées afin d'obtenir une image par minute.
- Les résultats de ces images sont cumulés et une loi empirique de correspondance Z-R est appliquée au résultat de cette sommation.
- Afin d'éviter les problèmes de calibrage du radar et les dérives résultant de la loi Z-R utilisée, une correction des taux de précipitation calculés est appliquée par comparaison aux cumuls mensuels enregistrés par les pluviomètres.

La loi Z-R utilisée pour déduire le taux de précipitation R à partir du signal de réflectivité de l'image radar Z est de la forme : $Z=aR^b$, où a et b sont des facteurs empiriques, ajustés lors du calibrage du radar.

Par ailleurs, un traitement préliminaire des échos fixes est appliqué.

La lame d'eau HYDRAM a été remplacée fin 2006 par la lame d'eau PANTHERE, issue d'une chaîne de traitement plus élaborée, qui permet de corriger un plus grand nombre d'erreurs propres au fonctionnement même du radar (échos fixes, changement de site, bandes brillantes, etc.). Toutefois, ce produit n'était pas, au moment de la thèse totalement opérationnel. Par ailleurs, pour des raisons de gestion des données par Météo-France et de calibration du signal radar, l'application de PANTHERE de manière rétroactive n'était pas envisageable. Son utilisation climatologique n'était donc pas possible, ce qui nous a conduit à utiliser la lame d'eau HYDRAM. Même si ce produit n'est plus d'actualité, il présente un intérêt pour l'étude climatologique des précipitations, car il fournit un historique d'une dizaine d'années (depuis 1997 en Gironde).

2.2.1.5 *Extraction et prétraitement des lames d'eau HYDRAM*

Les lames d'eau HYDRAM ont été extraites de la base de données de Météo-France sous format informatique ASCII, de type CSV (*Comma Separator Value*). Les données sont organisées en 5 colonnes. Les 4 premières indiquent les coordonnées du point (latitude, longitude et coordonnées planes X-Y en Lambert II) et la dernière indique le cumul quotidien (mm) entre 6 heures du matin du jour précédent et 6 heures du matin du jour renseigné.

Isolement de la zone d'étude. Les dimensions de l'image correspondent à un cercle d'un rayon de 280 km environ. La présente étude se limitant à la Gironde, l'image a été tronquée. Seuls les points situés à l'intérieur d'une zone rectangulaire qui encadre les limites Nord, Sud, Est et Ouest de la Gironde ont été retenus (figure 6.5).

Pixellisation de l'image. Pour évaluer la précision de l'image radar, les données de référence choisies sont les cumuls des pluviomètres. Cette comparaison n'est pas idéale, car l'image radar scrute un volume qui correspond à une surface au sol et non à une mesure ponctuelle. Le problème d'évaluation de l'image radar est largement discuté par les hydrologues (Ciach et Krajewski, 1999), et le choix du pluviomètre comme outil de validation « sur le terrain » est le plus fréquent (Austin, 1987 ; Rosenfeld *et al.*, 1994 ; Berne *et al.*, 2004). Comme évoqué plus haut, l'autocorrélation des champs de pluie diminue lorsque la résolution temporelle augmente. La comparaison entre un pixel d'un kilomètre et une donnée ponctuelle au pluviomètre est donc contestable. Afin d'augmenter la résolution de les lames d'eau HYDRAM, les données fournies initialement, distantes d'environ 1 km ont été interpolées par inverse distance (*IDWA*, cf. Chapitre 1), afin d'obtenir des lames d'eau à une résolution de 250 m par 250 m.

Cette étape a également permis d'estimer les valeurs manquantes de l'image radar : il s'agit de petites zones correspondant aux échos fixes, éliminés automatiquement par l'algorithme HYDRAM.

Élimination visuelle des images HYDRAM erronées. Certaines erreurs liées à la mesure radar sont introduites dans les images radar. Leur élimination par des processus informatiques est délicate. Il s'agit de l'apparition d'échos fixes, en fonction de la déviation ponctuelle du faisceau radar en raison des variations thermiques de l'air, qui ne sont pas détectés par l'algorithme HYDRAM (figure 6.6). Par ailleurs, en fonction de la hauteur de la couche de nuages précipitants, le changement de site (faisceau du radar) conduit à une variation brutale du cumul de pluie sur la carte pour une zone circulaire dont le centre correspond à l'emplacement du radar (figure 6.7).

Des algorithmes permettant d'éliminer en partie ces problèmes ont été développés par Météo-France très récemment pour la production de lames d'eau radar PANTHERE, opérationnelles fin 2006. Un nouveau module d'identification des échos fixes a été développé. Le changement de site n'est plus effectué de manière brutale : les différents sites du radar sont combinés pour établir des profils verticaux de réflectivité (PVR), qui permettent l'identification de zones de bandes brillantes (cf. paragraphe 2.2.1.3, figure 6.3), et une transition plus graduelle dans la zone de changement de site (élimination des problèmes de « couronnes » indiqués sur la figure 6.7). Cependant, ils sont appliqués en début de la chaîne de traitement de l'image radar, et ne sont par conséquent pas applicables aux lames d'eau HYDRAM.

Ces deux types d'erreur (échos fixes et « couronnes » de changement de site) ont été éliminés par appréciation visuelle. Sur les 197 lames d'eau retenues en 2002, indiquant un cumul supérieur à 0 mm dans la zone d'étude, 83 ont été éliminées par observation visuelle.

Un total de 114 situations a donc été utilisé.

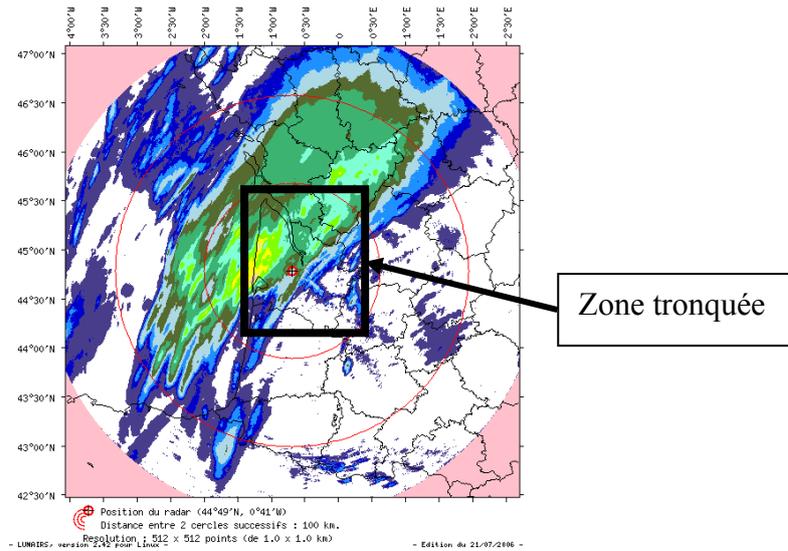


Figure 6.5 : Zone d'étude de la lame d'eau radar.

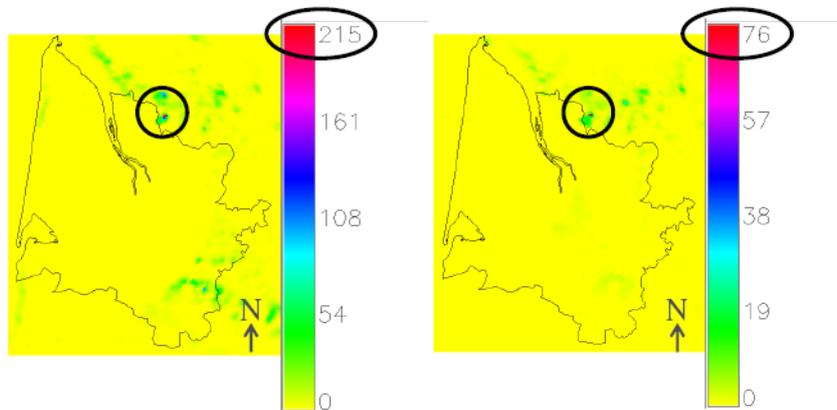


Figure 6.6 : Exemple d'échos fixes au nord de la Gironde. L'échelle de couleur indique le cumul quotidien, en mm. Les maxima indiqués correspondent à la zone d'écho fixe marquée par un cercle sur la carte.

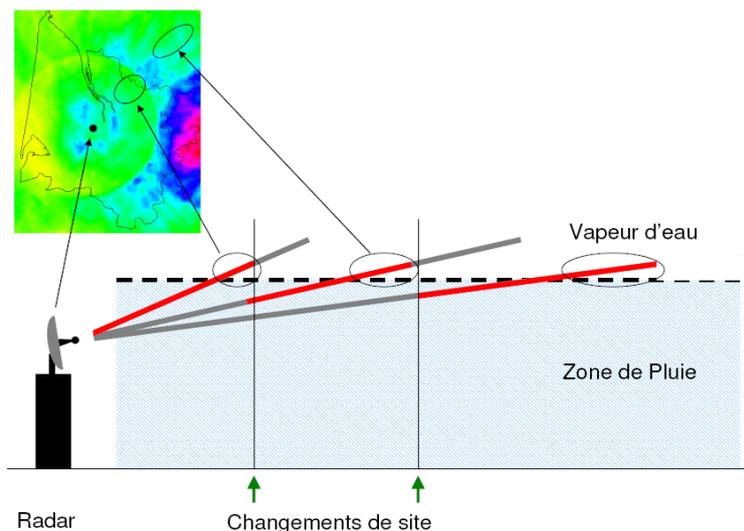


Figure 6.7 : Problèmes liés aux changements de site du radar, en condition de nuages précipitants peu élevés. Les lignes rouges indiquent la portion de chaque faisceau du radar utilisé pour la construction de la lame d'eau. Les changements de sites sont associés à une baisse brutale de l'altitude de l'air scruté provoquant, dans certains cas, une hausse de la détection d'hydrométéores, qui se traduit par une forme de couronne dont le centre est l'emplacement du radar.

2.2.2 Relevés pluviométriques

Afin d'évaluer la précision des lames HYDRAM ou de l'interpolation des cumuls relevés au pluviomètre, pour l'estimation des 114 situations de champs de pluie quotidiens sur l'année 2002, les relevés enregistrés par les 49 stations automatiques Cimel[®] et les 11 stations équipées des pluviomètres manuels disponibles (tableau 6.1) ont été utilisés.

Ces stations sont en majeure partie situées en Gironde viticole (figure 6.8). Neuf stations sont considérées comme des stations périphériques (ou de « voisinage »), permettant d'éviter d'extrapoler les données en Gironde viticole. Elles n'ont pas été utilisées dans l'évaluation de la précision des différentes procédures de spatialisation.

Tableau 6.1 : Liste des 85 stations climatiques utilisées pour l'étude de la variabilité spatiale des cumuls de pluie en Gironde viticole. Début : année à partir de laquelle les données ont été utilisées ; Lat., Long. = Latitude et Longitude (en degrés décimaux) ; X, Y = coordonnées cartésiennes en Lambert II étendu (projection plane NTF) ; Type= spécifique si le pluviomètre est manuel (M) ou automatique (A).

Poste	Code	Début	Type	Long. (°E)	Lat. (°N)	X (m)	Y (m)	Z (m)
Le Tatre	16380001	1994	A	-0,217	45,408	400076	2048508	98
Bergerac	24037002	1994	A	0,521	44,855	456440	1985468	40
Lamothe-Montravel	24226001	1994	M	0,040	44,830	418306	1983651	6
Montpon-Menesterol	24294002	1994	A	0,176	45,038	429730	2006491	76
Blanquefort	33001001	1994	A	-0,644	44,921	364600	1995600	27
Bazas	33036001	1994	A	-0,231	44,438	395460	1940823	85
Begadan	33038001	1994	A	-0,903	45,371	346238	2046370	13
Beychac-et-caillau	33049001	1994	M	-0,353	44,860	387408	1988050	47
Blasimon	33057001	1994	A	-0,093	44,774	407618	1977800	95
Budos	33076001	1994	M	-0,374	44,539	384493	1952398	16
Cabanac-et-Villagrains	33077002	1994	A	-0,551	44,568	370495	1956090	72
Cadaujac	33080002	1994	A	-0,554	44,754	371070	1976760	20
Captieux	33095001	1994	M	-0,260	44,298	392688	1925260	96
Cazaugitat	33117001	1994	A	-0,013	44,713	413723	1970780	84
Cissac	33125002	1994	A	-0,829	45,221	351393	2029475	20
Civrac	33128002	1994	A	-0,879	45,337	347973	2042585	10
Coutras	33138011	1994	M	-0,116	45,040	406700	2007418	21
Cursan	33145001	1994	M	-0,352	44,790	387215	1980260	96
Donnezac	33151001	1994	M	-0,446	45,242	381490	2030745	60
Leognan	33238001	1994	A	-0,613	44,730	366290	1974283	53
Lesparre	33240001	1994	A	-0,922	45,310	344515	2039733	11
Les-Leves-et-Thoumeyragues	33242001	1994	M	0,209	44,774	431493	1977050	81
Listrac	33248001	1994	A	-0,774	45,067	355045	2012250	22
Martillac	33274001	1994	A	-0,554	44,738	371000	1974998	26
Merignac	33281001	1994	A	-0,691	44,831	360530	1985748	47
Montagne	33290001	1994	A	-0,175	44,957	401758	1998363	39
Morizes	33294001	1994	A	-0,083	44,622	407888	1960858	39
Moulon	33298002	1994	A	-0,211	44,837	398475	1985068	21
Pauillac 1	33314001	1994	A	-0,772	45,223	355835	2029523	20
Pauillac 2	33314002	1994	A	-0,759	45,189	356703	2025673	21
Pauillac 3	33314003	1994	A	-0,772	45,212	355790	2028295	21
Pompignac	33330001	1994	A	-0,448	44,863	379850	1988633	86
Preignac	33337001	1994	A	-0,292	44,569	391125	1955465	11
Saint-Estephe	33395001	1994	A	-0,763	45,244	356693	2031878	16
Saint-Loubert	33432002	1994	A	-0,166	44,555	401038	1953590	30
Saint-Savin	33473001	1994	A	-0,440	45,139	381606	2019243	90
Saint-Symphorien	33484002	1994	M	-0,560	44,409	369200	1938500	72
Saint-Trojan	33486001	1994	A	-0,590	45,093	369588	2014545	71
Salaunes	33494001	1994	M	-0,829	44,935	350105	1997700	48
Sauternes	33504001	1994	A	-0,327	44,543	388210	1952730	71
La Sauve	33505002	1994	A	-0,294	44,753	391640	1975905	116

Tableau 6.1 (suite)

Poste	Code	Début	Type	Long. (°E)	Lat. (°N)	X (m)	Y (m)	Z (m)
Sauveterre-de-Guyenne	33506001	1994	M	-0,093	44,698	407365	1969275	80
Vensac	33541001	1994	M	-1,039	45,395	335723	2049463	8
Vignonet	33546001	1994	A	-0,138	44,844	404283	1985620	7
Villeneuve dOrnon	33550003	1994	A	-0,577	44,790	369400	1980798	25
Bourran	47038002	1994	A	0,414	44,331	446545	1927460	53
Duras	47086001	1994	M	0,197	44,682	430272	1966866	99
Bommès	33060001	2002	A	-0,353	44,541	386172	1952602	58
Braud et St Louis	33073001	2002	A	-0,675	45,274	363695	2034945	1
Cussac-Fort-Medoc	33146001	2002	A	-0,744	45,107	357588	2016530	24
Galgon	33179002	2002	A	-0,300	44,993	392068	2002662	40
Grezillac	33194001	2002	A	-0,218	44,820	397930	1983235	79
Latresne	33234003	2002	A	-0,479	44,781	377063	1979519	63
Margaux	33268001	2002	A	-0,677	45,037	362545	2008563	17
Pessac	33318001	2002	A	-0,613	44,816	366618	1983810	26
Reignac	33351001	2002	A	-0,527	45,241	375168	2030827	39
Saint-Avit-Saint-Nazaire	33378001	2002	A	0,262	44,838	435875	1984109	29
Saint-Emilion	33394003	2002	A	-0,161	44,878	402628	1989447	17
Saint-Medard-d'Eyrans	33447001	2002	A	-0,532	44,699	372540	1970605	39
St Martin-du-Puy	33540001	2002	A	-0,033	44,682	412079	1967416	84
Aubie-et-Espessas	33018001	2003	A	-0,416	45,021	383056	2006104	53
Belves de Castillon	33045001	2003	A	-0,040	44,879	412192	1989361	93
Berson	33047001	2003	A	-0,572	45,119	371150	2017433	76
Cadillac	33081001	2003	A	-0,302	44,635	390581	1962865	27
Cezac	33123001	2003	A	-0,405	45,103	384172	2015160	78
Coubeyrac	33133001	2003	A	0,048	44,787	418789	1978882	91
Saint-Estephe_2	33180001	2003	A	-0,802	45,238	353585	2031283	19
Haux	33201001	2003	A	-0,354	44,743	386843	1974947	92
La Lande-de-Fronsac	33219000	2003	A	-0,375	44,985	386138	2001902	44
Lussac	33261001	2003	A	-0,076	44,965	409603	1998947	52
Parempuyre	33312001	2003	A	-0,597	44,960	368513	1999794	3
Pujols-sur-Ciron	33343001	2003	A	-0,350	44,585	386593	1957472	19
Saint-Aubin-de-Branne	33375001	2003	A	-0,174	44,811	401325	1982060	87
Saint-Brice	33379001	2003	A	-0,139	44,692	403656	1968734	77
Saint-Caprais-de-Blaye	33380001	2003	A	-0,573	45,295	371794	2036894	41
Saint-Emilion 2	33394004	2003	A	-0,187	44,918	400700	1994000	38
Saint-Germain-du-Puch	33413001	2003	A	-0,344	44,848	388013	1986627	51
Saint-Julien-de-Beychevelle	33423003	2003	A	-0,773	45,145	355400	2020907	11
Saint-Pierre-de-Mons	33465001	2003	A	-0,221	44,544	396654	1952481	40
Saint-Quentin-de-Caplong	33467001	2003	A	0,131	44,796	425404	1979711	101
Saint-Seurin-de-Bourg	33475001	2003	A	-0,587	45,046	369664	2009374	55
Saint-Seurin-de-Cadourne	33476001	2003	A	-0,792	45,282	354563	2036167	20
Salleboeuf	33496002	2003	A	-0,392	44,844	384206	1986331	76
Samonac	33500001	2003	A	-0,571	45,062	370969	2011019	59
Tauriac	33525001	2003	A	-0,506	45,059	376059	2010496	24

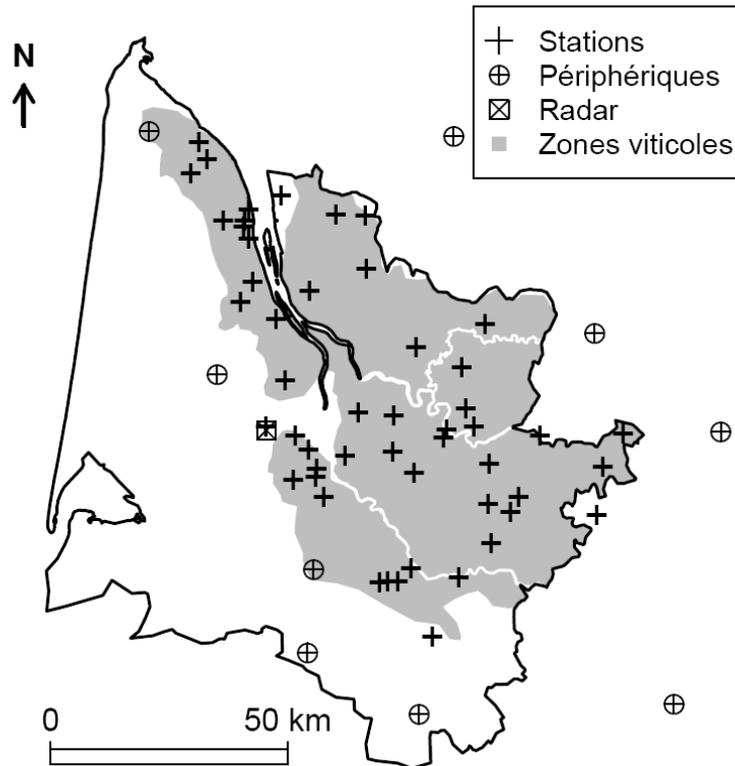


Figure 6.8 : Localisation des 60 stations climatiques utilisées pour la mesure des cumuls quotidiens de pluie en 2002. Les stations périphériques (9 stations) ne sont pas utilisées dans la validation croisée de l'interpolation.

2.2.3 Interpolation des données pluviométriques

2.2.3.1 Inverse distance weighting average (IDWA)

La technique d'interpolation consiste à attribuer à chaque valeur de cumul de pluie mesuré un facteur de pondération basé sur l'inverse de la distance (élevée à une certaine puissance) qui sépare le point à interpoler de la station climatique de laquelle la mesure est extraite. Cette méthode de pondération par inverse distance est présentée dans le chapitre 1. Le facteur de pondération est calculé en utilisant le carré de l'inverse de la distance.

2.2.3.2 Krigeage Ordinaire

Les principes du krigeage ordinaire sont décrits succinctement dans le Chapitre 1. La démarche du krigeage est abordée ici de manière plus complète.

Il est nécessaire tout d'abord de préciser que le krigeage est une application spécifique des géostatistiques, et que dans bien des cas, toute la rigueur intrinsèque à la géostatistique n'est, à tort, pas forcément respectée.

Cela provient la plupart du temps des contraintes expérimentales. En ce qui concerne le cas de l'interpolation des champs de pluie quotidiens en Gironde viticole, on peut souligner trois obstacles majeurs à l'utilisation des géostatistiques :

- Les champs de pluie quotidiens ne respectent pas systématiquement les hypothèses sous-jacentes à l'application des géostatistiques (voir plus bas).
- La durée de la période retenue (entre 10 et 15 ans) pour l'étude de la variabilité spatiale du climat en Gironde viticole implique, au pas de temps quotidien un grand nombre d'interpolations, et il n'est pas envisageable de réaliser des études

géostatistiques préliminaires au krigeage avec la même attention que celle qu'il faudrait normalement apporter, notamment dans l'analyse du variogramme. Une « automatisation » de l'analyse géostatistique est donc nécessaire. La mise en place d'une stratégie de cartographie des champs de pluie quotidiens (présentée ici et réalisée sur l'année 2002) a été effectuée en tenant compte de ces contraintes.

- Comme pour toute démarche statistique, les géostatistiques nécessitent d'avoir un échantillon suffisamment grand pour être représentatif du phénomène étudié. Les géostatisticiens recommandent en principe un échantillon d'au moins 50 à 100 points de mesure (Monestiez, communication personnelle). L'échantillon utilisé ici (60 stations climatiques) est donc suffisamment grand, sauf en ce qui concerne l'étude d'anisotropie, c'est à dire lorsque l'analyse des valeurs entre points de mesure est réalisée dans une direction préférentielle (voir plus bas).

En dépit de ces contraintes, il semblait intéressant d'envisager l'utilisation des techniques de krigeage pour l'interpolation spatiale des cumuls de pluie, car dans certaines situations, ces méthodes fournissent des résultats bien meilleurs que ceux obtenus par des méthodes déterministes, telles que *IDWA* (Hevesi *et al.*, 1992 ; Dirks *et al.*, 1998 ; Nalder et Wein, 1998).

Hypothèses sous-jacentes. L'analyse géostatistique des données en vue de leur interpolation n'est valable que si certaines hypothèses sont respectées :

- L'espérance mathématique du phénomène étudié ne dépend pas de la localisation (i.e. l'espérance des écarts entre les différents points de mesure est égale à 0)
- Le variogramme ne dépend pas de la localisation des points d'échantillonnage, mais seulement de la distance qui sépare les points de mesure. Cette hypothèse est appelée « stationnarité de second ordre ».

Il n'est pas du tout sûr que ces deux hypothèses soient respectées en ce qui concerne les cumuls de pluie quotidiens, notamment dans le cas de phénomènes convectifs (orages). Toutefois, les méthodes inspirées des géostatistiques ont produit des résultats satisfaisants pour l'interpolation des cumuls de pluie quotidiens, avec ou sans intégration de co-variables environnementales (Dirks *et al.*, 1998 ; Kyriakidis *et al.*, 2001).

Le krigeage s'applique à une variable dite régionalisée (variable étudiée dans un espace euclidien) selon la démarche présentée ci-dessous. Les analyses géostatistiques effectuées au cours de la thèse (variogrammes, krigeage et ses dérivés) ont été réalisées avec le module (« package ») *gstat* (Pebesma, 2004) intégré au logiciel libre de traitement statistique *R* (R Development Core Team, 2007). Ce module intègre de nombreux outils d'analyse géostatistique et permet de mettre en œuvre différents types de krigeage (simple, ordinaire, universel, co-krigeage et krigeage avec dérive externe).

Caractérisation de la variabilité spatiale de la variable régionalisée (VR) par le variogramme. Le variogramme est une courbe qui représente le degré de continuité de la variable régionalisée. Il est calculé expérimentalement comme la valeur moyenne du carré de l'écart des mesures ponctuelles de la VR, pour une distance h . Une tolérance plus ou moins large est attribuée à la distance h afin d'avoir un nombre de couples de points de mesure distants de h suffisant pour calculer la valeur moyenne du carré des écarts entre les deux points de chaque couple.

Le variogramme est une représentation simple de la manière dont se détériore, en fonction de la distance, l'influence d'un échantillon sur la zone qui l'entoure : plus le variogramme

croît rapidement, plus l'influence de la mesure de la VR sur les zones voisines se détériore rapidement.

On définit plusieurs caractéristiques du variogramme qui fournissent des informations sur la structure de la VR (figure 6.9) :

- Le *portée* est la distance à laquelle la VR se comporte comme une variable aléatoire : l'écart entre deux échantillons ne dépend plus de la distance qui les sépare, dès lors que celle-ci est supérieure à la portée.
- Le *palier* correspond à la variance de la VR, lorsque celle-ci se comporte comme une variable aléatoire (c'est-à-dire la valeur du variogramme à la *portée*).
- L'*effet pépité* correspond à une variabilité spatiale pour de très petites distances. L'*effet pépité* explique l'erreur de localisation ou de mesure de l'échantillon.

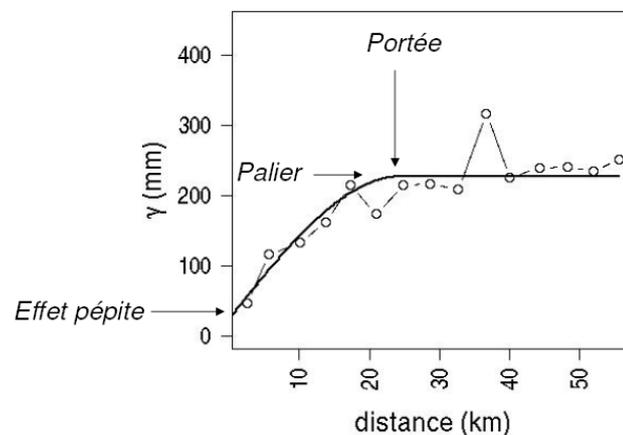


Figure 6.9 : Caractéristiques du variogramme. Le modèle de covariance est un modèle sphérique.

Pour la spatialisation des champs de pluie quotidiens, les variogrammes expérimentaux ont été calculés sur les cumuls enregistrés aux pluviomètres et également pour les cumuls fournis par la lame d'eau HYDRAM. Bien que l'utilisation des variogrammes basés sur l'analyse de la structure spatiale de la lame d'eau HYDRAM pour l'interpolation des données aux pluviomètres soit discutable, cette approche paraît intéressante dès lors que l'on suppose que le radar permet de rendre compte avec pertinence de la structure spatiale du champ de pluie.

Anisotropie. Le variogramme n'est pas forcément le même dans toutes les directions de l'espace : il est possible que la distribution spatiale de la VR soit préférentiellement orientée dans une direction donnée. On peut calculer le variogramme selon certaines directions spécifiques, en comparant les couples de points séparés d'une distance h dans une direction suivant un angle θ . En pratique, le nombre de couples de points d'échantillonnage alignés selon l'angle θ et espacés de h est faible (sinon nul). On s'autorise donc une tolérance angulaire plus ou moins grande autour de θ .

L'anisotropie des champs de pluie quotidiens a été évaluée dans quatre directions, d'angles 0° , 45° , 90° et 135° . L'angle d'anisotropie du champ de pluie est celui pour lequel la portée est la plus grande, c'est à dire la direction selon laquelle la zone d'influence du point échantillonné sera la plus grande. Afin d'automatiser la détection de l'angle d'anisotropie des champs de pluie quotidiens, une étude préliminaire a été menée sur l'ensemble des 114 situations étudiées en 2002. Elle a tout d'abord mis en évidence l'incidence de la taille réduite de l'échantillon de relevés au pluviomètre sur l'analyse des variogrammes anisotropes : en dépit d'un angle tolérance assez important (plus ou moins $22,5^\circ$), le nombre de couple de points pour le calcul du variogramme directionnel était fortement réduit, et très probablement

insuffisant pour réaliser une estimation statistiquement fiable du variogramme (tableau 6.2 et figure 6.10A). Cette alternative a donc été écartée. En revanche, la lame d'eau HYDRAM permet de disposer d'un nombre de points suffisamment élevé pour déceler l'anisotropie des champs de pluie (figure 6.10B).

L'analyse des variogrammes expérimentaux sur les 114 situation a montré que dans la plupart des cas, l'anisotropie pouvait être détectée automatiquement (c'est-à-dire sans examen visuel), selon la valeur maximale des semi-variances calculées : la direction dont la semi-variance maximale est la plus petite est souvent associée à la portée la plus grande, comme l'illustre la figure 6.10.

Tableau 6.2 : Nombres de couples de stations climatiques utilisés pour la construction du variogramme expérimental, pour chaque pas de distance h entre les points et selon l'angle θ d'anisotropie.

Distance	Variogramme isotrope	Variogrammes anisotropes			
	$N(h)$	$N(h,0^\circ)$	$N(h,45^\circ)$	$N(h,90^\circ)$	$N(h,135^\circ)$
h	49	14	15	14	6
$2h$	99	28	20	19	32
$3h$	161	40	25	49	47
$4h$	184	52	38	47	47
$5h$	213	53	49	50	61
$6h$	174	46	28	40	60
$7h$	190	55	30	38	67
$8h$	156	54	15	20	67
$9h$	128	28	15	23	62
$10h$	124	38	12	14	60
$11h$	97	22	3	12	60
$12h$	70	16	2	7	45
$13h$	46	10	1	2	33
$14h$	34	9		3	22
$15h$	18	5			13

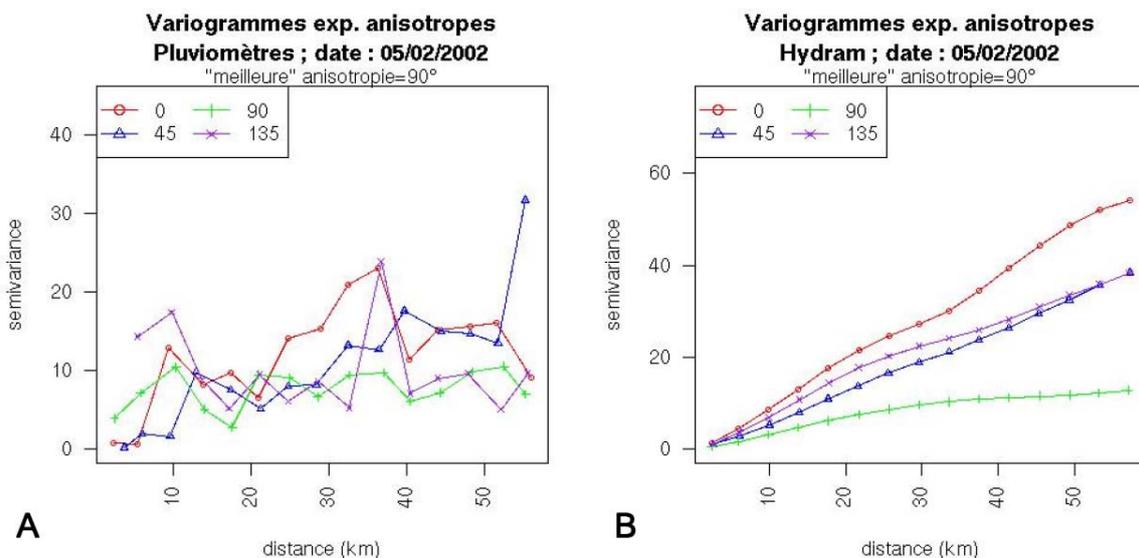


Figure 6.10 : Variogrammes expérimentaux anisotropes, selon quatre directions (0°, 45°, 90°, 135°), calculés à partir des cumuls aux stations climatiques (A, 60 points) et des cumuls HYDRAM (B, 14734 pixels).

Modèle du variogramme. La modélisation du variogramme est une expression mathématique analytique ajustée aux points du variogramme expérimental. C'est à partir du modèle de variogramme choisi qu'est résolu le système d'équations linéaires qui permet de réaliser le krigeage (calcul des facteurs de pondération de chaque point de mesure, pour l'interpolation de la VR). Les modèles les plus souvent utilisés sont de type gaussien, sphérique, linéaire, ou exponentiel. Pour les raisons évoquées plus haut, l'ajustement au variogramme expérimental a été automatisé : il est réalisé selon la méthode des moindres carrés. En revanche, il n'existe pas de méthode pertinente permettant de choisir automatiquement le type de modèle. Une étude préliminaire sur une trentaine de situations a été réalisée pour évaluer visuellement le modèle qui semble le plus approprié pour le plus grand nombre de situations. Le modèle sphérique a été retenu, car dans la plupart des situations, le semi-variogramme atteint un palier assez rapidement : cette augmentation rapide suivi d'un plateau asymptotique correspond bien à la structure d'un modèle sphérique. Toutefois, dans certaines situations, le variogramme suit davantage un modèle exponentiel. Dans ces situations, le choix inapproprié du modèle réduit grandement la précision de la procédure d'interpolation.

Krigeage. La procédure de krigeage consiste à définir un estimateur linéaire qui est la somme des valeurs échantillonnées pondérées à chaque point de mesure par des facteurs dont la somme est égale à 1. L'estimateur est linéaire et sans biais (équation (5), chapitre 1).

Pour calculer cet estimateur, on cherche à minimiser la variance entre la valeur réelle de la VR et son estimateur, c'est à dire la variance d'erreur σ_e :

$$\sigma_e = Var[Z - Z(x)] = Var[Z] + Var[Z(x)] - 2Cov[Z - Z(x)] \quad (42)$$

où Z est la vraie valeur de la VR et $Z(x)$ est son estimateur. En substituant l'expression de l'estimateur dans cette équation, on obtient :

$$\sigma_e = Var[Z] + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j Cov[Z(x_i), Z(x_j)] - 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i Cov[Z, Z(x_i)] \quad (43)$$

Pour que l'estimateur soit sans biais, il faut que :

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \quad (44)$$

On a un problème de minimisation d'une fonction quadratique sous contrainte d'égalité que l'on résout par la méthode de Lagrange. On définit le système de krigeage ordinaire par :

$$\sum_{j=1}^n \lambda_j Cov[Z(x_i), Z(x_j)] + \mu = Cov[Z, Z(x_i)] \quad (45)$$

et par l'équation (10). μ est le multiplicateur de Lagrange.

La variance d'estimation à minimiser s'écrit, en terme de variogramme par :

$$\sigma^2(x) = \sum_{j=1}^n \lambda_j \gamma(x, x_j) - \gamma(x, x) - \mu \quad (46)$$

où $\gamma(x, x)$ est le variogramme théorique de la VR.

Trois processus de krigeage ordinaire (OK) ont été testés pour la spatialisations des cumuls de pluie quotidiens :

- Un krigeage basé sur les variogrammes isotropes établis à partir des cumuls aux pluviomètres (OK_P) ;
- Deux krigeages basés sur les variogrammes établis à partir des cumuls de la lame d'eau HYDRAM. Un krigeage basé sur le variogramme isotrope (OK_R), et un autre basé sur le variogramme anisotrope (OK_{RA}).

2.2.4 Combinaison lame d'eau HYDRAM/données aux pluviomètres

Si, intuitivement, il semble évident que le radar météorologique permette d'identifier la structure spatiale des champs de pluie, la quantité des cumuls calculés par le traitement HYDRAM n'est pas forcément très précise : le taux de précipitation est estimé à partir de la réflectivité de l'onde radar par une relation mathématique unique (loi Z-R, cf. paragraphe 2.2.1.2). Or, cette relation évolue selon le type de précipitation (figure 6.11). Le recalibrage mensuel de l'algorithme HYDRAM ne saurait rendre compte de l'ensemble de la variabilité des types de phénomènes pluvieux quotidiens ayant eu lieu au cours du mois.

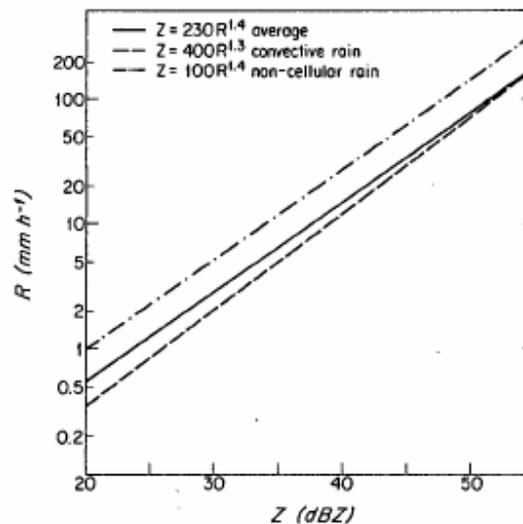


Figure 6.11 : Relations empiriques entre réflectivité Z et taux de précipitation R. Relation « moyenne » et relations pour des phénomènes convectifs et non-cellulaires (d'après Austin, 1987).

C'est pourquoi il semble plus pertinent d'utiliser la lame d'eau HYDRAM pour caractériser qualitativement les variations spatiales des champs de pluie, et d'utiliser les relevés aux pluviomètres comme mesure quantitative des cumuls. Trois approches en ce sens ont été envisagées : le co-krigeage, la régression multiple et la correction locale des lames d'eau HYDRAM.

2.2.4.1 Co-krigeage

Le co-krigeage (ci après désigné par l'acronyme CK) est une technique d'interpolation issue des géostatistiques, qui se base sur l'hypothèse que la variable étudiée est corrélée à une co-variable dont l'échantillonnage est plus important. C'est typiquement le cas des cumuls enregistrés aux pluviomètres, qui en principe, devraient être corrélés aux valeurs de la lame d'eau HYDRAM.

Le co-krigeage consiste à considérer la variable Z à interpoler comme une combinaison linéaire de la pondération des mesures ponctuelles de Z (cumuls aux pluviomètres, dans le cas présent) et de la pondération d'une ou plusieurs co-variables explicatives (lame d'eau HYDRAM) :

$$Z(x) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) + \sum_{k=1}^k \lambda_k W(x_k) \quad (47)$$

où $Z(x)$ est la valeur de la variable à interpoler en tout point de l'espace, $Z(x_i)$ est la valeur de la variable à interpoler au point de mesure x_i , $W(x_k)$ est la valeur de la co-variable au point x_k , et λ_i et λ_k sont les facteurs de pondération obtenus par la solution de minimisation des résidus pour estimer $Z(x_i)$. Le système d'équations linéaires (système de co-krigeage) dont la résolution permet de calculer ces facteurs de pondération s'appuie sur trois variogrammes :

- Le variogramme de la variable à interpoler, dont le modèle est choisi en étudiant le variogramme empirique construit à partir de l'échantillonnage de Z aux points x_i .
- Le variogramme de la (ou des) co-variable(s) explicative(s), dont le modèle est choisi en étudiant le variogramme empirique construit à partir de l'échantillonnage de W aux points x_k .
- Le variogramme croisé, dont le modèle est choisi en étudiant le variogramme croisé expérimental des variations spatiales de Z et W .

Ce dernier est calculé par :

$$\gamma(h) = 0.5Cov(Z(x_i + h) - Z(x_i), W(x_i + h) - W(x_i)) \quad (48)$$

$$\gamma(h) = \frac{\sum_{l=1}^{M(h)} [Z(x_l + h) - Z(x_l)][W(x_l + h) - W(x_l)]}{2M(h)} \quad (49)$$

où $M(h)$ est le nombre couple de points l où Z et W sont connus, séparés par la distance h .

Pour chaque situation, la corrélation entre le cumul de précipitations de la lame d'eau HYDRAM et celui des pluviomètres est évalué préalablement au co-krigeage.

2.2.4.2 Régression multiple et krigeage des résidus

Une autre approche permettant d'intégrer l'information fournie par la lame d'eau HYDRAM est de créer un modèle d'interpolation des cumuls de pluie enregistrés aux pluviomètres basé sur la tendance spatiale du champ de pluie, expliquée par les coordonnées cartésiennes X et Y et par la valeur de la lame d'eau HYDRAM. Le modèle s'écrit alors :

$$Z = a + b_1X + c_1Y + d_1W + b_2X^2 + c_2Y^2 + d_2W^2 + b_3XY + c_3XW + d_3YW + b_4XYW \quad (50)$$

où X et Y représentent les coordonnées dans l'espace cartésien et W le cumul fourni par la lame d'eau HYDRAM. Pour chaque situation (jour), les régresseurs sont sélectionnés en fonction de leur degré de significativité au seuil $\alpha=5\%$, par introduction itérative d'un nouveau régresseur (méthode « *stepwise regression* »).

Comme la tendance spatialisée ne peut rendre compte des variations brutales de champs de pluie, les résidus de chaque régression journalière sont calculés pour chaque station (différences entre les valeurs de cumuls de pluie aux pluviomètres et celles fournies par le modèle de régression multiple) et sont interpolés par krigeage ordinaire.

Cette technique est désignée ci-après par l'acronyme *MRK*.

2.2.4.3 Correction locale des lames d'eau HYDRAM

Le rééchantillonnage mensuel réalisé lors de la construction de la lame d'eau HYDRAM n'empêche pas l'apparition de biais quotidiens. Qui plus est, le réseau de stations climatiques utilisé par Météo-France pour réaliser ce rééchantillonnage est moins dense que celui utilisé ici. Enfin, comme la loi Z-R qui lie la réflectivité du signal radar au taux de précipitation varie selon le type de pluie, et comme ce dernier peut varier dans l'espace, il est possible que des biais locaux apparaissent dans la lame d'eau HYDRAM. Il semble donc pertinent de réaliser une correction locale journalière à partir des données enregistrées par les pluviomètres des stations climatiques.

Pour ce faire, la méthode suivante a été développée:

- Pour chaque situation, et pour chaque station climatique i , le ratio r entre cumul du pluviomètre et le cumul du pixel de la lame d'eau HYDRAM correspondant est calculé :

$$r_i = \frac{Z(x_i)}{W(x_i)} \quad (51)$$

où Z est le cumul de pluie enregistré par la station climatique et W est le cumul fourni par la méthode HYDRAM, au pixel correspondant à la station climatique i .

- Ce ratio r est spatialisé par une méthode d'interpolation (inverse distance ou krigeage) pour chaque pixel de la lame d'eau HYDRAM à résolution de 250 m.
- La lame d'eau HYDRAM est corrigée en multipliant chaque pixel par le ratio r spatialisé :

$$W'(x_i) = W(x_i) r \quad (52)$$

où $W'(x)$ est le cumul HYDRAM corrigé au pixel x_i .

Cette technique simple de correction locale de la lame d'eau HYDRAM est désignée ci-après par les acronymes CLP_{OK} et CLP_{IDWA} (CLP est l'abréviation de Correction Locale par Pondération), selon que la méthode utilisée pour interpoler r est le krigeage (CLP_{OK}) ou l'inverse distance (CLP_{IDWA}).

2.2.5 Critères statistiques de l'évaluation des méthodes d'interpolation

2.2.5.1 Evaluation de la précision de la lame d'eau HYDRAM

L'évaluation de la précision de la lame d'eau HYDRAM a été réalisée en comparant les cumuls des pixels de la lame d'eau (de 250 m de côté) à ceux enregistrés par les 60 stations climatiques correspondantes, pour chacune de 114 situations (jours) étudiées.

2.2.5.2 Validation croisée

La précision des méthodes d'interpolation a été évaluée par un processus de validation croisée. Cette méthode, largement utilisée en climatologie, consiste retirer une des 60 stations climatiques du jeu de données. Le modèle d'interpolation est construit à partir des 59 stations restantes. La valeur interpolée au point (station climatique) préalablement exclu du jeu de données est comparée au cumul enregistré à ce point. La différence entre cumul de pluie interpolé et cumul de pluie mesuré est considéré comme l'erreur d'interpolation.

Cette opération est réalisée en retirant successivement chacune de 60 stations climatiques. Les 60 erreurs d'interpolation calculées sont utilisées pour évaluer la précision de chaque méthode d'interpolation, pour chacune des 114 situations étudiées.

Pour les méthodes de correction locale de la lame d'eau HYDRAM (CLP), une validation croisée a également été appliquée : les facteurs de corrections (ratios, cf. équation (51)) sont calculés en retirant successivement le cumul d'une station climatique au jeu de données.

Le terme *erreur de spatialisation* employé ci-après désigne soit la différence entre lame d'eau HYDRAM et cumul enregistré au pluviomètre, soit l'erreur d'interpolation.

2.2.5.3 Biais, écart-type des résidus et erreur moyenne quadratique

Le *biais* calculé est la moyenne des erreurs de spatialisation. Une valeur positive du biais indique une surévaluation de la variable spatialisée. Le biais est un indicateur de l'erreur systématique des différentes techniques de spatialisation.

L'écart-type des erreurs (ou résidus) renseigne sur la dispersion statistique des erreurs de spatialisation.

La racine carrée de l'erreur moyenne quadratique (RMSE pour *Root Mean Squared Error*) est la racine carrée de la somme des différentes erreurs de spatialisation élevées au carré. La RMSE est une mesure globale de la précision des techniques de spatialisation, car elle intègre à la fois l'erreur systématique et la dispersion statistique des erreurs de spatialisation.

Le coefficient de détermination (R^2) apporte une information similaire à celle fournie par la RMSE. Le R^2 intègre également la variabilité spatiale (et temporelle, s'il est calculé pour plusieurs situations) du phénomène enregistré. Toutefois, la valeur du R^2 est fortement dépendante du nombre de situations étudiées : comme la variabilité temporelle est supérieure à la variabilité spatiale des cumuls de précipitations, à méso-échelle, la valeur du R^2 aura tendance à se rapprocher de 1, lorsqu'il est calculé pour un grand nombre de situations très variées. Il est donc préférable de calculer cet indice pour chaque situation.

2.3 Résultats et discussion

Les statistiques d'évaluation des performances globales des méthodes d'interpolation, sur l'ensemble des 114 situations étudiées, sont indiquées sur le tableau 6.3. Les données sont issues de la comparaison des méthodes de spatialisation avec les cumuls enregistrés par 51 pluviomètres situés en Gironde.

2.3.1 Performances globales des méthodes de spatialisation

La valeur moyenne des cumuls quotidiens sur l'ensemble des 114 situations est de 4,19 mm. On constate que la variabilité spatio-temporelle est importante : l'écart-type est de 5,83 mm, ce qui indique un coefficient de variation⁹ est de 139%.

Seule la lame d'eau HYDRAM brute (*HYD*) montre un biais. *HYD* sous-estime globalement les précipitations de 10,7%. Concernant les autres méthodes de spatialisation, le biais reste très faible. Le co-krigeage (*CK*) est la méthode pour laquelle la spatialisation présente le biais le plus faible (0,002 mm).

L'erreur systématique (biais) étant faible, l'information fournie par la RMSE et l'écart-type des erreurs de spatialisation est semblable. On remarque en effet que les valeurs de ces deux indicateurs sont très proches.

D'une manière générale, on remarque que les erreurs d'interpolation associées aux différentes méthodes sont considérables : la RMSE est de 53 à 106% de la valeur moyenne des cumuls enregistrés aux pluviomètres. A l'exception de *CK*, on remarque que les méthodes de spatialisation combinant les informations de la lame d'eau HYDRAM et des cumuls aux pluviomètres fournissent de meilleurs résultats que l'utilisation d'une seule de ces deux sources d'information.

La méthode fournissant la dispersion statistique des erreurs la plus faible est la technique de régression multiple basée sur HYDRAM, avec krigeage des résidus (*MRK*). L'écart-type et la RMSE de cette méthode sont de 2,23 mm. Les méthodes de pondération locale (*CLP_{OK}* et *CLK_{IDWA}*) fournissent des RMSE très semblables à celle de *MRK* (2,27 et 2,31 mm, respectivement).

L'utilisation de variogrammes anisotropes de la lame d'eau HYDRAM n'apporte pas d'amélioration au processus de krigeage ordinaire. Le krigeage ordinaire basé sur les relevés aux pluviomètres (*OK_p*) fournit de meilleurs résultats que ceux s'appuyant sur les modèles de

⁹ Le coefficient de variation est le rapport entre l'écart-type et la moyenne d'un échantillon. Il renseigne sur la dispersion relative de l'échantillon.

co-variance ajustés sur les variogrammes empiriques (isotrope et anisotrope) de la lame d'eau HYDRAM (OK_R et OK_{RA}).

On remarque que, parmi les méthodes d'interpolations basées sur les relevés aux pluviomètres uniquement, OK_P induit la plus faible RMSE (2,49 mm).

La lame d'eau HYDRAM brute est la méthode de spatialisation pour laquelle la dispersion statistique est clairement la plus élevée. La performance globale de HYD , exprimée en RMSE, représente 106% de la moyenne des cumuls quotidiens sur l'ensemble des situations étudiées. Pour l'ensemble des méthodes, les erreurs extrêmes sont très élevées. Les méthodes basées sur HYDRAM conduisent à une surestimation maximale de 48 à 124 mm, selon la méthode. A l'inverse, les méthodes basées sur les données des pluviomètres seules, fournissent la sous estimation la plus forte (de -55,3 mm à -57,8 mm, selon la méthode).

L'analyse des résultats par situation montre que les méthodes intégrant l'information radar, brute ou combinée (à l'exception, une nouvelle fois, de CK), produisent des cumuls spatialisés plus fréquemment corrélés de manière significative avec les mesures aux pluviomètres (figure 6.12A). Les distributions des coefficients de détermination (R^2) calculés quotidiennement entre cumuls prédits et observés, pour HYD , MRK , CLP_{OK} et CLP_{IDWA} , se rapprochent davantage de 1 que les distributions des R^2 correspondant aux méthodes basées sur les données de pluviomètre seules (OK_P et $IDWA$).

Tableau 6.3 : Indicateurs statistiques relatifs à la validation croisée des 9 méthodes de spatialisation des cumuls de pluie quotidiens. Les valeurs sont indiquées en mm. N=5731, sur 114 situations. Les deux premières lignes indiquent la moyenne et l'écart-type (σ) des valeurs de cumuls. RR = cumuls enregistrés aux pluviomètres.

	RR	HYD	OK_P	OK_R	OK_{RA}	CK	$IDWA$	MRK	CLP_{OK}	CLP_{IDWA}
Moyenne	4,19	3,74	4,19	4,20	4,19	4,19	4,18	4,21	4,28	4,28
σ	5,83	5,42	5,35	5,42	5,37	5,45	5,16	5,64	5,90	5,85
Biais	-	-0,450	-0,004	0,004	-0,007	0,002	-0,017	0,013	0,088	0,092
σ_{err}	-	4,408	2,492	2,566	2,552	2,594	2,535	2,223	2,269	2,312
RMSE	-	4,430	2,492	2,566	2,552	2,593	2,535	2,223	2,271	2,313
RMSE (%)	-	106%	59%	61%	61%	62%	60%	53%	54%	55%
Médiane	-	0,15	0,09	0,09	0,10	0,08	0,12	0,05	0,06	0,07
Max.	-	124,5	23,7	26,0	27,7	23,3	21,3	48,0	52,0	56,5
Min	-	-31,0	-55,4	-55,3	-56,3	-53,6	-57,8	-31,5	-30,6	-31,1

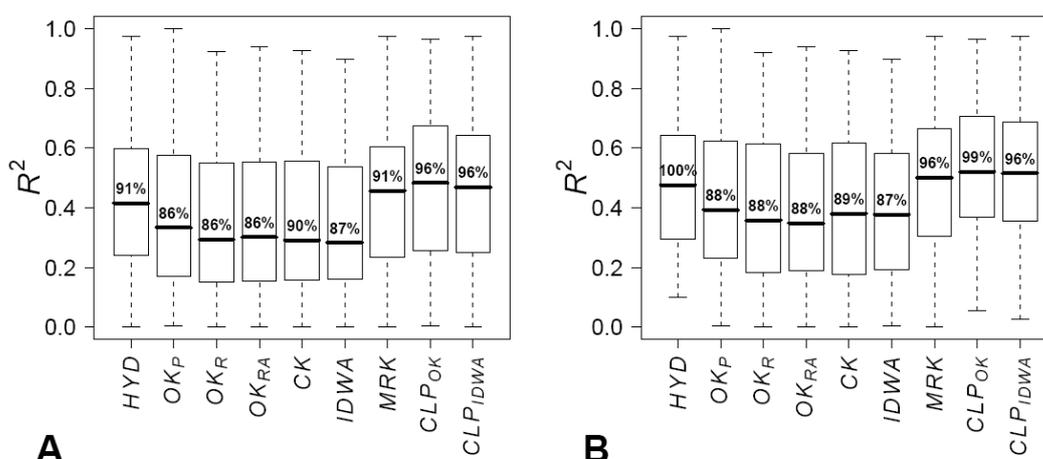


Figure 6.12 : Distribution des coefficients de détermination (R^2) de chaque situation, pour les différentes méthodes d'interpolation des données quotidiennes de précipitation. Les chiffres à l'intérieur de chaque « boîte-à-moustache » indiquent la proportion de situations pour lesquelles les corrélations entre les cumuls prévus et les cumuls observés sont significatives (au seuil de 5%). A : Données de 114 situations ; B : 85 situations pour lesquelles un cumul supérieur à 5 mm a été enregistré par au moins un pluviomètre.

2.3.2 Incertitudes de spatialisation et variabilité spatiale de la pluviométrie

L'analyse des RMSE relatives ou encore des coefficients de corrélation en considérant toutes les situations étudiées n'est pas suffisante, car elles attribuent le même poids aux situations de faibles cumuls et de cumuls importants. Si l'on considère les situations pour lesquelles un cumul de pluie supérieur à 5 mm a été enregistré à une station climatique au moins (85 situations), on remarque que dans 100% des cas, la corrélation entre *HYD* et les cumuls enregistrés aux pluviomètres est significative pour chacune des situations (figure 6.12B). Toutefois, les erreurs de spatialisations de *HYD* restent considérables : la RMSE correspond à 71% des valeurs moyennes des cumuls spatialisés pour l'ensemble des 85 situations (tableau 6.4).

Pour *CLP_{OK}*, 99% des spatialisations sont corrélées significativement avec les relevés aux pluviomètres. On remarque que les corrélations entre cumuls prédits et observés sont également améliorées, dans une moindre mesure, pour les autres méthodes.

Le classement relatif des différentes méthodes pour les 85 situations de cumul supérieur à 5 mm, en terme de RMSE, est quasiment identique à celui réalisé sur les 114 situations. Le co-krigeage fournit de meilleurs résultats sur les 85 situations étudiées, et fournit un RMSE légèrement inférieure à celle de *OK_P*.

Tableau 6.4 : Indicateurs statistiques relatifs à la validation croisée des 9 méthodes de spatialisation des cumuls de pluie quotidiens, supérieurs à 5 mm. Les valeurs sont indiquées en mm. N=1547, sur 85 situations. Les deux premières lignes indiquent la moyenne et l'écart-type (σ) des valeurs de cumuls. *RR* = cumuls enregistrés aux pluviomètres

	<i>RR</i>	<i>HYD</i>	<i>OK_P</i>	<i>OK_R</i>	<i>OK_{RA}</i>	<i>CK</i>	<i>IDWA</i>	<i>MRK</i>	<i>CLP_{OK}</i>	<i>CLP_{IDWA}</i>
Moyenne	11,33	8,29	10,40	10,44	10,35	10,45	10,21	10,68	10,90	10,91
Σ	7,06	8,43	6,58	6,74	6,67	6,61	6,22	7,13	7,72	7,53
Biais	-	-3,043	-0,927	-0,892	-0,982	-0,881	-1,119	-0,646	-0,429	-0,420
σ_{err}	-	7,430	4,098	4,242	4,169	4,051	4,108	3,651	3,787	3,811
RMSE	-	8,027	4,201	4,333	4,282	4,145	4,257	3,707	3,810	3,833
RMSE (%)	-	71%	37%	38%	38%	37%	38%	33%	34%	34%
Médiane	-	-2,78	-0,62	-0,61	-0,65	-0,59	-0,84	-0,48	-0,41	-0,43
Max.	-	124,5	15,7	20,2	18,6	17,8	14,0	48,0	52,0	56,5
Min	-	-31,0	-55,4	-55,3	-56,3	-53,6	-57,8	-31,5	-30,6	-31,1

Bien que les méthodes d'interpolation fournissant les incertitudes les plus basses produisent des estimations des cumuls corrélées significativement avec les enregistrements aux pluviomètres, les RMSE restent considérables (supérieures à 30%, relativement à la valeur moyenne des cumuls aux pluviomètres). Ainsi, les méthodes de spatialisation des pluies quotidiennes ne sont pas forcément suffisamment précises pour rendre compte avec pertinence de la variabilité spatiale des précipitations. Le rapport, pour chaque situation étudiée, entre l'écart-type des erreurs de spatialisation (σ_{err}) et l'écart-type des cumuls enregistrés aux pluviomètres (σ_{RR}) renseigne sur la capacité des différentes méthodes de spatialisation à rendre compte de la variabilité spatiale de cumuls de pluie quotidiens. Dans la majeure partie des cas (situations quotidiennes), ce rapport est supérieur à 0,6 (figure 6.13). L'incertitude associée à la spatialisation des précipitations quotidiennes est donc souvent supérieure à plus de la moitié de la variabilité spatiale observée. Dans 10 à 20% des cas (selon la technique de spatialisation), σ_{err} est supérieur à σ_{RR} ($\sigma_{err} / \sigma_{RR} > 1$). *MRK* et *OK_P* sont les méthodes pour lesquelles ce ratio reste inférieur à 1 le plus souvent ($\sigma_{err} / \sigma_{RR} > 1$ pour 12 et 15 situations sur 114, pour *MRK* et *OK_P*, respectivement, cf. figure 6.13).

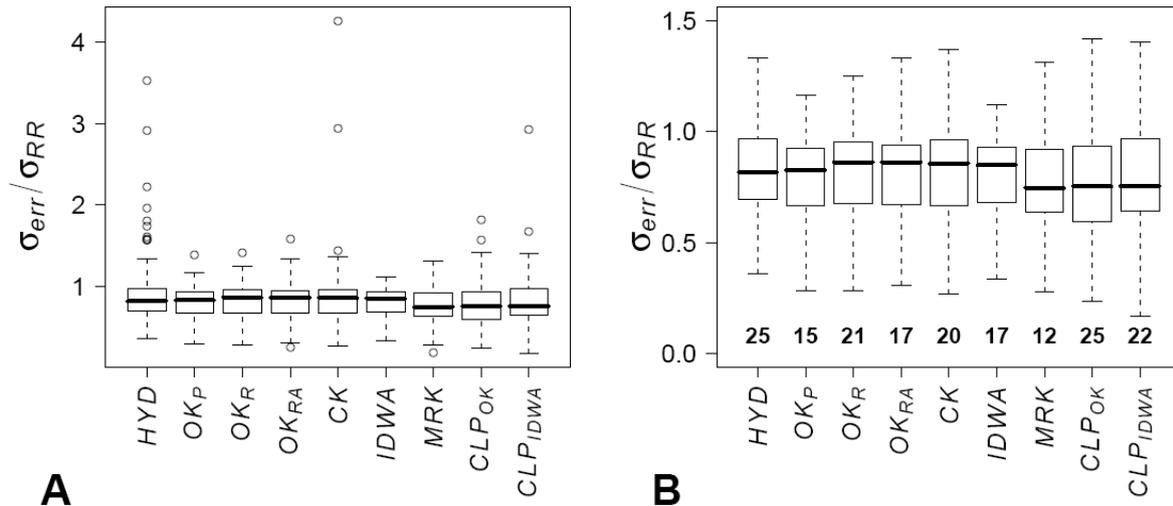


Figure 6.13 : Box-plots des rapports entre l'écart-type des erreurs (σ_{err}) et l'écart-type des cumuls enregistrés aux pluviomètres (σ_{RR}), pour les 114 situations étudiées, avec (A) et sans (B) individus atypiques. Les valeurs indiquées sous les « boîtes à moustache » correspondent au nombre de fois où $\sigma_{err} > \sigma_{RR}$.

2.3.3 Comparaison *MRK* et *OK_P*

La méthode de spatialisation *MRK*, qui intègre l'information fournie par la lame d'eau HYDRAM par un processus de régression multiple, avec krigeage des résidus calculés à chaque pluviomètre, induit les plus faibles erreurs de spatialisation, en comparaison avec les autres méthodes testées. Toutefois, l'amélioration apportée en comparaison avec les résultats obtenus par krigeage ordinaire des cumuls des pluviomètres (*OK_P*) reste assez faible. On remarque par ailleurs qu'entre les deux méthodes, les RMSE quotidiennes sont souvent très proches, à l'exception d'une situation, pour laquelle *OK_P* produit de très fortes erreurs d'interpolation (jour 153, figure 6.14). Cette erreur correspond à une situation particulière, pour laquelle un noyau pluvieux très localisé s'est déplacé sur le nord du département de la Gironde (figure 6.15). L'usage de l'imagerie radar est parfaitement approprié dans ce type de situation où seules trois stations enregistrent ici la bande pluvieuse. Si cette bande de pluie avait été localisée légèrement plus au sud, elle aurait échappé au réseau de pluviomètres.

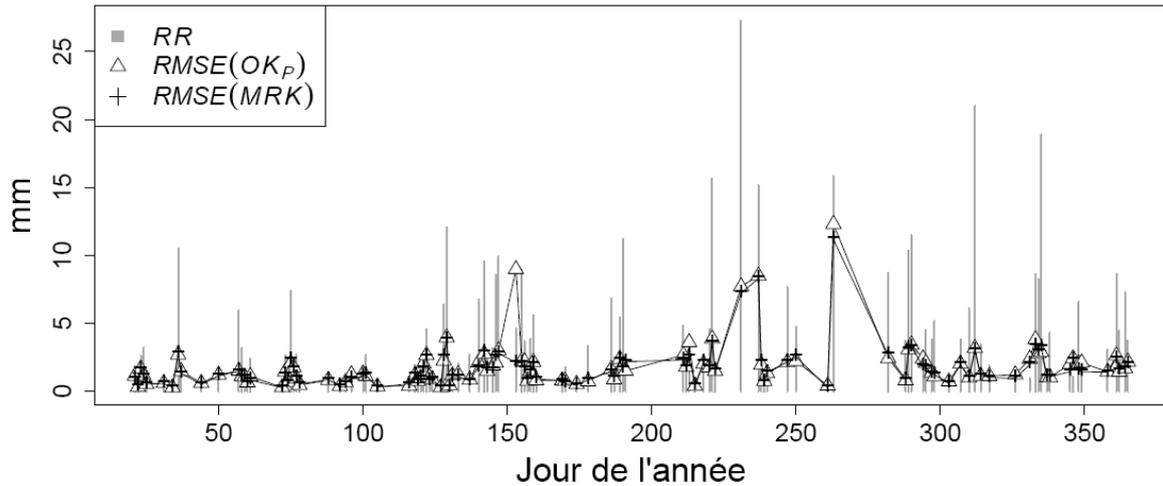


Figure 6.14 : Variation temporelle des cumuls pluviométriques quotidiens moyens sur la zone d'étude (RR), et des racines carrées des erreurs moyennes quadratiques relatives à deux techniques d'interpolation : krigeage des cumuls pluviométriques relevés aux stations climatiques (OK_p) et régression multiple intégrant les données des lames d'eau HYDRAM, avec krigeage des résidus (MRK).

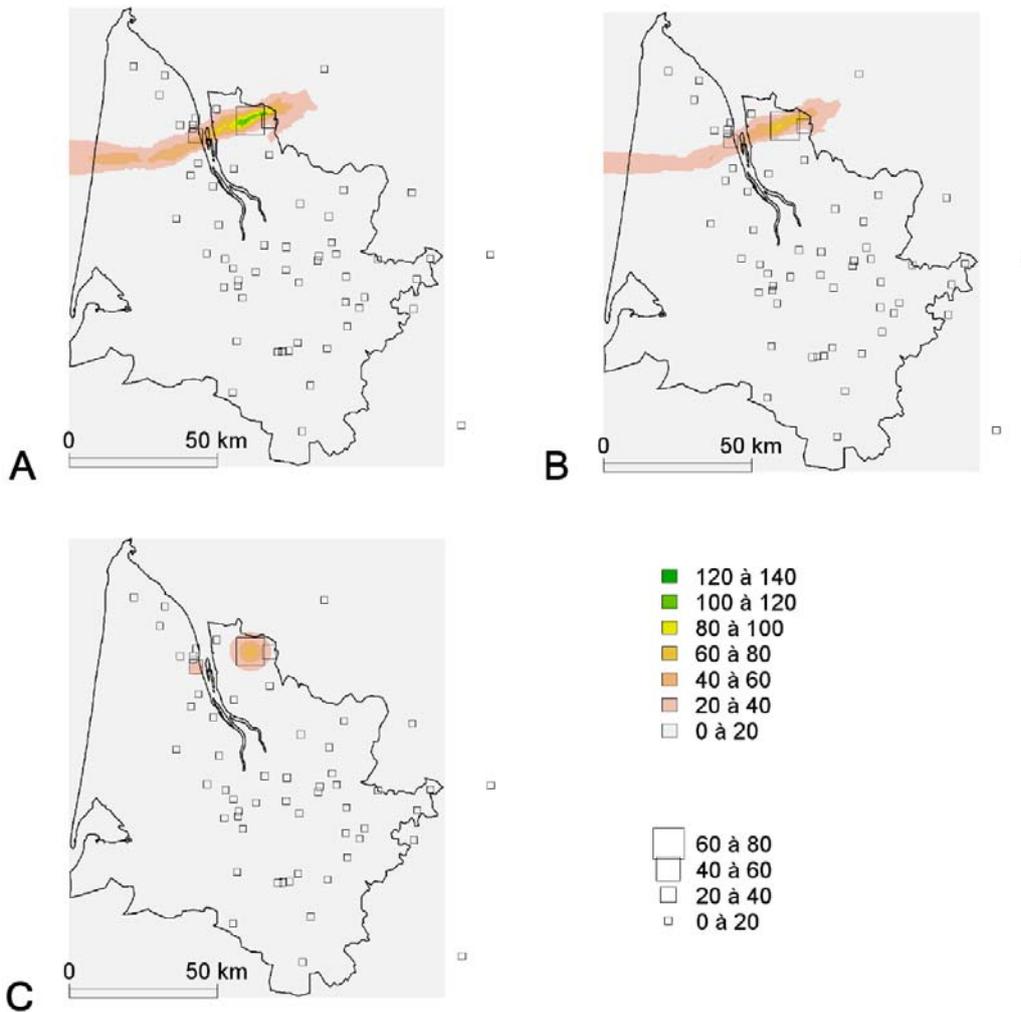


Figure 6.15 : Cartographie des cumuls de pluie quotidiens pour la situation du 2 juin 2002. Les carrés, par leur taille, indiquent les cumuls de pluie enregistrés aux différentes stations climatiques. Le jeu de couleur de la carte indique la valeur des cumuls spatialisés. Les données sont en millimètres.

2.4 Discussion

L'analyse réalisée ici fait ressortir les points suivants :

- *HYD* se distingue des autres méthodes d'interpolation, en induisant des erreurs de spatialisation beaucoup plus fortes.
- La combinaison des informations du radar et des pluviomètres permet une spatialisation légèrement plus précise. Seul le co-krigeage n'apporte aucune amélioration vis-à-vis des interpolations basées sur les enregistrements aux pluviomètres seuls.
- L'intérêt de l'utilisation de l'image radar augmente lorsque l'on exclut les situations de faible précipitation (< 5mm).
- L'incertitude associée aux processus de spatialisation des cumuls quotidiens de précipitation reste considérable, même pour les méthodes fournissant les meilleurs résultats.
- Dans certaines situations, très rares, le radar permet de détecter des noyaux convectifs locaux qui peuvent induire des fortes différences de cumul.

Le premier aspect à discuter du présent travail est l'utilisation des enregistrements aux pluviomètres comme données de validation. La comparaison ou le couplage de l'imagerie radar aux données enregistrées aux pluviomètres sont inéluctablement associés à une erreur d'ordre spatiale, qui réduit notamment la pertinence de la comparaison de ces deux outils pluviométriques (Zawadzki, 1975 ; Ciach et Krajewski, 1999). Ainsi l'évaluation de la précision de la lame d'eau HYDRAM réalisée ici n'est pas totalement fidèle à la véritable erreur de spatialisation de cette technique. Toutefois, comme cela a déjà été signalé, aucun autre outil disponible ne permet de réaliser, sur la zone d'étude, une validation plus fiable de la spatialisation des cumuls de pluie par les lames d'eau HYDRAM. Notons qu'une approche statistique a été développée pour tenter de mieux comparer les cumuls issus de l'image radar avec ceux enregistrés au pluviomètre (Méthode de séparation de la variance des erreurs, Ciach et Krajewski, 1999), mais les hypothèses de cette technique ne sont pas totalement vérifiées (Ciach *et al.*, 2003).

L'intérêt de la combinaison de l'information fournie par le radar hydrométéorologique avec celle donnée par les pluviomètres pour la spatialisation des cumuls de précipitation a déjà été souligné au pas de temps journalier à macro-échelle (Salek, 2000) et au pas de temps horaire, à méso-échelle, pour des événements pluvieux importants (Haberlandt, 2007). Creutin *et al.*, (1988) ont évalué l'intérêt de combiner l'image radar avec les relevés aux pluviomètres dans un processus de co-krigeage semblable à celui réalisé ici. Les auteurs indiquent que le co-krigeage n'apporte pas d'amélioration par rapport au krigeage ordinaire des cumuls aux pluviomètres, dès lors que le nombre de pluviomètres utilisés pour l'interpolation est supérieur à 29. Ces résultats s'accordent avec ceux présentés ici, concernant le co-krigeage. Une autre étude, plus récente, montre que des méthodes combinatoires plus complexes pour l'intégration des informations radar et pluviomètre, telles que les réseaux de neurones artificiels, fournissent de meilleurs résultats que le co-krigeage (Matsoukas *et al.*, 1999). Une approche par régression linéaire a également été proposée (Sokol, 2003), induisant des estimations largement meilleures que celles produites par l'utilisation de l'image radar brute.

A notre connaissance aucune méthode simple de correction locale telle que CLP_{OK} ou CLP_{DWA} n'a été proposée. Ces méthodes fournissent des résultats intéressants, pour un coût informatique relativement faible.

Le fait que la spatialisation des champs de pluie quotidiens basés sur l'utilisation de la lame d'eau HYDRAM soit plus précise pour des cumuls élevés a déjà été indiqué précédemment (Wilson et Brandes, 1979). Cela provient, en partie du fait que l'incertitude de la relation Z-R est plus forte, en relatif, pour des faibles cumuls de pluie (cf. figure 6.11, Austin, 1987).

Ainsi, le radar est davantage utilisé pour la détection de phénomènes convectifs (Sempere-Torres *et al.*, 2000 ; Llasat *et al.*, 2007). C'est d'ailleurs en ce sens que s'est orienté Météo-France pour développer de nouvelles méthodes de spatialisation des champs de pluie : la lame d'eau ANTILOPE est la combinaison du krigeage des enregistrements au pluviomètre de phénomènes homogènes (pluies stratiformes) et de phénomènes convectifs détectés par radar (lame d'eau PANTHERE, Parent du Châtelet *et al.*, 2005).

De manière générale, la précision de spatialisation des champs de pluie quotidiens varie davantage selon le type de situation que selon la méthode employée. Il convient donc de comparer différentes méthodes de spatialisation pour un grand nombre de situations.

2.5 Conclusions et choix d'une méthode de spatialisation des précipitations pour le calcul du bilan hydrique

Le travail présenté dans cette section a souligné l'intérêt relatif de l'utilisation de l'image radar comme co-variable de l'interpolation des champs de pluie au pas de temps quotidien. La méthode de régression multiple avec krigeage des résidus qui a été mise au point (*MRK*) est la plus précise, tant du point de vue de la dispersion des résidus qu'au niveau des l'erreur relative à la variabilité spatiale observée. Toutefois, l'écart de précision entre cette méthode et le krigeage ordinaire des données enregistrées aux pluviomètres (*OK_p*) reste faible. Cet écart est dû en grande partie à la limite de mesure des champs de pluie par le réseau des stations climatiques dans des cas rares de phénomènes orageux ponctuels. Une seule situation de ce type a été observée sur les 114 situations étudiées.

Par ailleurs, l'utilisation des lames d'eau HYDRAM nécessite un travail de prétraitement considérable, éliminant une part non négligeable des lames d'eau (83 sur 197, pour l'année 2002). Ce prétraitement requiert notamment une analyse visuelle de chaque lame d'eau, qui ajoute une part de subjectivité au processus.

Enfin, les lames d'eau HYDRAM ne sont disponibles qu'à partir de 1997, ce qui conduit à éliminer leur utilisation pour 3 années de la période d'étude 1994-2005.

Compte tenu de ces diverses contraintes et de l'amélioration restreinte (même si elle reste évidente) qu'apporte l'utilisation des lames d'eau HYDRAM, la méthode retenue pour la spatialisation des champs de pluie au pas de temps quotidien est le krigeage des enregistrements aux pluviomètres (*OK_p*). L'image radar reste cependant un outil très intéressant pour la spatialisation des champs de pluie au pas de temps quotidien. De nouveaux développements technologiques, tant sur l'équipement du radar (polarimétrie, effet Doppler, Atlas *et al.*, 1997 ; Meischner *et al.*, 1997 ; Testud *et al.*, 2000) que sur les algorithmes de traitement du signal (Le Bouar *et al.*, 2000 ; Bellon *et al.*, 2007) conduisent à améliorer la précision de cette technologie.

L'écart-type des erreurs de spatialisation de toutes les méthodes testées ici est très souvent supérieur 60% de la variabilité spatiale des cumuls de pluie. Cela limite largement la précision de l'étude de la variabilité spatiale des précipitations quotidiennes à méso-échelle.

3 Etude spatio-temporelle des précipitations en Gironde viticole

L'objet de cette section est la caractérisation de la variabilité spatio-temporelle des précipitations de la Gironde viticole sur des périodes mensuelles et pluri mensuelles, basée sur la cartographie de cumuls interpolés.

Lorsque l'échelle temporelle est plus grande que le pas de temps journalier (étudié dans la première partie de ce chapitre), il semble plus pertinent de réaliser des cumuls sur l'intégralité de la période étudiée à chaque station climatique, puis d'interpoler ces cumuls, au lieu de cumuler les données spatialisées au pas de temps quotidien. L'autocorrélation spatiale des champs de pluie augmente avec le pas de temps et, en général, l'interpolation des champs de pluie est d'autant plus précise que la période considérée est longue (Dirks *et al.*, 1998 ; Ciach et Krajewski, 2006).

Dans un premier temps, les caractéristiques spatio-temporelles des précipitations sont abordées, en s'appuyant sur les normales de la période 1976-2005 et sur les relevés de 38 stations climatiques situées dans la zone d'étude durant la période 1994-2005. L'établissement de cartes des cumuls pluviométriques mensuels et pluri-mensuels (périodes de végétation de la vigne, de maturation du raisin et année entière) par différentes approches est ensuite étudié. Enfin, la variabilité spatiale des précipitations sur la période 1994-2005, basée sur les cartes établies, est analysée.

3.1 Méthodologie

3.1.1 Données pluviométriques

Les données pluviométriques sont similaires à celles présentées dans la première partie de ce chapitre.

La base de données élaborée pour cette thèse a visé à réunir les données d'un maximum de stations climatiques, tout en s'assurant de leur fiabilité (emplacement du site de mesure, maintenance et correction des données). Sur la période 1994-2001, les données de cumuls pluviométriques de 47 stations climatiques ont été recueillies. A partir de 2002, le nombre de postes climatiques en Gironde viticole a rapidement augmenté. Les données de 60 stations ont été utilisées en 2002 et 85 sur la période 2003-2005 (tableau 6.1, figure 6.16).

Il arrive souvent qu'une série d'enregistrements de cumuls pluviométriques quotidiens à une station climatique donnée soit incomplète (cf. Chapitre 2). Cela n'est pas très gênant pour l'interpolation des données quotidiennes, dans la mesure où le nombre de stations avec des données manquantes pour une même journée reste faible. En revanche, si l'on désire, dans un premier temps, réaliser des cumuls sur de plus longues périodes (comme le mois ou l'année) en vue d'une interpolation de données, il est impératif que le jeu de données de chaque station soit complet. Les données manquantes de chaque station climatique ont été remplacées par interpolation spatiale des données disponibles aux autres stations. La méthode utilisée est le krigeage ordinaire.

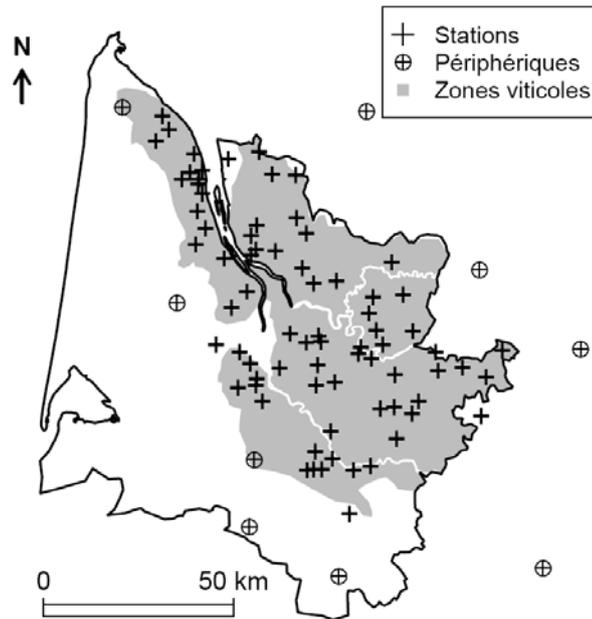


Figure 6.16 : Localisation des 85 stations climatiques utilisées pour l'étude climatique des précipitations en Gironde viticole.

3.1.2 Méthodologie cartographique

La méthode de spatialisation des cumuls de pluie utilisée ici est le krigeage ordinaire. Parmi les méthodes d'interpolation des cumuls de pluie à ces pas de temps, le krigeage est souvent utilisé et fournit de meilleurs résultats que d'autres techniques simples d'interpolation, telles que les tessellations ou les méthode gravitaires basées sur l'inverse de la distance (Dirks *et al.*, 1998 ; Nalder et Wein, 1998 ; Goovaerts, 2000). Les méthodes plus élaborées, intégrant des co-variables, fournissent cependant des estimations plus précises. Dans la plupart des cas, les éléments du relief sont utilisés en raison d'une augmentation communément constatée des cumuls de pluie en relation avec altitude, et parce que les massifs montagneux forment des barrières naturelles dont les faces exposés au vent reçoivent le plus souvent des cumuls plus élevés (Benichou et Le Breton, 1987 ; Guyot, 1997 ; Goovaerts, 2000 ; Ninyerola *et al.*, 2000 ; Daly *et al.*, 2002 ; Gyalistras, 2003).

En Gironde viticole, le relief est peu marqué et l'altitude reste inférieure à 200 m. Il est très probable que cet élément géographique ne soit pas ici déterminant pour la distribution spatiale du régime des pluies. C'est pourquoi une méthode simple d'interpolation des pluies a été utilisée.

Afin d'établir des cartes mensuelles ou pluri-mensuelles, deux stratégies ont été évaluées :

- Interpolation des données puis cumuls des cartes obtenues ;
- Cumul des données aux pluviomètres, puis interpolation.

Ces deux approches sont comparées pour l'établissement de cartes mensuelles et sur différentes périodes pluri-mensuelles : la période de végétation de la vigne, qui s'étend approximativement d'avril à septembre, la période de développement et de maturation du raisin (juillet-août-septembre) et l'année entière.

La précision des stratégies d'interpolation a été évaluée par validation croisée.

Les interpolations sont identifiées, selon le pas de temps auquel elles ont été réalisées, par les acronymes OK_j (interpolation journalière), OK_m (interpolation des cumuls mensuels), OK_e (interpolation des cumuls de la période estivale juillet-août-septembre), OK_v (interpolation des

cumuls de la période de végétation d'avril à septembre inclus) et OK_{an} (interpolation des cumuls annuels).

3.2 Résultats et discussion

3.2.1 Variabilité spatio-temporelle des précipitations

3.2.1.1 Caractéristiques globales

Avant d'aborder l'approche cartographique des cumuls de précipitations, la variabilité spatiale et temporelle des cumuls de précipitations est succinctement présentée ici.

Le régime des pluies en Gironde présente les caractéristiques suivantes :

- La pluie annuelle varie de 700 mm à 1300 mm, selon les normales enregistrées à Villenave d'Ornon (périphérie sud de la ville de Bordeaux, 44.79°N, 0.58°O). Dans 80% des cas, elle oscille entre 735 et 1100 mm (tableau 6.5). Il pleut un peu moins d'un jour sur deux en Gironde viticole, si l'on considère les données enregistrées sur un même site (tableau 6.6). Cependant, si l'on considère l'ensemble des relevés en Gironde viticole, la fréquence d'occurrence des jours de pluie est de 89%, sur la période 1994-2005.
- L'évolution saisonnière, comme pour la majeure partie des climats tempérés, est marquée par des cumuls plus élevés en hiver qu'en été. Les cumuls maximaux sont enregistrés en décembre (109 mm). On note des cumuls élevés également durant les mois d'avril et d'octobre (figure 6.17). Un tiers des précipitations annuelles est cumulé durant la période de novembre à décembre.
- Le mois de juillet est le plus sec (52 mm en moyenne) et ce de manière quasi-systématique (figure 6.17). Les étés sont marqués par une pluviométrie très variable d'une année sur l'autre (coefficient de variation de 34%).
- Durant la période de végétation de la vigne, les cumuls de pluie atteignent 402 mm en moyenne. Cette moyenne est supérieure aux limites minimales de besoin en eau de la vigne (250 mm communément admis, Galet, 2000).
- La grande variabilité interannuelle des cumuls de pluie au mois d'avril est une caractéristique singulière du climat local. Elle correspond à une période de transition, sur le plan synoptique, durant laquelle des situations de flux maritimes polaires du nord-ouest, sous conditions anticycloniques, alternent avec des flux humides atlantiques d'ouest ou des flux humides méditerranéens d'est sud-est (Jones et Davis, 2000).

Tableau 6.5 : Statistiques descriptives des cumuls de précipitation enregistrés à Villenave d'Ornon (44,79°N ; 0,58°O), période 1976-2005. CV : Coefficient de variation ; σ : écart-type ; été : période de juillet à septembre, inclus. Les données sont en mm, à l'exception du coefficient de variation.

	Eté	Avril-Sept.	An
Moyenne	186	402	932
σ	63	94	146
CV	34%	24%	16%
Min.	83	278	704
1er décile	109	289	735
1er quintile	148	321	815
Médiane	186	389	924
5ème quintile	211	468	1016
9ème décile	276	532	1098
Max.	323	621	1293

Tableau 6.6 : Jours de pluie en Gironde viticole.

	Villeneuve d'Ornon (1976-2005)	Villeneuve d'Ornon (1994-2005)	38 stations (1994-2005)
Nombre de jours de pluie	4637	1906	3887
Fréquence	42%	43%	89%

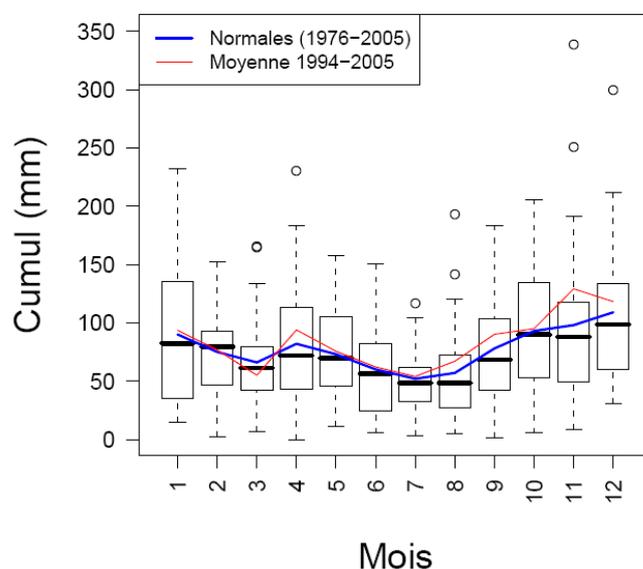


Figure 6.17 : Distributions des cumuls mensuels des précipitations à Villeneuve d'Ornon (44,79°N , 0,58°O), sur la période 1976-2005. La distribution de chaque « boîte à moustache » correspond à l'ensemble des 30 années.

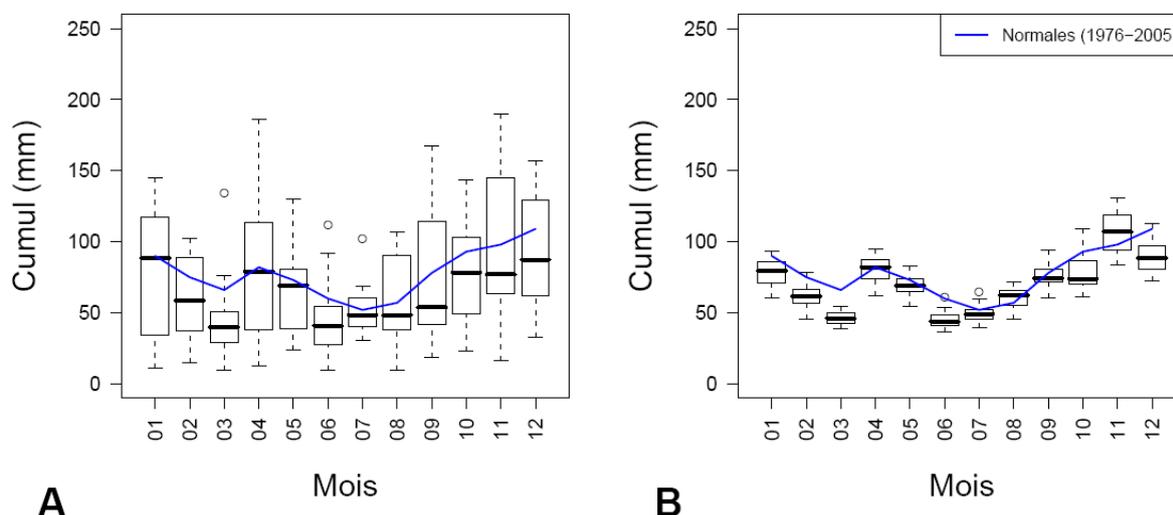


Figure 6.18 : Variabilité temporelle et spatiale : box-plots des cumuls mensuels de précipitations. A : calculés pour chaque année (1994-2005), à partir de la moyenne quotidienne de l'ensemble des stations climatiques (un individu=une année). B : calculés pour chaque station, à partir de la moyenne interannuelle (1994-2005) des cumuls quotidiens (un individu=une station).

L'évolution saisonnière des précipitations sur la période 1994-2005 est semblable à celle observée au cours de la période 1976-2005, avec toutefois de plus forts cumuls observés en fin d'année (figure 6.17). La variabilité interannuelle en octobre est moins importante et celle d'août un peu plus (figure 6.18A). On remarque par ailleurs que la distribution interannuelle

de la période 1994-2005 des cumuls mensuels ne suit pas une structure gaussienne, ce qui n'est pas surprenant, compte tenu de la durée plus réduite de la période d'étude.

La variabilité spatiale des cumuls de pluie a été évaluée en comparant les différences de cumuls mensuels moyens sur la période 1994-2005, pour 38 stations climatiques (installées depuis 1994 et situées en Gironde viticole). La différence entre variabilité spatiale et variabilité interannuelle des cumuls de précipitations est flagrante. La variabilité spatiale la plus forte est observée d'octobre à janvier. On remarque que l'espace interquartile (50% des stations climatiques) ne dépasse jamais les 40 mm (figure 6.18B).

3.2.1.2 Phénomènes locaux

Les situations orageuses sont assez fréquentes dans le sud-ouest de la France, notamment en Lot-et-Garonne, où la fréquence d'orage de grêle est élevée (Vinet, 2001). La Gironde ne fait pas exception et des situations orageuses sont fréquemment rapportées dans les bulletins climatologiques mensuels de Météo-France.

De telles situations peuvent conduire à des écarts de pluie importants. La fréquence de situation de pluies hétérogènes a été évaluée en analysant la distribution des valeurs maximales de cumuls quotidiens sur la période 1994-2005, en fonction de la proportion de stations climatiques ayant enregistré un cumul de pluie supérieur à 0 (figure 6.19).

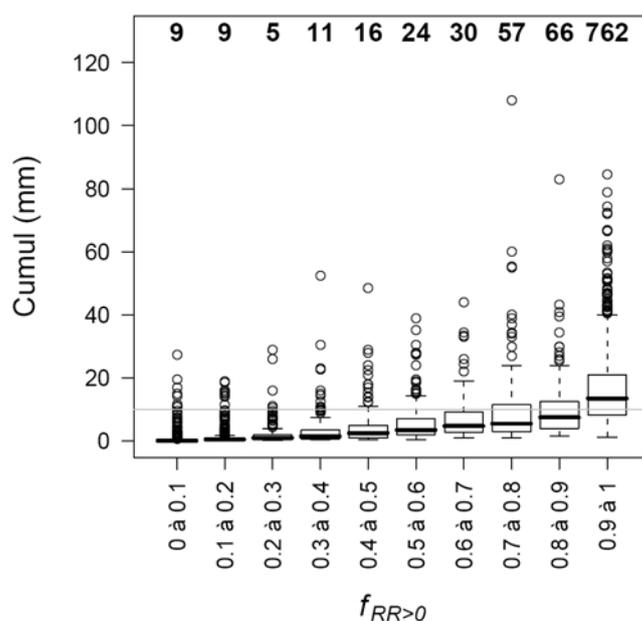


Figure 6.19 : Distributions des cumuls maximums observés pour chaque situation (période 1994-2005) en fonction de la fréquence de postes climatiques (parmi les 47), dont le cumul de pluie est supérieur à 0 mm ($f_{RR>0}$). Les chiffres au dessus de chaque « boîte à moustache » indiquent le nombre de situations pour lesquelles le cumul maximum dépasse 10 mm.

On remarque que les cumuls les plus élevés correspondent à des situations durant lesquelles toutes les stations du réseau ont enregistré une occurrence de pluie. Lorsque les précipitations sont très localisées, c'est-à-dire lorsque 10% ou moins des 38 stations climatiques enregistrent un phénomène pluvieux, aucun cumul ne dépasse 30 mm sur la période étudiée. Afin d'évaluer la fréquence d'occurrence de manière localisée des pluies assez importantes, pouvant notamment avoir un effet notable sur le bilan hydrique de la vigne, le nombre de situations pour lesquelles un cumul maximum atteint une valeur supérieure ou égale à 10 mm pour au moins un poste climatique a été calculé. On remarque que pour 50 situations de l'ensemble de la période 1994-2005, des cumuls supérieurs à 10 mm sont observés alors que plus de la moitié des stations climatiques n'a pas enregistré de cumul de pluie (figure 6.19). Si

l'on regarde la distribution saisonnière de ce type d'évènements pluvieux désignés ici par pluies « localisées », on observe qu'ils se déroulent dans la plupart des cas durant la période estivale (juillet – août), ainsi qu'au mois de mai (figure 6.20).

Ne disposant pas d'outils permettant de connaître le type de temps pour chacune de ces situations, il n'est pas possible d'indiquer si ces événements sont de type orageux ou s'il s'agit de bandes pluvieuses homogènes, ne recouvrant qu'une partie du département. Toutefois, bien que le nombre total de pluies « localisées » reste faible (deux situations par an), il rend compte de la plus forte variabilité spatiale attendue en période estivale.

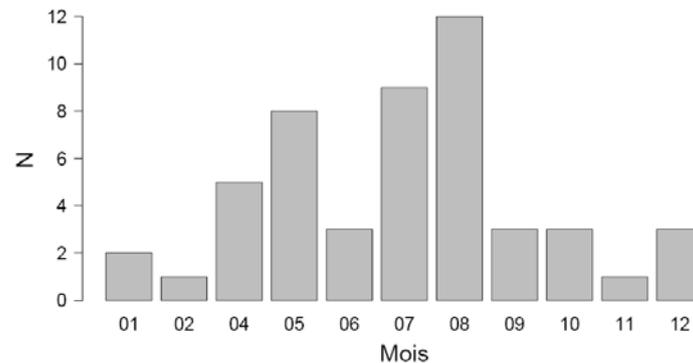


Figure 6.20 : Nombre de jours de pluie « localisées », (événement pluvieux enregistré par moins de la moitié des 38 stations climatiques, de cumul supérieur à 10 mm) selon le mois, sur la période 1994-2005.

3.2.2 Spatialisation des cumuls de pluie au pas de temps mensuel

Deux approches de spatialisation des cumuls de pluie mensuels ont été évaluées :

- L'interpolation par krigeage ordinaire des cumuls quotidiens dans un premier temps, puis cumuls des pixels de chaque carte journalière obtenue (OK_j) ;
- Les cumuls mensuels des données journalières à chaque station climatique, suivi de l'interpolation par krigeage ordinaire de ces cumuls (OK_m). Le plus faible nombre d'interpolation que requiert cette méthode (12 par an) permet d'analyser chaque variogramme, préalablement au krigeage, afin, éventuellement, de mieux réajuster le modèle à chaque situation étudiée, dans le cas où l'ajustement automatique par la méthode des moindres carrés n'aurait pas été satisfaisante.

Les données de validation croisée de chacune des deux approches ont été comparées. L'intégralité des stations climatiques disponibles pour chaque année a été utilisée, à l'exception des neuf stations périphériques, employées uniquement pour l'interpolation, et non pour la validation croisée. Le nombre de stations climatiques utilisées pour l'évaluation des deux approches de spatialisation est de 38 pour la période 1994-2001, 51 en 2002 et 76 de 2003 à 2005. Toutefois, pour chaque mois, celles dont le jeu de données n'était pas complet ont été éliminées. Ainsi selon les situations, le nombre de points utilisé varie.

La comparaison des méthodes d'interpolation a porté sur les 12 mois de la période 1994-2005, qui représente 144 situations différentes.

Les erreurs globales d'interpolation par les deux méthodes sont présentées dans le tableau 6.7. Les performances des deux approches sont presque identiques : la RMSE de chaque approche correspond à 18% des cumuls moyens mensuels. Des différences s'observent uniquement en ce qui concerne les erreurs maximales, pour lesquelles OK_m produit des écarts plus importants, et le biais. OK_m induit un léger biais (0,23 mm, soit 0,3% du cumul mensuel moyen).

Tableau 6.7 : Indicateurs statistiques globaux des cumuls mensuels de précipitation sur la période 1994-2005. RR_m : moyenne des cumuls mensuels enregistrés aux stations climatiques ; OK_m = interpolation des cumuls mensuels ; OK_j = somme des cumuls quotidiens interpolés.

	RR_m	OK_m	OK_j
Moy.	67,00	67,23	67,07
σ	44,45	42,97	42,99
Biais	-	0,23	0,07
σ_{err}	-	12,17	12,13
RMSE	-	12,17	12,13
Erreurs RMSE (%)	-	18%	18%
Médiane	-	0,46	0,29
Max.	-	81,4	78,6
Min	-	-71,2	-68,7

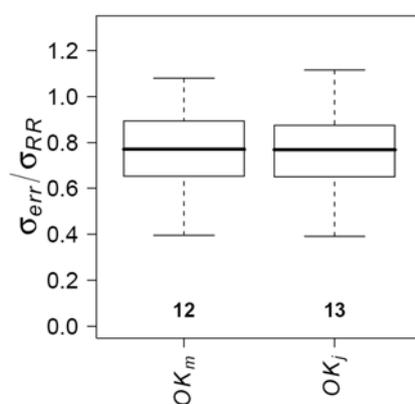


Figure 6.21 : Distribution des rapports entre écart-type de l'erreur (σ_{err}) et écart-type des cumuls pluviométriques mensuels entre les stations (σ_{RR}), pour chacune des 144 situations étudiées. OK_m = interpolation des cumuls mensuels ; OK_j = somme des cumuls quotidiens interpolés. Les nombres situés sous chaque « boîte-à-moustache » indiquent le nombre de situations pour lesquelles $\sigma_{err} / \sigma_{RR} > 1$.

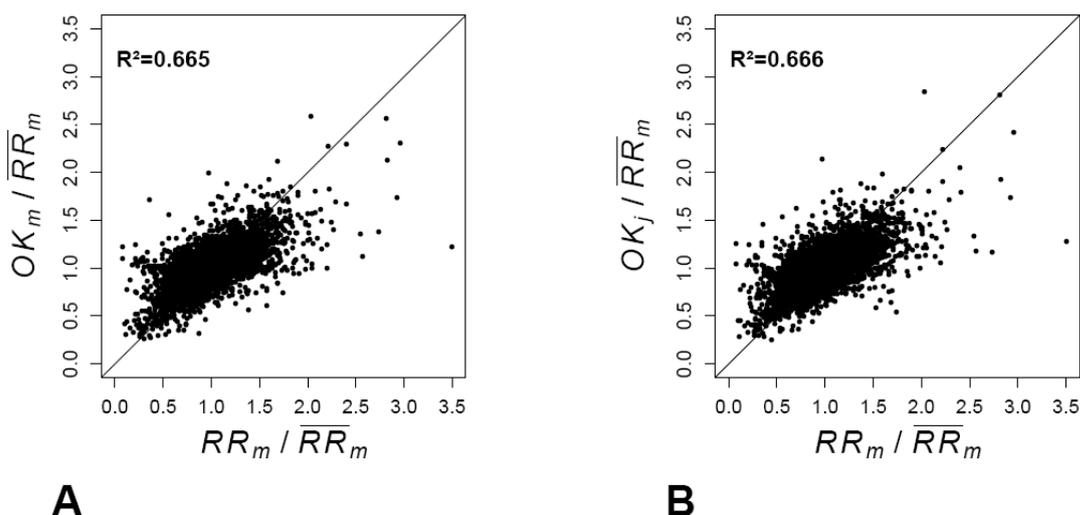


Figure 6.22 : Nuages de points des cumuls de pluie mensuels normalisés (divisés par la moyenne des observations de mensuelles aux stations climatiques, $\overline{RR_m}$). A : Cumuls mensuels estimés par krigeage (OK_m) en fonction des cumuls mensuels observés (RR_m) ; B : Sommes mensuelles des cumuls quotidiens estimés par krigeage (OK_j) en fonction des cumuls mensuels observés. R^2 indique le coefficient de détermination.

L'incertitude des méthodes reste assez importante en comparaison avec la variabilité spatiale des cumuls de pluie observés (figure 6.21). Dans plus de 75% des cas, le rapport entre écart-type des erreurs d'interpolation et écart-type spatial des cumuls enregistrés est supérieur à 0,6. Le nombre de situations pour lesquelles ce rapport est supérieur à 1 est de 12 pour OK_m et de 13 pour OK_j .

Afin d'évaluer la corrélation entre l'ensemble des cumuls prévus et mesurés, sans introduire d'amélioration due à la variabilité temporelle, les valeurs interpolées et mesurées ont été normalisées (divisées par la moyenne des cumuls enregistrés par l'ensemble des stations climatiques, pour une même situation). Les nuages de points entre cumuls mensuels spatialisés et mesurés (figure 6.22A et B) soulignent une nouvelle fois la proximité des performances des deux approches d'interpolation (OK_m et OK_j). Les corrélations entre valeurs observées et estimées indiquent que l'interpolation des cumuls pluviométriques explique environ 67% de la variance totale des écarts spatiaux mesurés, quelque soit l'approche utilisée. La dispersion le long de l'axe des abscisses d'un petit nombre de points indique l'occurrence d'erreurs d'interpolation ponctuelles élevées.

L'augmentation du nombre de stations de 2002 à 2005 n'entraîne de baisse de la RMSE pour aucune des deux approches de spatialisation étudiées (tableau 6.8). La plus basse RMSE, en proportion du cumul mensuel moyen, est obtenue pour l'année 2000 (14,2% pour OK_m et 14,3% pour OK_j), durant laquelle les données de 38 stations (plus 9 stations périphériques) étaient disponibles. A l'opposé, la RMSE la plus élevée est obtenue pour l'année 2005 (22,3% pour OK_m et 22,8% pour OK_j), durant laquelle les données de 76 stations (plus 9 périphériques) étaient disponibles. Ces résultats diffèrent des observations faites précédemment montrant que l'augmentation du nombre de postes améliore la précision de l'interpolation, avec certes un nombre initial de stations plus réduit. Creutin *et al.* (1988) ont observé une amélioration de 8% de l'interpolation par krigeage ordinaire de cumuls quotidiens, en passant de 11 à 29 relevés pluviométriques utilisés. Plusieurs hypothèses peuvent expliquer ces différences : d'une part, l'année 2005 est l'année la moins pluvieuse de la période étudiée. A l'inverse, 2000 est l'année la plus arrosée. Ainsi, on peut supposer que l'erreur d'interpolation relative est davantage dépendante des conditions climatiques annuelles que du nombre de points utilisés. Par ailleurs, il est possible que les erreurs d'interpolation soient essentiellement dues à des phénomènes pluvieux très localisés, que le maillage de stations climatiques n'arrive pas à enregistrer. Le doublement du nombre de stations entre 2000 et 2005 (passage de 38 à 76 stations) n'est pas suffisant pour enregistrer ces phénomènes. Berne *et al.*, 2004 recommandent une résolution spatiale d'une station tous les trois kilomètres carrés, pour l'application de modèles hydrologiques en zone urbaine (enregistrement de cumuls de pluie à un pas de temps de 5 minutes). En considérant que la superficie totale de la zone d'étude¹⁰ (cf. « zones viticoles », figure 6.16) recouvre environ 500000 ha, soit 5000 km², la densité du réseau de mesure est d'1 station pour 132 km² de 1994 à 2001 et d'1 station pour 66 km² de 2003 à 2005. Bien que l'échelle temporelle et spatiale de notre étude, très différente de celle de l'étude citée précédemment, rende la comparaison difficile, notons que les études hydrologiques à maille fine indiquent la présence de variations locales des phénomènes pluvieux, suggérant que les erreurs d'interpolations mensuelles obtenues ici ne soient compressibles qu'avec un maillage nettement plus dense que celui utilisé pour la thèse.

¹⁰ Les superficies des zones d'AOC sont plus réduites (2500 km², dont 1200 km² actuellement exploités). Mais ces zones sont morcelées. La « zone d'étude » ou les « zones viticoles » décrivent une superficie d'un seul bloc au sein de laquelle se situent les vignobles.

L'analyse de la distribution spatiale des RMSE, en valeur absolue (figure 6.23A) ou relative (figure 6.23B), ne laisse pas apparaître de tendance particulière : il n'existe pas de zones pour lesquelles la plus grande variabilité locale des phénomènes pluvieux réduit la précision des méthodes d'interpolation. Cela pourrait être le cas, par exemple, dans des zones sujettes à des orages plus violents et plus fréquents.

Tableau 6.8 : RMSE des deux approches de spatialisation des cumuls mensuels, pour chaque année. RR_m : moyenne des cumuls mensuels enregistrés aux stations climatiques ; OK_m = interpolation des cumuls mensuels ; OK_j = somme des cumuls quotidiens interpolés.

Année	RR_m (mm)	OK_m		OK_j	
		RMSE (mm)	RMSE (%)	RMSE (mm)	RMSE (%)
1994	85,49	14,00	16,4%	13,52	15,8%
1995	69,40	13,37	19,3%	13,32	19,2%
1996	73,32	11,68	15,9%	11,44	15,6%
1997	73,72	13,82	18,7%	13,44	18,2%
1998	67,71	12,40	18,3%	12,96	19,1%
1999	75,48	15,00	19,9%	14,97	19,8%
2000	88,69	12,60	14,2%	12,66	14,3%
2001	68,34	10,47	15,3%	10,48	15,3%
2002	57,42	10,21	17,8%	10,17	17,7%
2003	64,19	11,45	17,8%	11,33	17,7%
2004	60,36	11,85	19,6%	11,84	19,6%
2005	48,18	10,75	22,3%	10,99	22,8%

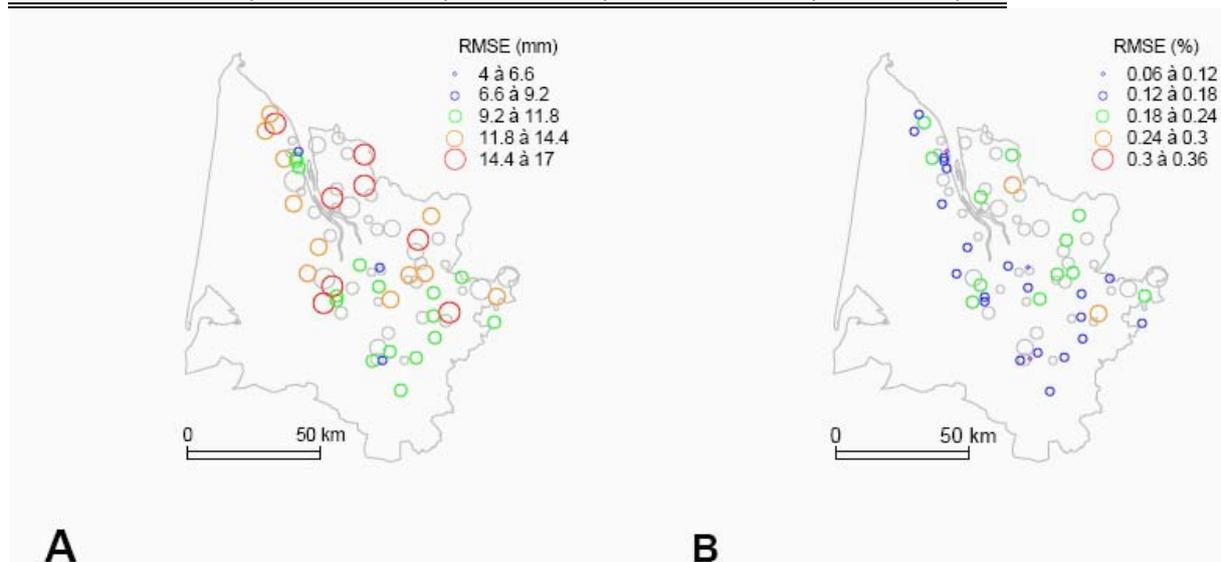


Figure 6.23 : Cartes des RMSE induites par le krigeage des cumuls mensuels des précipitations (OK_m), sur la période 1994-2005. Les cercles colorés correspondent aux stations climatiques installées depuis 1994. Les cercles gris correspondent à des stations climatiques dont le jeu de données concerne une période plus réduite.

En résumé, l'étude de la spatialisation des cumuls mensuels fait ressortir les points suivants :

- Les deux approches de spatialisation, interpolation des cumuls mensuels ou sommes mensuelles des interpolations de cumuls quotidiens, produisent des estimations avec une incertitude similaire. Cela est contraire aux attentes initiales et à certains résultats obtenus dans la littérature (Dirks *et al.*, 1998 ; Ciach et Krajewski, 2006). Une explication possible des résultats obtenus est que la structure spatiale des précipitations au pas de temps quotidien est aussi cohérente, sinon plus que celle des cumuls mensuels, qui intègrent un ensemble d'événements pluvieux de natures distinctes.

- L'augmentation récente du nombre de stations de mesure climatique n'induit pas une spatialisation plus précise des cumuls mensuels
- La distribution spatiale des erreurs d'interpolation est assez homogène.
- L'incertitude associée à la spatialisation des cumuls mensuels, par l'utilisation du krigeage ordinaire, est relativement élevée. L'écart-type des erreurs de spatialisation est souvent supérieure à 0,6 fois l'écart-type spatial des cumuls observés, pour une situation donnée. Il ne semble, par conséquent, pas pertinent de produire des cartes mensuelles des précipitations pour tenter de dégager des zones de comportement climatique homogène, car l'erreur spatiale des limites définies serait élevée.

3.2.3 Spatialisation des cumuls pluri-mensuels

Compte tenu des erreurs de spatialisation des cumuls mensuels assez élevées, la caractérisation spatiale des régimes pluviométriques à ce pas de temps est compromise. L'utilisation d'un pas de temps plus grand, pour caractériser la variabilité spatiale des champs de pluie est abordée ici.

La spatialisation des champs de pluie sur l'année, ainsi que sur deux périodes relatives au cycle de la vigne, a été analysée :

- La période d'avril à septembre, correspondant au cycle végétatif de la vigne (du débourrement aux vendanges) ;
- La période de juillet à septembre, durant laquelle s'opèrent la croissance et la maturation des raisins.

Les interpolations des cumuls de précipitations sur ces trois périodes ont été comparées aux sommes de cumuls mensuels interpolés.

Tableau 6.9 : Indicateurs statistiques globaux des cumuls annuels et pluri-mensuels de précipitation sur la période 1994-2005. RR_{an} , RR_v , RR_e = moyenne des cumuls enregistrés aux stations climatiques. OK = interpolation des cumuls. Les indices désignent la période (année : an , période de végétation : v , période estivale : e). OK_m : somme des interpolations des cumuls mensuels.

				Année		Avril - Sept.		Juil. - Sept.	
	RR_{an}	RR_v	RR_e	OK_{an}	OK_m	OK_v	OK_m	OK_e	OK_m
Moyenne	804,6	362,2	177,9	807,2	807,1	362,8	362,9	178,4	178,4
σ	159,4	89,2	53,8	143,2	144,3	80,4	81,5	47,9	48,6
Biais	-	-	-	2,6	2,5	0,6	0,7	0,5	0,5
σ_{err}	-	-	-	75,5	75,5	39,1	38,7	26,1	25,9
RMSE	-	-	-	75,5	75,5	39,1	38,6	26,1	25,8
RMSE (%)	-	-	-	9%	9%	11%	11%	15%	15%
Médiane	-	-	-	0,5	2,8	2,9	1,9	2,0	1,2
Max.	-	-	-	295,1	291,1	150,3	156,9	102,1	100,6
Min	-	-	-	-245,0	-244,1	-115,9	-115,7	-96,4	-92,3

Sur l'ensemble des 12 années étudiées, on observe un biais quasiment nul pour toutes les périodes, à l'exception de la période annuelle, pour laquelle la spatialisation induit une légère surestimation. On ne distingue pas de différence entre les performances de spatialisation des deux approches (somme des cumuls interpolés ou interpolation des cumuls). L'écart-type des erreurs et les RMSE sont très proches, voire identiques. A nouveau, le pas de temps choisi pour l'interpolation n'influe pas sur la précision de la spatialisation. Pour simplifier, seuls les incertitudes relatives à l'interpolation des cumuls par période (et non la somme des cumuls mensuels, OK_m) sont ici commentées.

La précision des interpolations spatiales change d'une année à l'autre. Les rapports entre écart-type des erreurs et l'écart-type des cumuls enregistrés ($\sigma_{err} / \sigma_{RR}$) varie de 0,53 à 1,03

selon l'année et la période étudiées (figure 6.24). L'évolution des variations interannuelles du rapport $\sigma_{err} / \sigma_{RR}$, relatives à l'interpolation des cumuls sur la période de végétation de la vigne (OK_v) et sur la période estivale (OK_e), sont similaires pour les années 1996 à 2005. Les écart-types des erreurs d' OK_v et d' OK_e sont supérieurs à 90% des écart-types des cumuls enregistrés aux pluviomètres en 1999, 2000, 2001 et 2005. Pour ces années, les cumuls interpolés et observés sont très peu ou pas corrélés (figure 6.25F, G, H, M et figure 6.26 F, G, H, M). Il ressort clairement que le krigeage ordinaire ne permet de cartographier précisément les cumuls de pluie en période de végétation de la vigne et sur la période estivale durant ces années. Le rapport $\sigma_{err} / \sigma_{RR}$ atteint des valeurs minimales de 0,53 en 1995 et en 1996 pour OK_e et de 0,58 en 1996 pour OK_v . Bien que l'incertitude d'interpolation soit légèrement supérieure à 50% de la variabilité spatiale ($\sigma_{err} / \sigma_{RR} > 0,5$), les nuages de points correspondant à ces situations indiquent que la spatialisation est assez fidèle à la réalité (figure 6.26B, C et figure 6.25C). Durant les autres années, le rapport $\sigma_{err} / \sigma_{RR}$ est plus élevé et les corrélations entre cumuls observés et prévus sont moins nettes. Seule une tendance globale se dégage.

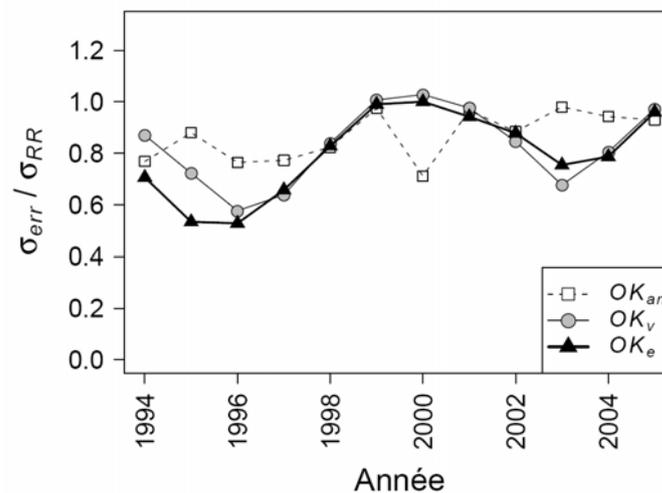


Figure 6.24 : Evolution interannuelle du rapport de l'écart des erreurs de spatialisation sur l'écart-type de cumul entre les stations climatiques. OK_{an} , OK_v , OK_e = Interpolation des cumuls sur l'année, sur la période de végétation et sur la période estivale.

Concernant l'interpolation des cumuls annuels (OK_{an}), le rapport $\sigma_{err} / \sigma_{RR}$ est varié moins d'une année sur l'autre (figure 6.24). L'incertitude de spatialisation des cumuls de précipitations annuels correspond à environ de 80% de la variabilité spatiale observée ($\sigma_{err} / \sigma_{RR} \sim 0,8$) de 1994 à 1998. Pour ces situations, valeurs prédites et observées sont corrélées significativement (figure 6.27 de A à E), mais des erreurs restent considérables, notamment pour les faibles cumuls, en 1995, 1996 et 1998. Pour les années 1999, 2001, 2002, 2003, 2004 et 2005, le rapport $\sigma_{err} / \sigma_{RR}$ varie entre 0,88 et 0,98. Bien que les corrélations entre valeurs spatialisées et cumuls aux stations climatiques soient souvent significatives pour ces situations, les écarts entre valeurs prédites et observées sont considérables : les points ne sont pas du tout alignés sur la droite « 1:1 » (figure 6.27 de F, H, I, J, K, L et M). En 2000, l'incertitude est suffisamment faible par rapport à la variabilité spatiale des cumuls de pluie ($\sigma_{err} / \sigma_{RR} = 0,71$) et la prédiction des cumuls annuels par interpolation est assez proche des cumuls observés, à l'exception de 5 points, dont les valeurs sont sous-estimées.

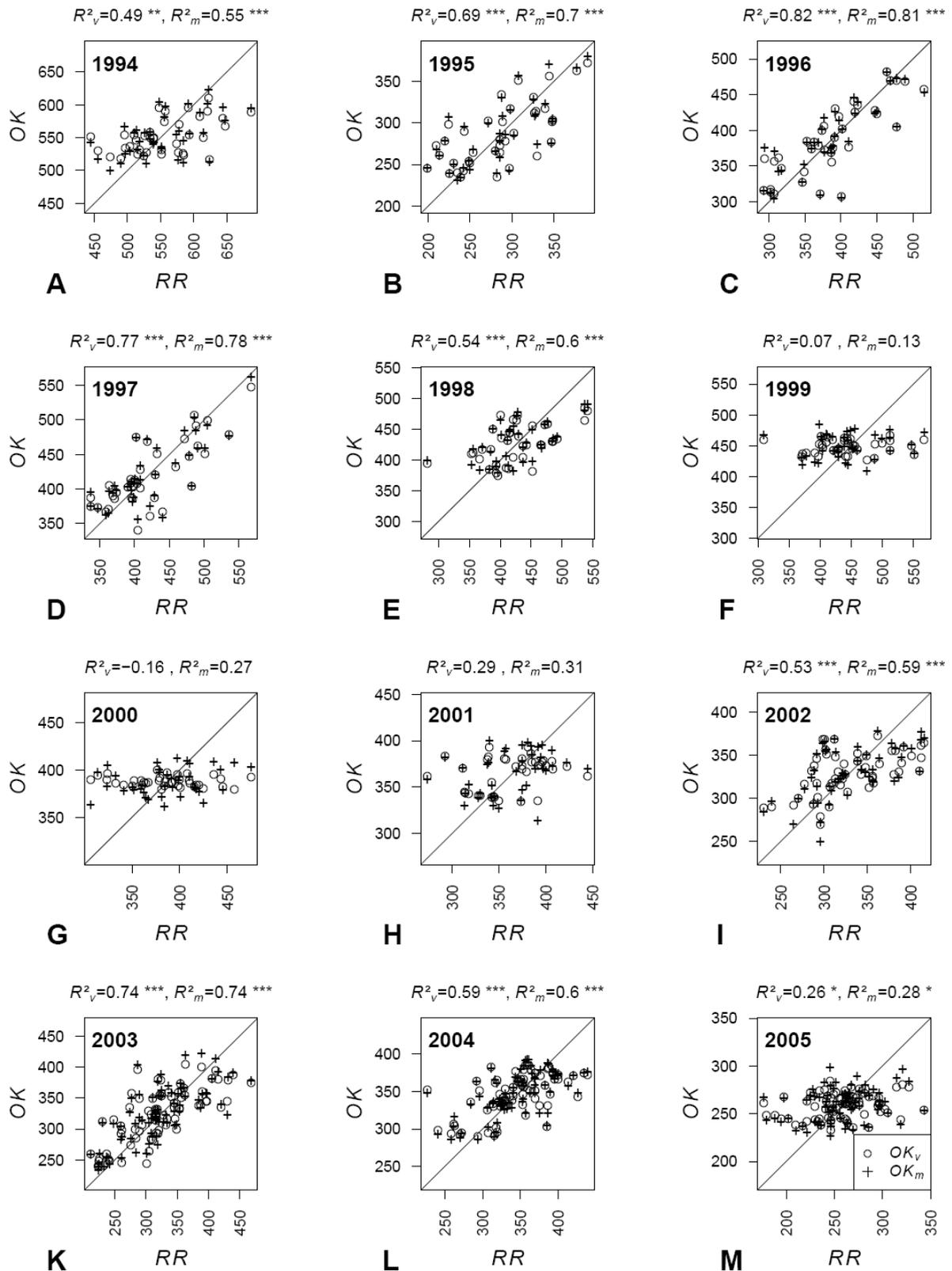


Figure 6.25 : Nuages de points entre les cumuls d'avril à septembre enregistrés aux pluviomètres et ceux obtenus par validation croisée, soit du modèle d'interpolation par krigeage des cumuls d'avril à septembre (OK_v), soit en cumulant les données issues de la validation croisée de l'interpolation par krigeage de cumuls mensuels (OK_m).

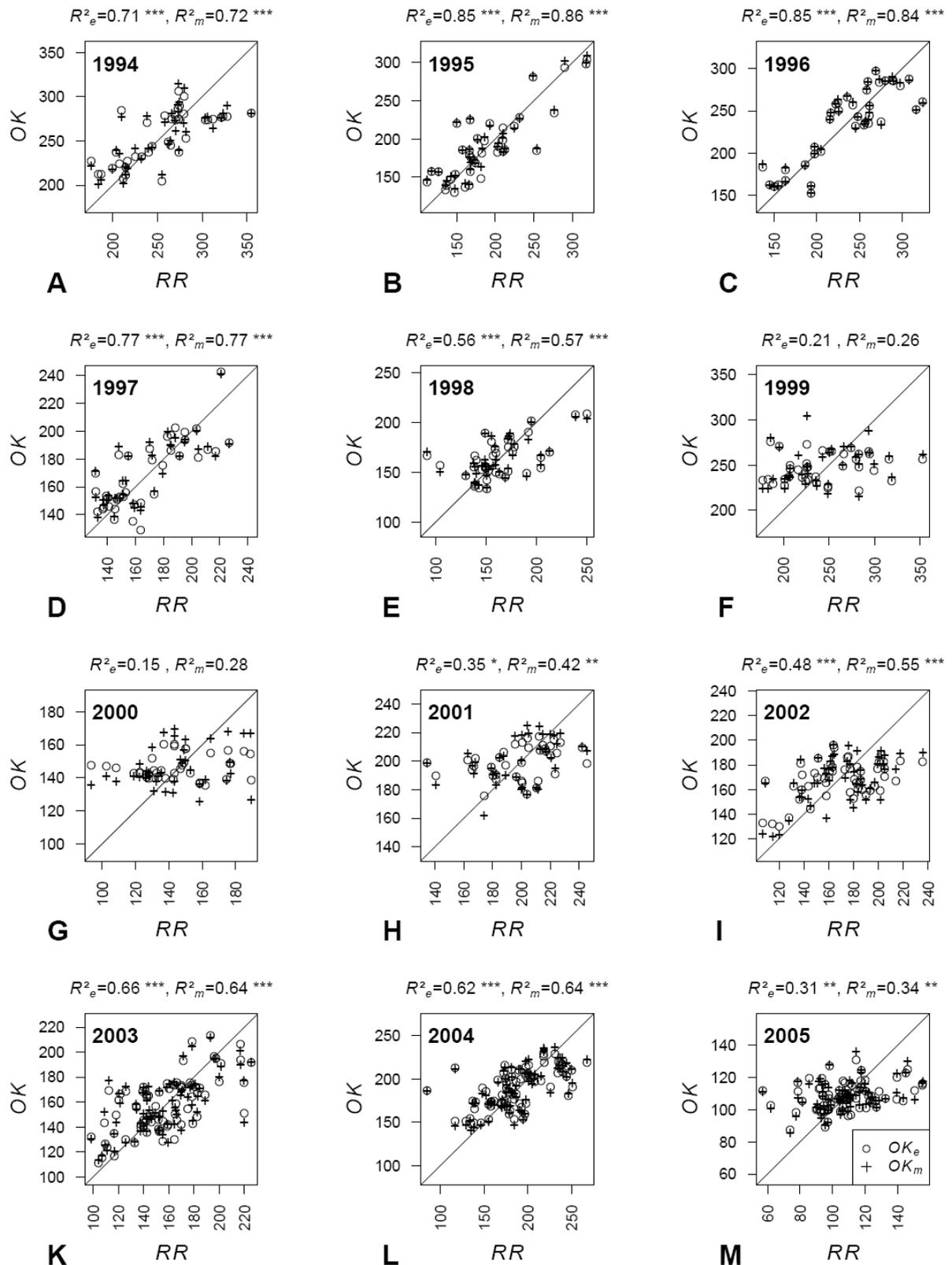


Figure 6.26 : Nuages de points entre les cumuls de juillet à septembre enregistrés aux pluviomètres et ceux obtenus par validation croisée, soit du modèle d'interpolation par krigeage des cumuls de juillet à septembre (OK_e), soit en cumulant les données issues de la validation croisée de l'interpolation par krigeage de cumuls mensuels (OK_m).

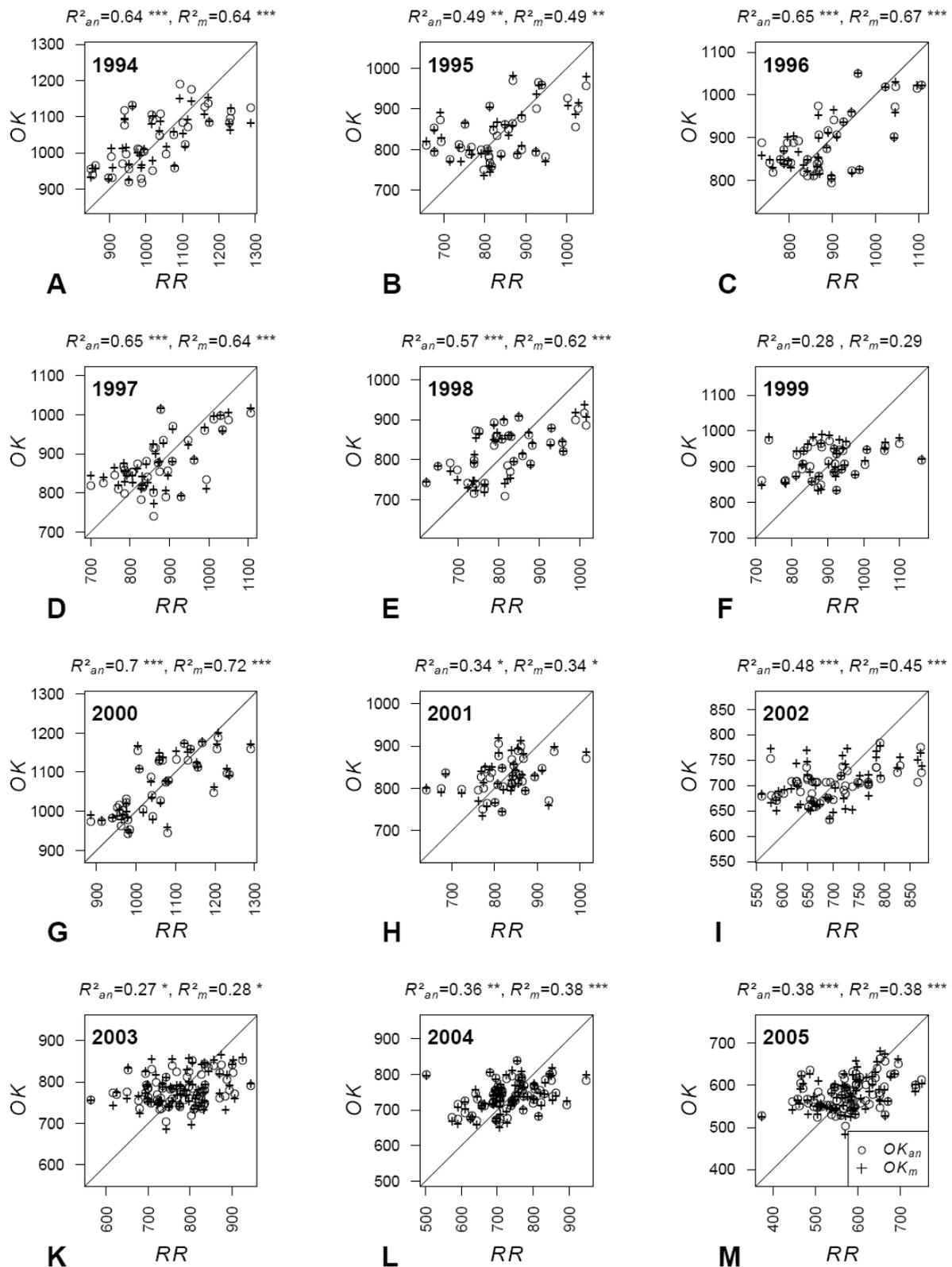


Figure 6.27 : Nuages de points entre les cumuls annuels enregistrés aux pluviomètres et ceux obtenus par validation croisée, soit du modèle d'interpolation par krigeage des cumuls annuels (OK_{an}), soit en cumulant les données issues de la validation croisée de l'interpolation par krigeage de cumuls mensuels (OK_m).

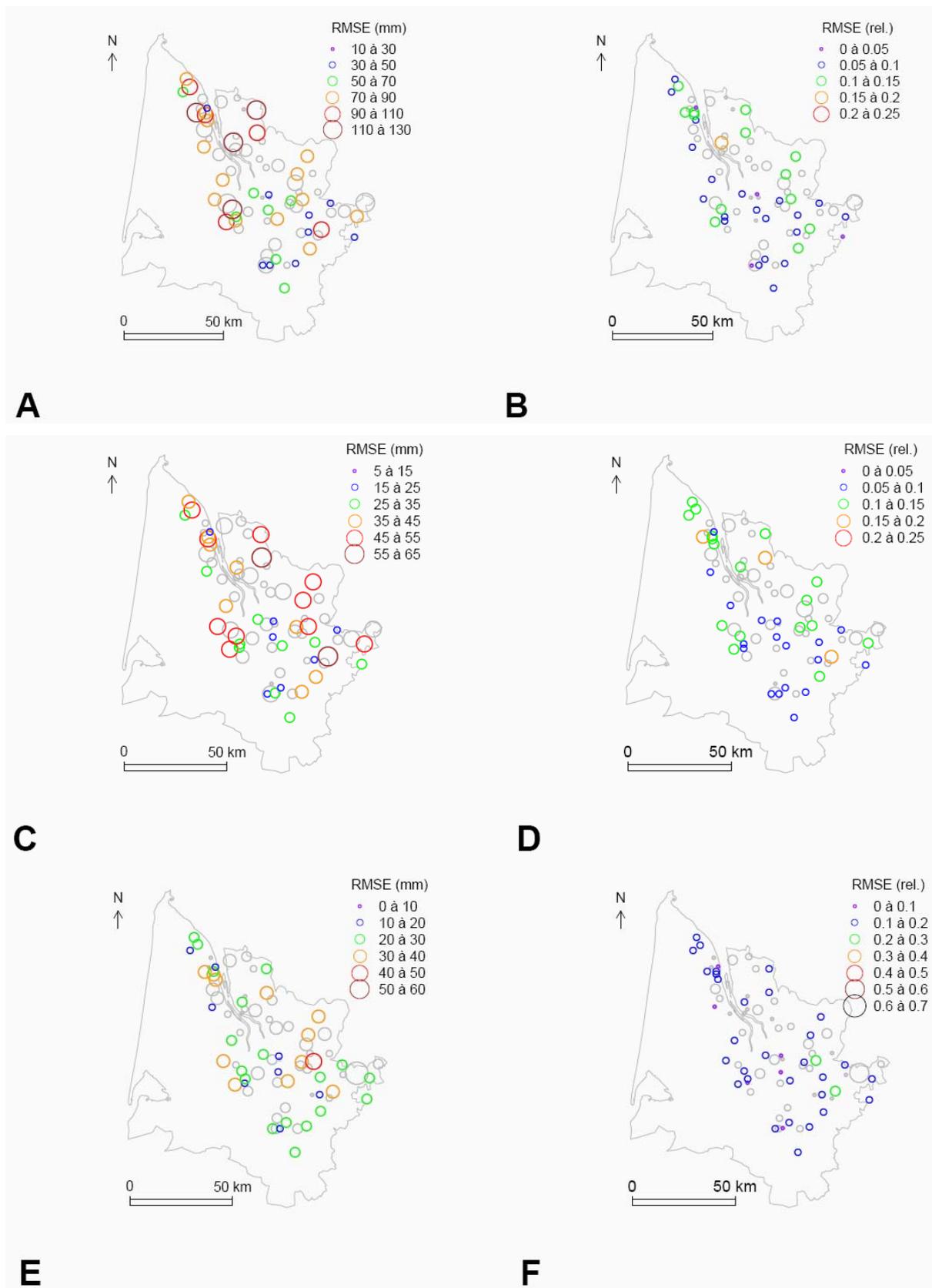


Figure 6.28 : Distribution spatiale des RMSE absolues et relatives, issues de la validation croisée du krigeage des cumuls de pluie sur différentes périodes, de 1994 à 2005. A et B : cumuls annuels (OK_{an}) ; C et D : période d'avril à septembre (OK_v) ; E et F : période de juillet à septembre (OK_e). Les cercles grisés indiquent des stations climatiques installées après 1994.

La distribution des erreurs par station ne suit pas un schéma spatial clair (figure 6.28). On constate que les RMSE sont généralement plus faibles pour les stations situées au centre et au sud de la région d'étude, notamment pour les cumuls sur les période de végétation de la vigne (OK_v , figure 6.28C et D) et pour les cumuls annuels (OK_{an} , figure 6.28A et B). Beaucoup de stations climatiques dont la RMSE est élevée, tant en proportion de la valeur moyenne du cumul qu'en valeur absolue, sont situées à la périphérie de la région d'étude.

3.2.4 Incertitude des interpolations

Les erreurs de spatialisation relativement élevées, en comparaison à la variabilité spatiale des cumuls de précipitations, ont plusieurs sources :

- Tout d'abord, la variabilité spatiale des phénomènes pluvieux, comme expliqué précédemment, peut avoir pour origine des phénomènes locaux de précipitations, qui rendent difficile la modélisation géostatistique des phénomènes étudiés.
- Deuxièmement, le processus de krigeage est extrêmement sensible à la description du phénomène spatial par le variogramme. Le choix de l'effet pépité, notamment, est crucial (Campling *et al.*, 2001). Il est possible que les modèles retenus, dont l'ajustement automatique paraissait satisfaisant, n'aient pas été appropriés dans tous les cas. Cependant, comme le rappellent Nalder et Wein (1998) ou encore Matheron (1965), le choix du modèle est une étape subjective et une analyse géostatistique poussée du phénomène spatial étudié doit être menée au préalable, afin d'ajuster les modèles de variogramme en connaissance de cause. L'approche du variogramme climatique, qui consiste à paramétrer le modèle choisi en fonction de facteurs empiriques ajustés sur les caractéristiques spatio-temporelle du climat dans la région d'étude, va en ce sens. Toutefois, la sensibilité du krigeage au modèle de variogramme choisi n'est pas toujours prévisible par l'étude seule du variogramme expérimental. A titre d'exemple, deux situations de cumuls de précipitations sur la période d'avril à septembre sont présentées. Les variogrammes expérimentaux en 1998 et en 2003 évoquent des modèles de distribution spatiale similaire, pour laquelle la portée est d'environ 70 km (figure 6.29). Néanmoins, l'effet pépité attribué au modèle diffère pour les deux situations. Rien n'indique que le choix de l'effet pépité réalisé en 1998 (figure 6.29A) n'ait pas été pertinent, même s'il est légèrement supérieur à la semi-variance du deuxième point du variogramme expérimental. Le choix d'un modèle différent aurait peut-être amélioré l'interpolation dans ce cas précis (qui fournit par ailleurs des erreurs assez importantes). Cependant, l'étude géostatistique fine des champs de pluie en Gironde viticole s'écartait de l'objet de la présente étude.
- Enfin, le jeu de données utilisé a été sujet à de nombreuses vérifications, d'une part au cours d'études préliminaires à ce travail et également en amont par les services qui ont mis ces données à disposition pour la réalisation de cette étude. Toutefois, certaines données aberrantes sont difficiles à identifier, compte tenu, notamment, de l'hétérogénéité spatiale des précipitations : il est donc possible, bien que peu probable, que certaines d'entre elles n'aient pas été éliminées du jeu de données utilisé.

Plusieurs études conduites sur des superficies plus larges mentionnent des erreurs en valeurs relative ou absolue similaires à celles obtenues ici (Hevesi *et al.*, 1992 ; Thornton *et al.*, 1997 ; Dirks *et al.*, 1998 ; Goovaerts, 1999). Parmi celles-ci, presque toutes s'appuient sur des méthodes d'interpolation plus complexes, intégrant soit l'effet du relief ou encore le calcul de probabilité d'occurrence des précipitations. Il serait certainement intéressant d'utiliser ces approches pour permettre une spatialisation plus précise des champs de pluie.

Parmi les études scientifiques visant à comparer des méthodes d'interpolation des variables climatiques, peu d'entre elles développent une approche critique quant à la possibilité

d'utiliser les techniques présentées pour mettre en évidence de manière précise la variabilité spatiale de la zone étudiée. La RMSE (exprimée en mm ou en pourcent de la valeur moyenne de la variable étudiée) ou la MAE (moyenne des erreurs absolues), sont souvent utilisées pour comparer la performance de différentes méthodes d'interpolation. Il semble cependant plus pertinent de comparer l'erreur à la variabilité spatiale du phénomène échantillonné, afin d'avoir une indication de la capacité de la méthode d'interpolation à identifier de manière fiable les variations dans l'espace des variables climatiques étudiées.

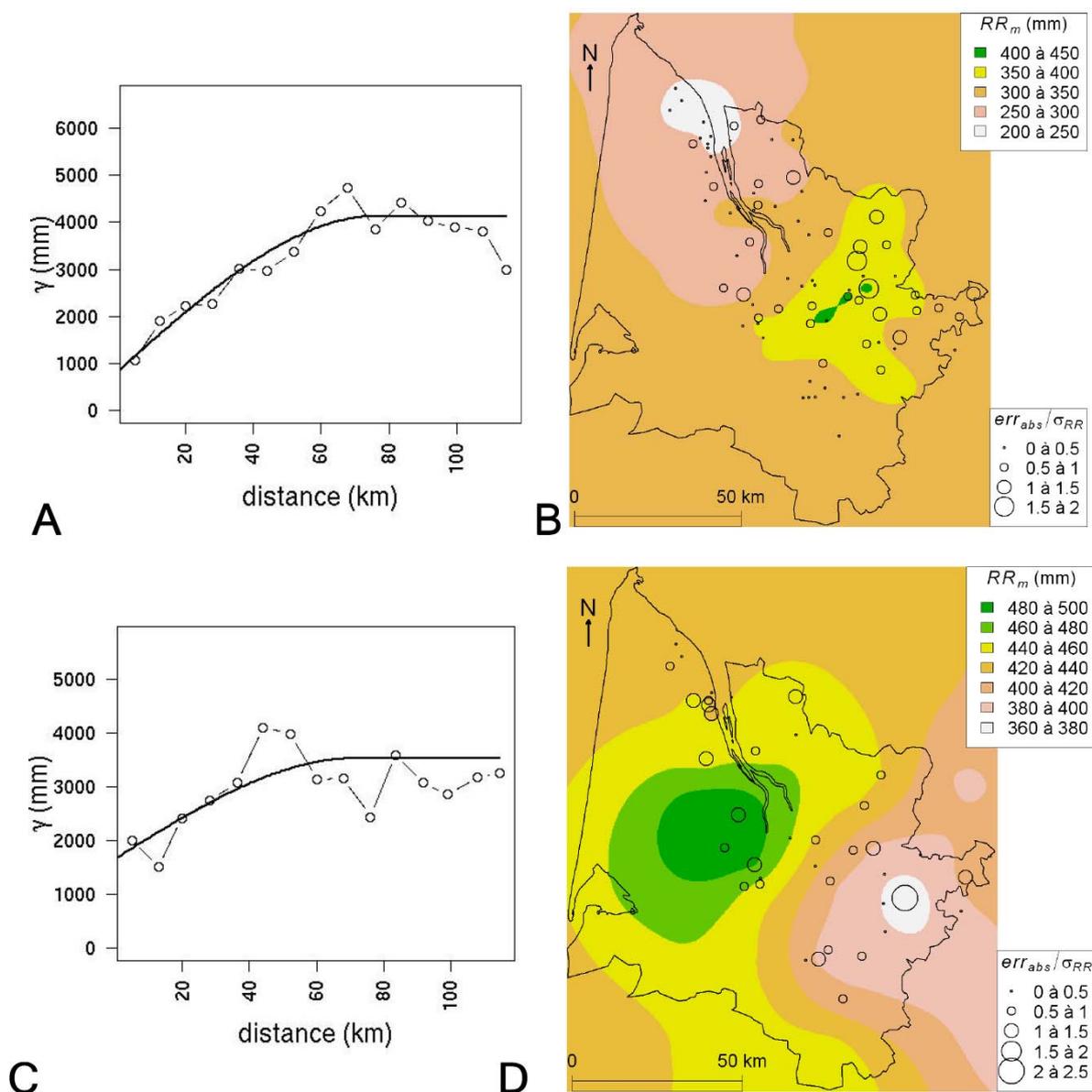


Figure 6.29 : Exemples de couples variogramme – krigeage pour l'interpolation de cumuls de pluies sur la période avril-septembre. A et B : variogramme et carte issus du krigeage pour l'année 2003 ; C et D : variogramme et carte issus du krigeage pour l'année 1998. err_{abs}/σ_{RR} : rapport entre l'erreur d'interpolation (en valeur absolue) observée par validation croisé divisé par l'écart type des écarts de cumuls pluie de la région d'étude. RR_m : cumuls sur la période avril-septembre.

3.2.5 Caractérisation de la variabilité spatiale par cartographie

En dépit de l'incertitude d'interpolation assez élevée, la cartographie permet de distinguer les grandes tendances spatiales de manière synthétique, pour une région étudiée. A titre indicatif,

des cartes obtenues par krigeage des précipitations moyennes sur la période 1994-2005 des cumuls de juillet à septembre (période estivale), d’avril à septembre (cycle végétatif de la vigne), et sur l’ensemble de l’année sont présentés ici (figure 6.30). Afin de faciliter la description des différentes cartes, la Gironde viticole a été divisée en 5 sous-régions, désignées par les chiffres romains de I à V, regroupant plusieurs zones d’appellation (tableau 6.10).

Tableau 6.10 : Cinq régions viticoles de la Gironde et zones d’AOC correspondantes.

Region	Appellations d’Origines Contrôlées
I “Médoc”	Bordeaux ; Bordeaux Supérieur ; Haut-Médoc ; Listrac ; Margaux ; Médoc ; Moulis ; Pauillac ; Saint-Estèphe ; Saint-Julien
II “Graves”	Barsac ; Bordeaux ; Bordeaux Supérieur ; Cérons ; Graves ; Graves Supérieures ; Pessac-Léognan ; Sauternes
III “Entre-Deux-Mers”	Bordeaux ; Bordeaux Supérieur ; Côtes de Bordeaux ; Saint-Macaire ; Entre-Deux-Mers ; Haut-Bénauge ; Graves-de-Vayres ; Loupiac ; Premières Côtes de Bordeaux ; Cadillac ; Sainte-Croix-du-Mont ; Sainte-Foy Bordeaux
IV “Libournais”	Bordeaux ; Bordeaux Supérieur ; Côtes de Francs ; Côtes de Castillon ; Lalande de Pomerol ; Lussac Saint-Emilion ; Montagne Saint-Emilion ; Pomerol ; Puisseguin Saint-Emilion ; Saint-Emilion ; Saint-Georges Saint-Emilion
V “Blayais”	Blaye ; Blayais ; Bordeaux ; Bordeaux Supérieur ; Canon Fronsac ; Côtes de Bourg ; Fronsac ; Premières Côtes de Blaye ; Côtes de Blaye

La zone de Gironde dont les cumuls de précipitation sont les plus élevés en période estivale (figure 6.30A), végétative (figure 6.30C) et sur toute l’année (figure 6.30E) est la région des Graves (région II), et plus particulièrement la zone de Pessac-Léognan et la partie occidentale des Graves, durant l’été et la période d’avril à septembre.

Le Médoc (région I) est caractérisé par de faibles cumuls durant les périodes végétative et estivale. En revanche cette région apparaît comme une région relativement pluvieuse sur l’ensemble de l’année. Cela indique l’occurrence de cumuls de précipitations plus élevés en automne et en hiver.

La partie orientale de la région Entre-Deux-Mers (région III) reçoit des faibles cumuls de pluie, et ce pour chacune des 3 périodes. Si l’on considère l’ensemble de l’année, c’est la zone viticole la plus sèche (750 à 810 mm de précipitations annuelles, en moyenne).

Le Libournais (IV) et le Blayais (V) reçoivent des cumuls moyennement élevés. La partie orientale du Libournais est caractérisée par de plus faibles cumuls annuels.

Il n’est pas pertinent d’aller plus loin dans la description spatiale des cumuls de pluie moyens enregistrés sur la période 1994-2005. Tout d’abord parce que le coefficient de variation interannuel est de l’ordre des écarts spatiaux maximum observés, pour chacune des 3 périodes de cumul (figure 6.30B, D et F). Ensuite, parce que l’erreur d’interpolation est considérable, et ne permet pas de caractériser de manière fine la variabilité spatiale des cumuls de pluie.

Compte tenu de la variation interannuelle aussi élevée (voire plus élevée) que les écarts maximaux mis en évidence sur les cartes de valeurs moyenne de cumuls, on ne peut savoir si les écarts relatifs entre les régions se maintiennent d’une année sur l’autre, ou s’ils ne sont le fait que de quelques années sur la période 1994-2005 pour lesquelles les différences spatiales de cumuls de pluie étaient très élevées.

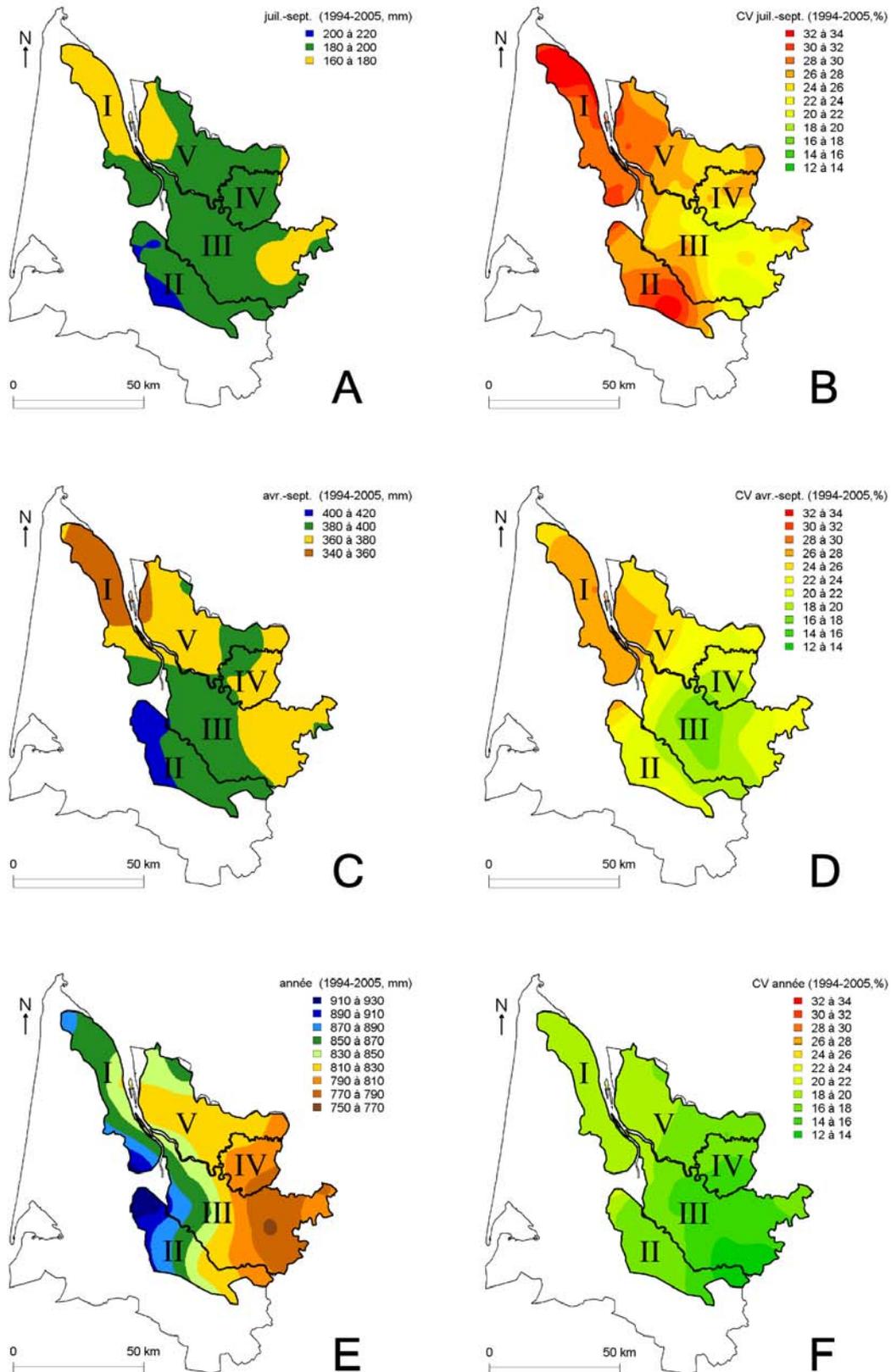


Figure 6.30 : Cartes des cumuls moyens des précipitations (RR , cartes A, D, E) et des coefficients de variations interannuels correspondants (CV_{RR} , cartes B, D, F), pour les années 1994 à 2005, en Gironde viticole. A et B : période estivale (juillet à septembre) ; C et D : période de végétation de la vigne (avril à septembre) ; E et F : cumuls annuels. Les échelles des cartes B, D et F (coefficients de variation) sont identiques.

Afin d'évaluer si les écarts relatifs entre les zones viticoles de Gironde se maintiennent d'une année sur l'autre, un zonage par classification relative a été réalisé :

- Pour chaque année, l'ensemble des données spatialisées (pixels de 250 m) de cumuls de pluie est partitionné en 5 classes d'intervalles réguliers. On attribue une valeur de 1 à 5 pour chacune de ces classes (rangs), 1 signifiant un cumul faible, et 5 un cumul élevé. Douze cartes de classement relatif sont ainsi obtenues (une pour chaque année de la période 1994-2005).
- Pour chaque pixel, on calcule ensuite l'écart-type des valeurs de classement relatif entre les 12 années (valeur de 1 à 5). Un écart-type trop élevé indique un classement trop variable d'une année sur l'autre pour permettre une caractérisation de ce pixel en fonction des cumuls de précipitations qu'il reçoit. Le seuil choisi au delà duquel l'écart-type est jugé trop élevé est 1. Les pixels dont l'écart-type de la classe moyenne sur 12 ans excède ce seuil ne sont donc pas classés.
- La classe attribuée aux pixels dont l'écart-type est inférieur ou égal à 1 est calculée en arrondissant la moyenne des classes obtenues chaque année. Les pixels sont alors identifiés selon leur classement relatif moyen, relatif à leur régime des pluies, sur la période 1994-2005 : 1 « Très sec », 2 : « Sec », 3 : « Moyen », 4 : « Humide », 5 : « Très humide ».

La comparaison des cartes de classement relatifs avant élimination des zones pour lesquelles l'écart-type des valeurs de classe était supérieur à 1 (figure 6.31A, C et E) et des cartes après élimination de ces zones (figure 6.31B, D et F) souligne la différence de répartition spatiale des cumuls de pluie d'une année sur l'autre : une surface importante des cartes de zonage pluviométrique n'est pas classifiable (écart-type de la classe supérieure à 1). On remarque que les écarts relatifs entre les différentes zones viticoles de Gironde se maintiennent davantage d'une année sur l'autre si l'on considère les cumuls annuels que si l'on considère les cumuls sur les périodes estivales et de végétation de la vigne.

La distribution spatiale des cumuls de pluie en été varie énormément d'une année sur l'autre, ce qui conduit à homogénéiser le classement relatif des différentes zones (figure 6.31A). Il n'est donc pas possible (à l'exception de zones très localisées), d'identifier une structure spatiale récurrente, pour cette période (figure 6.31B).

Pour la période de végétation de la vigne (avril-septembre), seules quelques zones présentent un classement relatif qui se maintient d'une année sur l'autre (figure 6.31D) : la partie nord de la zone des Graves (II), qui correspond à l'AOC Pessac-Léognan apparaît comme une zone relativement humide et ce de manière quasi systématique. C'est également le cas d'une petite partie de l'Entre-Deux-Mers (III) ouest, où se situe notamment la majeure partie de l'appellation Première Côtes de Bordeaux. Le reste de la partie occidentale de l'Entre-Deux-Mers, ainsi que le sud de la région Blayais (V), où se situe la petite zone viticole du Fronsadais, ressortent comme des régions moyennement arrosées. Enfin, le Médoc (I) septentrional est caractérisé comme une région systématiquement plus sèche que les autres. Notons que, comme pour la période estivale, les zones dont le classement était trop variable pour permettre une caractérisation fiable du régime de pluie sont pour la plupart des zones classées en cumul « moyen » (figure 6.31C et D).

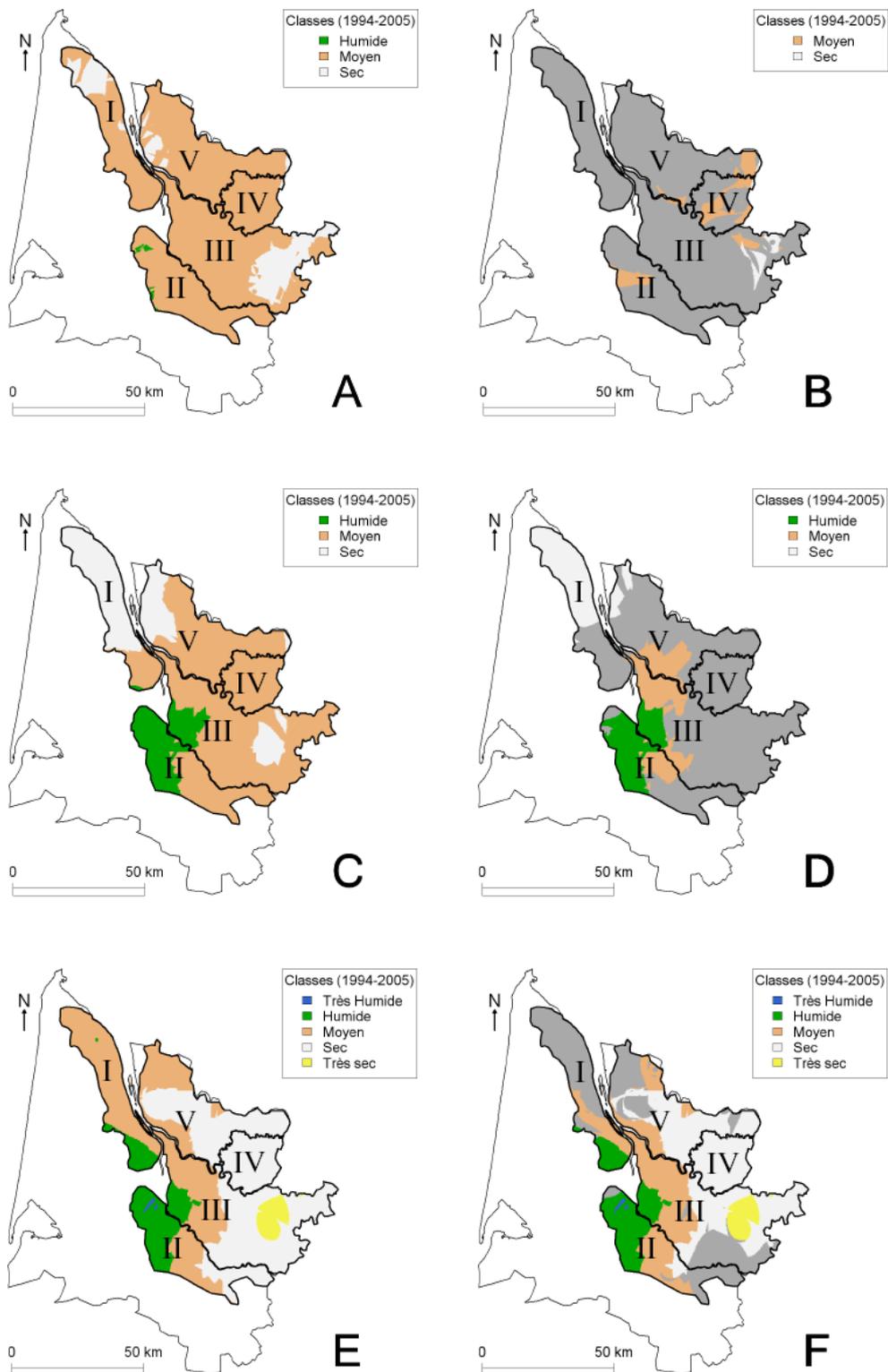


Figure 6.31 : Zonage de la Gironde viticole, en fonction des cumuls de pluie reçus chaque année de la période 1994-2005, sans (A, C et E) ou avec (B, D et F) élimination des zones dont le classement relatif varie fortement d'une année sur l'autre. Les zones « non-classées » ont été grisées. A et B : période estivale (juillet à septembre) ; C et D : période de végétation de la vigne (avril à septembre) ; E et F : cumuls annuels.

Le zonage concernant les cumuls de pluie sur l'année indique une plus grande stabilité interannuelle des classements relatifs : le Médoc septentrional et les zones au sud des régions II et III sont les seules surfaces dont la classe relative varie fortement d'une année sur l'autre (figure 6.31F). Le zonage fait clairement apparaître un gradient est-ouest de pluviosité croissante, suggérant un effet de la proximité à l'Océan atlantique. La zone de Pessac-Léognan ainsi qu'une petite partie de l'Entre-Deux-Mers (III) ouest et la partie sud du Médoc (I) apparaissent comme des zones « humides ». La partie orientale du Blayais (V) le Libournais (IV) et la partie orientale de l'Entre-Deux-Mers sont classées comme des régions relativement peu arrosées (classes « Sec » voire « Très sec », pour une partie de l'Entre-Deux-Mers).

4 Conclusions

L'étude de la variabilité spatiale des précipitations à méso-échelle, basée sur la spatialisation des cumuls de pluie à différents pas de temps, est sujette à diverses contraintes.

- Les variations très localisées des champs de pluie quotidiens limitent la capacité des réseaux des pluviomètres, s'ils ne sont pas suffisamment denses, à rendre compte de la structure spatiale de la pluviosité.
- L'image radar semble a priori une alternative intéressante pour contourner ce problème. Toutefois, les limites inhérentes à la technologie radar induisent d'autres sources d'erreurs. Bien que son utilisation améliore légèrement la spatialisation des champs de pluie quotidiens, elle peut induire une incertitude supplémentaire, notamment pour des situations de faibles précipitations, ou encore lorsque les nuages précipitants sont situés à basse altitude et que le faisceau radar passe au dessus de la limite à laquelle se forment les hydrométéores.
- A l'échelle mésoclimatique, du moins dans les conditions de cette étude, les champs de pluie s'homogénéisent et les différences spatiales sont réduites. Cette contrainte implique donc que la spatialisation des champs de pluie soit associée à une incertitude suffisamment faible pour permettre d'établir des cartes fidèle à la réalité.

Les techniques d'interpolation spatiale des cumuls de précipitations évaluées ici n'ont pas permis de réduire suffisamment l'incertitude pour permettre d'établir des cartes précises. Toutefois, parmi les résultats de cette étude, certains méritent d'être soulignés :

- La combinaison de lames d'eau obtenues par traitement des images radar (lame d'eau HYDRAM) avec les mesures aux pluviomètres, par une méthode simple de correction locale, permet d'améliorer l'interpolation des cumuls de pluie quotidiens.
- La précision des différentes techniques d'interpolation des précipitations journalières, dépend davantage du type de situation que de la méthode utilisée.
- L'incertitude de la spatialisation par krigeage des cumuls de précipitations mensuels, réalisée soit en calculant la somme de champs de pluie interpolés quotidiennement, soit en interpolant des cumuls mensuels, reste la même. Il en va de même pour les cumuls annuels spatialisés à partir d'interpolations mensuelles ou annuelles.
- Parmi les différents indicateurs statistiques étudiés, le rapport entre l'écart-type des erreurs et l'écart-type de l'échantillon, pour une même situation, est apparu comme un indicateur pertinent pour évaluer la capacité d'une technique d'interpolation à rendre compte de la structure spatiale de la variable étudiée.
- Bien que les erreurs liées aux interpolations des cumuls de pluie à différents pas de temps soit importante, les cartographies établies permettent de mettre en évidence quelques caractéristiques spatiales des précipitations en Gironde viticole : le nord du

Médoc viticole est la région la moins arrosée du département, durant la période de végétation de la vigne, et ce de manière récurrente. La région de Pessac-Léognan est celle qui reçoit le plus de pluie. On observe un gradient est-ouest de pluviosité croissante si l'on considère l'intégralité de l'année. Durant les périodes estivales, la structure spatiale des précipitations varie trop d'une année à l'autre pour permettre d'identifier des zones distinctes quant au régime des pluies, sur une période de seulement 12 années.

L'impact des différences de cumuls durant la période de végétation sur le développement de la vigne et la maturation du raisin est difficile à commenter, dans la mesure où c'est la d'abord la manière dont ces différences s'établissent dans le temps qui va jouer sur le bilan hydrique de la vigne. Par ailleurs, en Gironde viticole, la quantité de précipitations reçues durant la période de végétation est suffisante pour permettre à la vigne de croître et de produire du raisin de cuve. En revanche, durant l'été, les différences de régime hydriques induites par la nature du sol, mais également par la distribution spatiale des précipitations sont de nature à jouer un rôle crucial pour la maturation du raisin, même si, comme cela a été montré dans ce chapitre, il n'est pas possible d'identifier de structure spatiale récurrente concernant les précipitations estivales en Gironde viticole.

Dans la mesure où le calcul du bilan hydrique est fortement dépendant des précipitations, il est possible qu'aucune tendance spatiale ne puisse également être établie concernant les indices de sortie des modèles de bilan hydrique spatialisés. Cet aspect est étudié au chapitre suivant.

Chapitre 7

Bilan hydrique

1 Introduction

Le régime hydrique de la vigne joue un rôle essentiel sur le développement végétatif de la vigne et sur la maturation du raisin. Le déficit hydrique réduit la production végétative (Matthews *et al.*, 1987 ; Souza *et al.*, 2005). Dans la plupart des cas, un déficit modéré est favorable à la maturation du raisin : il induit l'arrêt de croissance des rameaux (Van Leeuwen et Seguin, 1994) au profit de la teneur en sucre des baies (Koundouras *et al.*, 2006) Matthews et Anderson, 1988), et augmente la production de polyphénols (Matthews et Anderson, 1988 ; Chone *et al.*, 2001a ; Tregoat *et al.*, 2002). L'étude du régime hydrique de la vigne peut être faite par diverses approches :

- La mesure de l'état hydrique de la plante à la parcelle, notamment par la mesure du potentiel foliaire (Chone *et al.*, 2001b) ;
- L'estimation de l'état hydrique de la plante ou de la parcelle par télédétection (Montero *et al.*, 1999 ; Flexas *et al.*, 2002 ; Dobrowski *et al.*, 2005) ;
- La mesure de l'état hydrique du sol en utilisant des sondes de type TDR (*Time reflectory domain*), des sondes à neutrons (Pellegrino *et al.*, 2004 ; Sousa *et al.*, 2006) ;
- La mesure du $\delta^{13}\text{C}$ dans les sucres solubles de la baie de raisin, qui permet d'évaluer le déficit hydrique sur l'ensemble de la période de maturation (Gaudillere *et al.*, 2002) ;
- La modélisation du bilan hydrique à la parcelle, à partir des paramètres climatiques enregistrés (Riou *et al.*, 1994 ; Sene, 1996 ; Giorgessi *et al.*, 2001 ; Lebon *et al.*, 2003).

La modélisation du bilan hydrique présente l'avantage de permettre de réaliser facilement des simulations pour différentes conditions pédologiques et climatiques. Cette approche s'adapte bien à l'étude mésoclimatique, pour laquelle la caractérisation de la variabilité spatiale du régime hydrique doit être réalisée sur une grande superficie, limitant l'application des autres techniques, qui sont notamment sensibles aux variations locales du type de sol et nécessitent une main d'œuvre importante. Parmi les différents modèles de bilan hydrique, plus ou moins élaborés, développés en viticulture le modèle de Lebon *et al.* (2003) a été développé et validé pour des vignobles en système de conduite vertical palissé, et permet une représentation assez fidèle de l'état hydrique de la plante à la parcelle, dans la mesure où la réserve utile du sol est bien caractérisée. Ce modèle a été utilisé dans le cadre de la présente étude.

Comme cela a déjà été précisé, le bilan hydrique nécessite un calcul au pas de temps quotidien. La spatialisation du bilan hydrique peut être envisagée par deux approches :

- La spatialisation des données climatiques d'entrée au pas de temps quotidien, puis le calcul du modèle en tout point (pixel) des cartes obtenues ;
- Le calcul du bilan hydrique à chaque point de mesure des données climatiques d'entrée, c'est-à-dire pour chaque station climatique, puis l'interpolation des sorties du modèle de bilan hydrique.

Dans ce chapitre, ces deux stratégies d'interpolation sont présentées. La propagation d'erreur des différents processus d'interpolation des paramètres climatiques d'entrée du modèle de bilan hydrique est évaluée, et comparée à l'incertitude produite par l'interpolation par

krigeage d'un indice de sortie du modèle renseignant sur le déficit hydrique subi par la vigne durant la phase de maturation du raisin.

2 Méthodes

2.1 Modèle de bilan hydrique du vignoble

Le modèle de bilan hydrique utilisé est adapté du modèle de Lebon *et al.* (2003). Il décrit au pas de temps quotidien la quantité d'eau dans le sol accessible à la vigne (ASW pour *Available Soil Water*). Le sol est considéré comme un seul réservoir. Ce modèle s'appuie sur un partitionnement de l'évapotranspiration en transpiration de la vigne et évaporation du sol superficielle :

$$ASW_j = \left\{ \begin{array}{l} ASW_{j-1} + RR_j - E_j - T_j ; 0 < ASW_j < TTSW \\ TTSW ; ASW_j \geq TTSW \\ 0 ; ASW_j \leq 0 \end{array} \right\} \quad (53)$$

où ASW_j est la quantité d'eau dans le sol transpirable par la vigne au jour j (*Transpirable Soil Water*), ASW_{j-1} est la quantité d'eau restante dans le sol et accessible pour les racines du jour précédent, RR_j est l'eau apportée par les précipitations, E_j l'évaporation du sol, T_j la transpiration de la vigne et $TTSW$ la quantité maximale que le sol peut contenir, transpirable par la vigne (réserve utile du sol, pour la vigne). Toutes ces valeurs sont exprimées en mm. La transpiration de la vigne est estimée en fonction de l'évapotranspiration potentielle, du rayonnement incident et de la régulation stomatique (Riou *et al.*, 1994 ; Lebon *et al.*, 2003) :

$$T_j = \frac{g_{s,j}}{g_{\max}} k_j ET_{0,j} \quad (54)$$

où $ET_{0,j}$ désigne l'évapotranspiration potentielle quotidienne (en mm), k_j est la proportion du rayonnement solaire incident intercepté par la surface foliaire, $g_{s,j}$ est la conductance stomatique de la vigne au jour j et $g_{s,\max}$ est la conductance stomatique maximale. Ces deux valeurs sont exprimées en $\text{mmol m}^{-1} \text{s}^{-2}$. Le rapport de ces deux valeurs évolue en fonction de la teneur en eau du sol transpirable par la vigne :

$$\frac{g_{s,j}}{g_{s,\max}} = 1 - e^{-5FTSW} - e^{-5} \quad (55)$$

où $FTSW$ est la teneur en eau du sol transpirable par la vigne, définie par le rapport entre la quantité d'eau du sol accessible par la vigne au jour $j-1$ et la réserve utile du sol ($ASW_{j-1} / TTSW$).

Cette relation vient d'un ajustement empirique à plusieurs séries de mesures réalisées sur la vigne, entre la $FTSW$ et la conductance stomatique. L'ajustement bilinéaire proposé par Lebon *et al.* (2003, figure 7.1A) a été modifié par un ajustement exponentiel, jugé plus fidèle du mécanisme de régulation stomatique de la vigne (Pieri et Gaudillere, 2005, figure 7.1B).

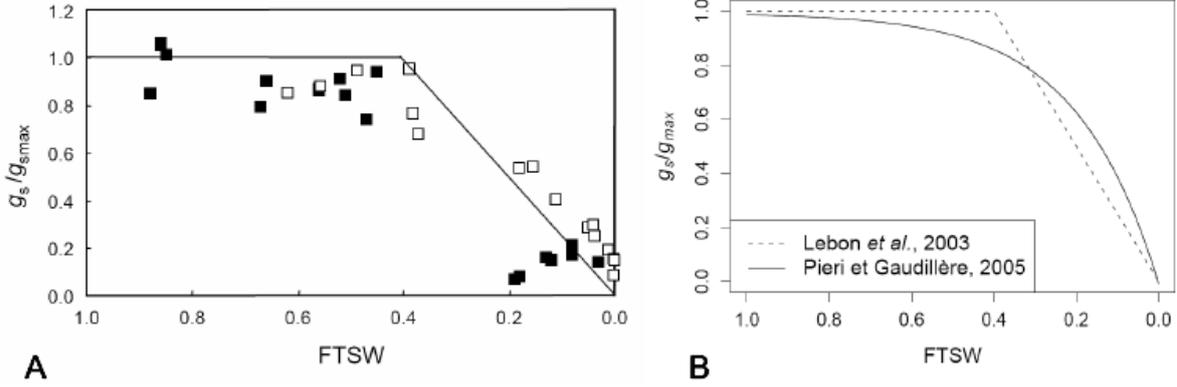


Figure 7.1 : Relation entre la conductance stomatique relative ($g_s / g_{s,max}$) et la teneur en eau du sol (FTSW). A : ajustement de Lebon et al. (2003), à partir de mesures sur cépage Syrah, au vignoble (□) et en pot (■). B : comparaison des fonctions d'ajustement.

La proportion du rayonnement solaire incident intercepté par la vigne (k_j) dépend du type de temps (proportion de rayonnement direct et diffus) et de la structure des rangs de vigne (Riou *et al.*, 1989). Une expression simplifiée consiste à le faire varier entre un minimum de 0 et un maximum k_{max} , en fonction des sommes de températures, qui traduisent la croissance de la vigne et donc l'évolution de la surface foliaire à la parcelle.

$$k_j = \left. \begin{cases} 0 & ; j < j_{min} \\ k_{max} & ; j > j_{max} \\ k_{max} \sum \frac{ST_{10,j} - ST_{10,j_{min}}}{ST_{10,j_{max}} - ST_{10,j_{min}}} & ; j_{min} < j < j_{max} \end{cases} \right\} \quad (56)$$

où j_{min} est le jour de l'année correspondant au début de la croissance végétative de la vigne (date de débourrement), j_{max} est le jour de l'année où la surface foliaire de la vigne atteint sa valeur maximale, $ST_{10,j}$ est la somme des température en base 10 calculée au jour j , exprimée en °C.J.

j_{min} et j_{max} sont estimés par la somme des températures en base 10°C :

$$\begin{aligned} ST_{10,j_{min}} &= 80^\circ\text{C.J} \\ ST_{10,j_{max}} &= 600^\circ\text{C.J} \end{aligned}$$

Les valeurs seuils de 80 et 600°C.J sont des valeurs obtenues empiriquement, en fonction des observations faites sur cépages rouges pour différents domaines viticoles de la Gironde.

La valeur de k_{max} a été fixée à 0,64, ce qui correspond à un vignoble dont la hauteur de feuillage est de 1 m et l'écartement inter-rang est de 1,5 m. Cette valeur a été obtenue suite à plusieurs simulations d'interception du rayonnement solaire à l'aide d'un modèle géométrique d'interception du rayonnement par le vignoble (Riou *et al.*, 1989 ; Pieri et Gaudillère, 2003).

L'évaporation du sol E_j est calculée par un modèle en deux temps. En phase 1, qui suit un évènement pluvieux, l'évaporation du sol dépend de l'énergie incidente à sa surface :

$$E_{0,j} = (1 - k_j) E T_{0,j} \quad (57)$$

Cette phase dure jusqu'à ce que l'évaporation cumulée atteigne un seuil égal à la quantité maximale d'eau pouvant être retenue par la partie du superficiel du sol (ici fixée à 5 mm).

Durant la deuxième phase, $E_{0,j}$ est inférieur à $E_{0,j}$ calculée en phase 1, du fait de la diminution de la quantité d'eau contenue dans la partie superficielle du sol et de l'augmentation de la résistivité hydraulique au niveau de la surface du sol. L'évaporation de cette phase est calculée à partir du modèle de Brisson et Perrier (1991).

Le rapport g_s / g_{max} est un indicateur du stress hydrique subi par la vigne. Il est appelé indice de contrainte ou de stress hydrique de la vigne. Il varie de 0 à 1, 0 indiquant une contrainte hydrique maximale (point de flétrissement), et 1 un confort hydrique maximal (sol à capacité au champ).

A Bordeaux, la moyenne de cet indice sur la période véraison-maturité peut être considéré comme un indicateur de la qualité du millésime (figure 7.2). C'est cet indice qui est utilisé dans cette thèse, dans le but de caractériser l'impact potentiel du climat sur la maturation du raisin. L'indice de stress moyen sur la période véraison-maturité est désigné ci après simplement par *indice de stress* et par l'acronyme *ISV*.

Le jour de véraison et le jour de maturité sont estimés à partir des sommes de température en base 10°C. Ces deux stades sont atteints lorsque ST_{10} est égale à 1100°C.J, pour la véraison et 1500°C.J, pour la maturité.

Les données climatiques quotidiennes d'entrée du modèle sont la température moyenne (T_{moy}) calculée comme la moyenne des températures minimale et maximale quotidiennes, les précipitations, et l'évapotranspiration potentielle (ET_0).

Les simulations du bilan hydrique à partir de ces données spatialisées ont été réalisées pour un sol considéré homogène sur toute la zone d'étude, avec $TTSW = 200$ mm. Cette valeur correspond assez bien aux types de sols « moyens » de la Gironde viticole (Choné, 2001, Gaudillère, communication personnelle). Toutefois cette approche est limitée, dans la mesure où la réserve en eau des sols viticoles varie énormément.

Bien que ruissellement ait un impact considérable sur le bilan hydrique en surface inclinée son intégration dans la spatialisation du bilan hydrique est délicate, car ce paramètre dépend davantage de la nature et de l'occupation des sols que de la pente (Chahinian, 2004). Hebrard *et al.*, 2006 ont récemment mis en évidence en zone viticole l'absence de corrélation entre la pente et l'humidité du sol, en raison de la variabilité de pratiques d'entretien des sols, notamment. Une estimation possible de l'infiltration pourrait être envisagée en combinant l'effet topographique à des scénarii basés sur l'entretien et la nature des sols. Une telle approche n'a pas été envisagée dans le présent travail.

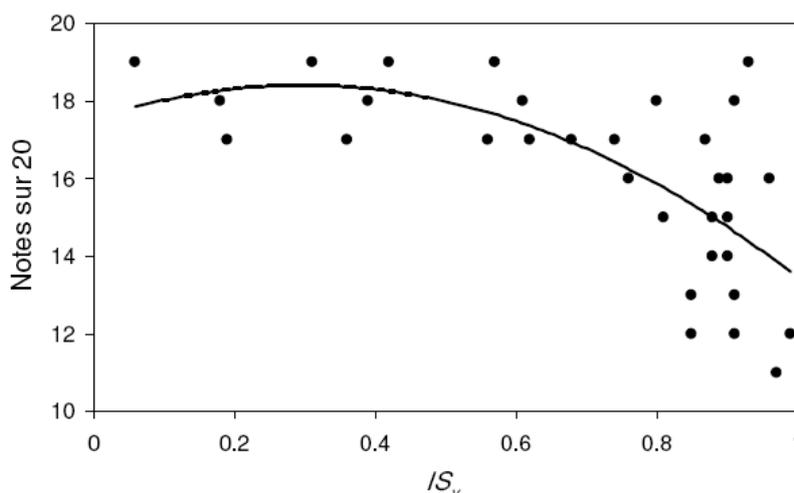


Figure 7.2 : Nuage de points entre la note de qualité des vins selon le millésime donnée par la place du négoce de Bordeaux et l'indice de stress moyen sur la période véraison-maturité (IS_v) calculé par le modèle de bilan hydrique, à partir des données de la station climatique de Villenave d'Ornon (44,79°N, 0,58°O, période 1974-2005).

2.2 Propagation d'erreurs

La propagation d'erreur de spatialisation dans le modèle de bilan hydrique a été évaluée sur la période 2001-2005, pour 59 stations climatiques dont les données ont été utilisées à la fois pour l'interpolation des données de température (cf. Chapitre 3) et pour l'interpolation des données de précipitations. Les stations manuelles, dont les données étaient impropres à l'interpolation de la température, n'ont donc pas été utilisées.

L'évapotranspiration potentielle (ET_0) a été calculée par la formule de Turc (cf. Chapitre 5), en utilisant les données de rayonnement global spatialisé (cf. Chapitre 4) et les données de température mesuré ou interpolée.

L'étude de propagation d'erreur de spatialisation des variables climatiques consiste, pour chaque station, à comparer les indices de stress (ISV) calculés pour chaque année à partir de deux jeux de données :

- Un jeu de données mesurées (ou estimé pour l' ET_0), utilisé comme référence ;
- Un jeu de données identique au premier, mais pour lequel les données d'une ou de plusieurs variables climatiques ont été remplacées par celles obtenues par la validation croisée de l'interpolation (krigeage ordinaire pour les précipitations, méthode de régression multiple avec krigeage des résidus pour les températures et pour l' ET_0).

Notons que la propagation d'erreur de l' ET_0 n'est pas réellement évaluée. Il faudrait, dans l'idéal, pouvoir calculer l'évapotranspiration potentielle par la formule de Penman-Monteith, ou utiliser des mesures lysimétriques, car l'utilisation de la formule de Turc ainsi que l'estimation du rayonnement global par image satellite introduisent des erreurs qui ne sont pas intégrées ici. Seule l'erreur de spatialisation de l' ET_0 induite par l'utilisation des températures interpolées dans la formule de Turc est étudiée ici.

Le calcul du bilan hydrique nécessitant des jeux de données complets pour chacune des variables climatiques interpolées, et ce sur toute la période durant laquelle est calculé le bilan hydrique, les stations pour lesquelles une donnée ou plus était manquante ont été éliminées. Le remplacement des données manquantes par interpolation n'était pas envisageable puisque c'est de cette interpolation dont l'étude de la propagation d'erreurs fait l'objet. Cela a conduit à réduire grandement le jeu de données. Le nombre de stations climatiques sans données manquantes varie de 15 pour l'année 2001 à 41 pour l'année 2005 (tableau 7.1).

Pour chaque année de la période 2001-2005, les écarts entre les indices de stress moyen calculés avec et sans l'introduction des erreurs de spatialisation ont été comparés, en utilisant les indicateurs statistiques présentés dans les chapitres précédents :

- L'erreur moyenne (biais) ;
- La racine carrée de l'erreur moyenne quadratique (RMSE) ;
- L'écart-type des erreurs (σ_{err}) ;
- Le coefficient de détermination (R^2) ;
- rapport entre écart-type des erreurs et écart-type de la variable mesurée.

Tableau 7.1 : Liste des stations utilisées pour l'étude de la propagation d'erreurs de spatialisation dans le modèle de bilan hydrique. La lettre D indique la disponibilité d'un jeu de données complet sur l'année.

NUMERO	Nom	Lat. (°N)	Long (°E)	Alt. (m)	2001	2002	2003	2004	2005
33001001	Blanquefort	44,92	-0,64	27			D		D
33018001	Aubie-et-Espessas	45,02	-0,42	53					D
33036001	Bazas	44,44	-0,23	85	D	D	D		D
33038001	Bégradan	45,37	-0,90	13		D	D		
33045001	Belves de Castillon	44,88	-0,04	93				D	D
33047001	Berson	45,12	-0,57	76			D		
33057001	Blasimon	44,77	-0,09	95	D	D	D	D	D
33073001	Braud-et-Saint-Louis	45,27	-0,67	1		D	D	D	D
33077002	Cabanac-et-Villagrains	44,57	-0,55	72	D	D	D	D	D
33081001	Cadillac	44,64	-0,30	27			D		
33117001	Cazaugitat	44,71	-0,01	84	D		D		
33123001	Cezac	45,10	-0,41	78			D		
33125002	Cissac	45,22	-0,83	20		D	D	D	D
33128002	Civrac	45,34	-0,88	10				D	
33133001	Coubeyrac	44,79	0,05	91			D		
33146001	Cussac-Fort-Medoc	45,11	-0,74	24		D	D		D
33179002	Galgon	44,99	-0,30	40		D			D
33180001	Saint-Estèphe 2	45,24	-0,80	19			D	D	D
33194001	Grezillaac	44,82	-0,22	79		D	D		D
33201001	Haux	44,74	-0,35	92			D	D	
33219000	La Lande-de-Fronsac	44,98	-0,37	44			D		D
33234003	Latresne	44,78	-0,48	63		D	D	D	D
33240001	Lesparre	45,31	-0,92	11	D	D	D	D	D
33248001	Listrac	45,07	-0,77	22	D	D			
33268001	Margaux 1	45,04	-0,68	17		D	D	D	D
33274001	Martillac	44,74	-0,55	26				D	
33281001	Mérignac	44,83	-0,69	47				D	
33290001	Montagne	44,96	-0,18	39		D	D		D
33294001	Morizes	44,62	-0,08	39	D	D	D	D	D
33298002	Moulon	44,84	-0,21	21				D	D
33312001	Parempuyre	44,96	-0,60	3			D		D
33314002	Pauillac	45,19	-0,76	21	D		D		D
33314003	Pauillac	45,21	-0,77	21			D		D
33318001	Pessac	44,82	-0,61	26		D	D	D	D
33330001	Pompignac	44,86	-0,45	86	D				D
33337001	Preignac	44,57	-0,29	11	D	D	D	D	D
33343001	Pujols-sur-Ciron	44,59	-0,35	19			D		D
33351001	Reignac	45,24	-0,53	39		D	D	D	D
33375001	Saint-Aubin-de-Branne	44,81	-0,17	87					D
33378001	Saint-Avit-Saint-Nazaire	44,84	0,26	29		D	D	D	D
33379001	Saint-Brice	44,69	-0,14	77				D	
33380001	Saint-Caprais-de-Blaye	45,29	-0,57	41			D	D	D
33394003	Saint-Emilion	44,88	-0,16	17			D	D	D
33395001	Saint-Estèphe 1	45,24	-0,76	16	D	D			
33413001	Saint-Germain-du-Puch	44,85	-0,34	51					D
33423003	Saint-Julien-de-Beychevelle	45,15	-0,77	11			D		D
33447001	Saint-Medard-d'Eyrans	44,70	-0,53	39		D		D	D
33465001	Saint-Pierre-de-Mons	44,54	-0,22	40			D	D	
33467001	Saint-Quentin-de-Caplong	44,80	0,13	101			D		D
33475001	Saint-Seurin-de-Bourg	45,05	-0,59	55			D	D	D
33486001	Saint-Trojan	45,09	-0,59	71	D	D	D	D	
33500001	Samonac	45,06	-0,57	59			D		
33504001	Sauternes	44,54	-0,33	71	D	D	D	D	D
33505002	La Sauve	44,75	-0,29	116	D	D			
33525001	Tauriac	45,06	-0,51	24				D	
33540001	Saint-Martin-du-Puy	44,68	-0,03	84		D		D	D
33541001	Vensac	45,39	-1,04	8			D	D	D
33546001	Vignonet	44,84	-0,14	7		D	D	D	
33550003	Villenave d'Ornon	44,79	-0,58	25	D				D
NOMBRE TOTAL DE STATIONS :					15	26	41	31	40

3 Résultats et discussion

3.1 Propagation des erreurs de spatialisation quotidienne

Cinq simulations ont été réalisées pour évaluer la propagation d'erreur d'interpolation des différentes variables d'entrée du modèle de bilan hydrique. L'erreur d'interpolation de la pluie (RR), des températures minimales en maximales (T), de l'évapotranspiration potentielle calculée à partir de la température interpolée (ET_0), ainsi que la combinaison des erreurs d'interpolation de la température et de l'évapotranspiration potentielle (T, ET_0) et la combinaison des trois sources d'erreurs (T, ET_0, RR). Pour chaque simulation, une erreur d'interpolation est donc introduite par une ou plusieurs variables climatiques. Les erreurs d'estimation de l'indice de stress sur la période véraison-maturité, induites par l'interpolation de différentes sources de données sont présentées par le tableau 7.2 et la figure 7.3.

Tableau 7.2 : Statistiques descriptives des erreurs d'estimation de l'indice de stress moyen, induites par l'interpolation des variables climatiques d'entrée au pas de temps quotidien. T =température, ET_0 =évapotranspiration, RR =cumul des précipitations, σ_{err} =écart-type des erreurs. Les valeurs indiquées en gras correspondent aux valeurs les plus élevées (en valeur absolue), pour chaque indice et pour chaque année.

Année	Variables interpolées	Biais	σ_{err}	Min.	Max.
2001	T	-0,009	0,019	-0,04	0,03
	ET_0	0,001	0,009	-0,02	0,01
	T, ET_0	-0,010	0,023	-0,05	0,02
	RR	-0,010	0,092	-0,16	0,23
	T, ET_0, RR	-0,020	0,089	-0,16	0,24
2002	T	-0,003	0,020	-0,05	0,03
	ET_0	-0,002	0,008	-0,02	0,01
	T, ET_0	-0,005	0,024	-0,07	0,04
	RR	0,010	0,084	-0,13	0,18
	T, ET_0, RR	0,004	0,088	-0,16	0,18
2003	T	-0,005	0,025	-0,07	0,05
	ET_0	-0,001	0,008	-0,02	0,01
	T, ET_0	-0,005	0,019	-0,05	0,04
	RR	-0,009	0,107	-0,17	0,28
	T, ET_0, RR	-0,011	0,107	-0,19	0,25
2004	T	0,009	0,023	-0,02	0,09
	ET_0	-0,001	0,007	-0,02	0,01
	T, ET_0	0,008	0,018	-0,01	0,07
	RR	-0,001	0,084	-0,20	0,19
	T, ET_0, RR	0,007	0,085	-0,17	0,22
2005	T	0,000	0,018	-0,03	0,06
	ET_0	0,000	0,007	-0,02	0,01
	T, ET_0	0,000	0,014	-0,02	0,05
	RR	-0,032	0,082	-0,29	0,11
	T, ET_0, RR	-0,034	0,079	-0,27	0,10
2001-2005	T	-0,001	0,022	-0,07	0,09
	ET_0	-0,001	0,008	-0,02	0,01
	T, ET_0	-0,002	0,020	-0,07	0,07
	RR	-0,010	0,091	-0,29	0,28
	T, ET_0, RR	-0,012	0,091	-0,27	0,25

L'interpolation spatiale du cumul des précipitations et la combinaison des interpolations de l'ensemble des variables climatiques d'entrée du modèle de bilan hydrique induisent les plus fortes erreurs pour le calcul de l'indice de stress. Ces deux approches entraînent une dispersion statistique beaucoup plus élevée que celle induite par l'utilisation des données de températures interpolées, utilisées ou non pour le calcul de l' ET_0 . Le biais résultant de la propagation d'erreurs de spatialisation est assez faible. En revanche, les erreurs minimales et maximales observées pour les 5 années d'étude sont assez élevées en ce qui concerne l'utilisation de l'ensemble des données climatiques interpolées ou des pluies spatialisées seules. A l'inverse, la propagation d'erreurs de l'interpolation des températures quotidiennes est très réduite.

La RMSE atteint 35% de la valeur de l'indice de stress en 2005 (figure 7.3). En effet, durant ce millésime, la valeur très basse de l'indice de stress conduit à des erreurs relatives relativement élevées. On remarque également que les RMSE relatives, induites par l'interpolation de la pluie seule et celles induites par l'interpolation de l'ensemble des variables climatiques ont des valeurs très proches.

Les erreurs du calcul de l'indice de stress résultant de l'erreur de spatialisation des précipitations seules sont très fortement corrélées à celles résultant de l'ensemble des erreurs d'interpolation (figure 7.4).

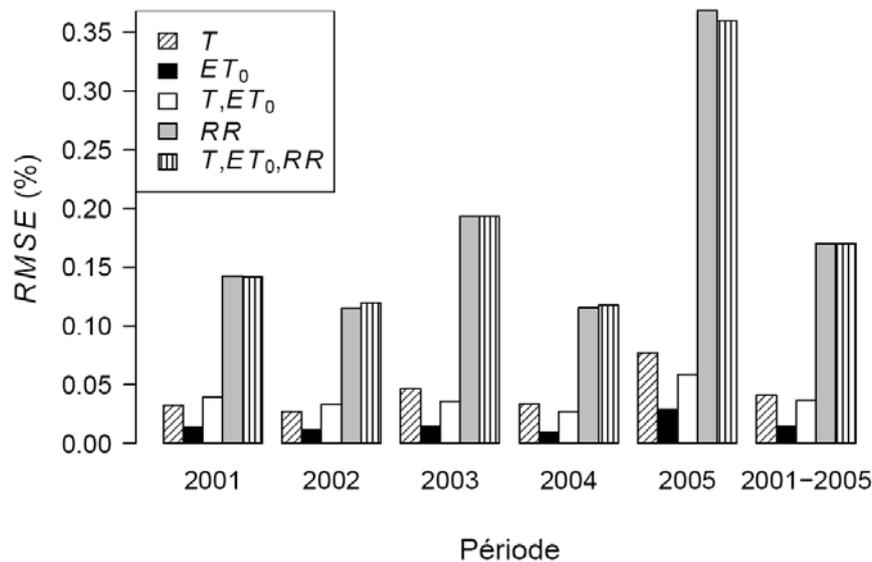


Figure 7.3 : RMSE relatives de l'erreur d'estimation de l'indice de stress moyen (ISV), induites sur la période de 2001 à 2005 par la propagation d'erreurs de spatialisation au pas de temps quotidien des différentes variables : température (T), évapotranspiration (ET_0), cumul des précipitations (RR).

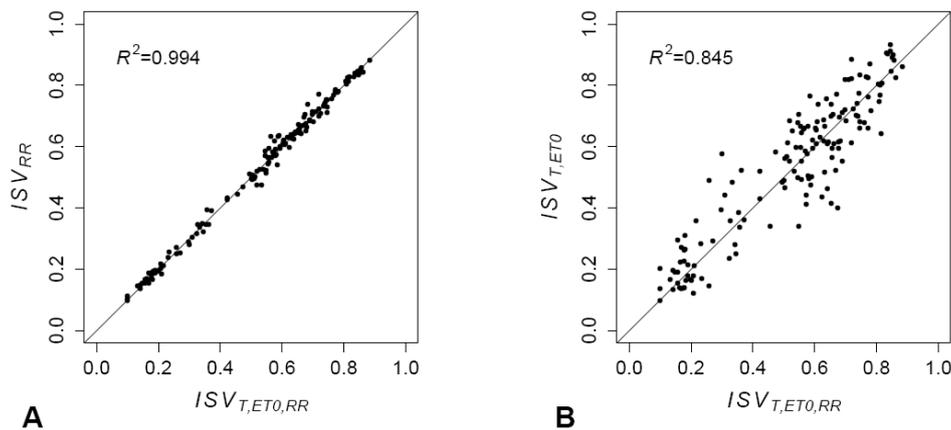


Figure 7.4 : Nuages de points des indices de stress dont le calcul intègre les erreurs générées par l'interpolation des pluies (A) et par l'interpolation des températures et la spatialisation de l' ET_0 (B), en fonction des erreurs induites par l'ensemble des variables climatiques interpolées. R^2 =coefficient de détermination.

Cela indique que la propagation d'erreur de la spatialisation de l'ensemble des variables utilisées est essentiellement le fait des erreurs d'interpolation des cumuls de pluie, et ce probablement pour les raisons suivantes :

- Tout d'abord, la pluie est la variable climatique dont la spatialisation s'est révélée la plus délicate, associée à une forte incertitude, en comparaison avec celles des températures et de l'évapotranspiration. Elle entraîne une plus forte incertitude dans le calcul du bilan hydrique, et notamment pendant la période estivale (durant laquelle est calculé l'indice de stress moyen), où les précipitations sont à la fois moins nombreuses et plus localisées (cf. Chapitre 6).
- Cette variable est celle à laquelle le modèle de bilan hydrique est le plus sensible lorsque le paramètre réserve utile (TTSW) est fixé. Il serait intéressant de réaliser une étude de sensibilité du modèle de bilan hydrique utilisé afin de vérifier cette hypothèse.

3.2 Comparaison des stratégies de spatialisation du bilan hydrique de la vigne

Comme cela a été indiqué au début de la thèse, la cartographie des variables de sortie du modèle de bilan hydrique peut être envisagée selon deux approches :

- L'interpolation des variables climatiques d'entrée au pas de temps quotidien, puis le calcul du bilan hydrique en tout point de la zone d'étude ;
- Le calcul du bilan hydrique à chaque station climatique et l'interpolation des variables de sortie.

Rappelons que la première approche apporte l'avantage d'intégrer des facteurs environnementaux dans les processus d'interpolation des variables climatiques, dont l'effet sur la variable spatialisée est clairement établi (variation de l'interception du rayonnement par rapport au relief, effet « tampon » des masses d'eau sur l'amplitude thermique, etc.). La seconde approche est intéressante dans le sens où le nombre de calculs est plus réduit, et la propagation d'erreur de spatialisation des données est ainsi limitée (la seule erreur est celle liée à la spatialisation de l'indice de sortie du modèle que l'on veut cartographier).

Ces deux approches ont été comparées ici, en utilisant l'indice de stress moyen calculé sur la période véraison-maturité comme sortie du modèle de bilan hydrique. Pour la seconde approche, l'indice de stress a été interpolé par krigeage ordinaire. L'incertitude liée à l'interpolation de l'*ISV* a été évaluée par validation croisée. Des méthodes plus complexes, comme des techniques d'interpolation basées sur des co-variables environnementales, ne semblaient pas pertinentes, dans la mesure la relation avec le bilan hydrique calculé d'un point de vue climatique uniquement et l'environnement local n'est pas clairement établi : il est probable que les relations observées proviennent d'un effet indirect de l'environnement local sur les éléments du climat servant à calculer le bilan hydrique, plutôt que d'une relation de cause à effet directe.

Par souci de simplification, la première approche consistant à interpoler quotidiennement chaque variable climatique d'entrée du modèle puis à calculer en tout point de l'espace le bilan hydrique de la vigne est désignée ci-après par *interpolations quotidiennes*. L'indice de stress spatialisé par cette approche est désigné par l'acronyme *ISV_{quot}* (*quot* indiquant l'interpolation quotidienne des variables d'entrée du modèle de bilan hydrique). La seconde méthode est désignée par *interpolation de l'ISV*. L'indice de stress spatialisé par cette approche est désigné par l'acronyme *ISV_{OK}* (*OK* indiquant que l'indice de stress a été interpolé par krigeage ordinaire). L'indice de stress calculé avec les données originales de chaque station climatique et servant de référence pour le calcul des erreurs d'interpolation est désigné par indice de stress *observé* (bien que le terme « observé » soit impropre car il est en réalité estimé par le modèle de bilan hydrique).

Les indicateurs statistiques des performances des deux méthodes employées ne permettent pas de les discriminer clairement (tableau 7.3). Si l'on considère l'ensemble de la période 2001-2005, la précision de l'interpolation de l'*ISV* est supérieure aux interpolations quotidiennes, mais les différences entre deux indicateurs de l'erreur globale, comme la RMSE ou le rapport de l'écart-type des erreurs sur l'écart-type des observations ($\sigma_{err}/\sigma_{ISV}$), sont marginales. La méthode d'interpolation de l'*ISV* n'induit aucun biais, alors que la méthode d'interpolations quotidiennes sous-estime légèrement l'indice de stress (-0,012 sur la période 2001-2005). L'écart-type des erreurs de spatialisation ainsi que la RMSE et le rapport $\sigma_{err}/\sigma_{ISV}$ sont moins élevés pour la méthode d'interpolation de l'*ISV* en 2001, 2002 et 2005. En 2003 et en 2004, l'approche par interpolations quotidiennes fournit de meilleurs résultats.

Les erreurs maximales apparaissent en 2003, où l'indice de stress est largement surévalué pour au moins une station climatique, et en 2005 où l'indice de stress est fortement sous-estimé. Cela vient probablement d'événements pluvieux ponctuels dont les techniques d'interpolation spatiales à partir des enregistrements au pluviomètre ne rendent pas bien compte (cf. Chapitre 6).

Le rapport $\sigma_{err}/\sigma_{ISV}$ indique que la spatialisation de l'indice de stress n'est pas fidèle à la variabilité spatiale observée en 2001 et en 2002 : l'écart-type des erreurs de spatialisation est presque identique à l'écart-type des indices de stress observés. Cela est illustré par les relations entre indices de stress spatialisés et indices de stress observés (figure 7.5). Ces deux années sont marquées par des valeurs assez élevées d'indice de stress, avec une variabilité spatiale assez réduite. On constate que la prédiction est meilleure lorsque la variabilité spatiale du bilan hydrique est plus élevée (millésimes 2003, 2004 et 2005), bien que des erreurs considérables puissent apparaître pour quelques points.

Tableau 7.3 : Indicateurs statistiques des erreurs de spatialisation du bilan hydrique par deux méthodes : interpolations quotidiennes des variables d'entrée du modèle (T , ET_0 , RR) et interpolation de l'indice de stress par krigeage ordinaire (OK). ISV_{obs} = indice de stress observé moyen ; ISV_{calc} indice de stress calculé par les deux approches de spatialisation. σ_{err} : écart-type de l'erreur de spatialisation. σ_{ISV} : écart-type de l'indice de stress. Les chiffres en gras indiquent, pour chaque indicateur, la meilleure performance.

Année	Méthode	ISV_{obs}	ISV_{calc}	Biais	σ_{err}	Min.	Max.	RMSE	$\sigma_{err}/\sigma_{ISV}$	R^2
2001	OK	0,626	0,615	-0,010	0,088	-0,157	0,169	0,086	0,944	0,152
	T , ET_0 , RR		0,606	-0,020	0,089	-0,156	0,242	0,089	0,959	0,137
2002	OK	0,720	0,715	-0,005	0,083	-0,144	0,125	0,082	0,922	0,154
	T , ET_0 , RR		0,724	0,004	0,088	-0,165	0,181	0,086	0,971	0,203
2003	OK	0,548	0,551	0,003	0,110	-0,167	0,246	0,108	0,774	0,403
	T , ET_0 , RR		0,537	-0,011	0,107	-0,188	0,255	0,106	0,752	0,444
2004	OK	0,714	0,714	0,000	0,092	-0,227	0,180	0,091	0,612	0,627
	T , ET_0 , RR		0,721	0,007	0,085	-0,167	0,221	0,084	0,566	0,689
2005	OK	0,235	0,225	-0,010	0,072	-0,236	0,095	0,072	0,668	0,618
	T , ET_0 , RR		0,202	-0,034	0,079	-0,271	0,099	0,085	0,730	0,472
2001-2005	OK	0,537	0,533	-0,004	0,090	-0,236	0,246	0,090	0,395	0,844
2001-2005	T , ET_0 , RR		0,525	-0,012	0,091	-0,271	0,255	0,091	0,399	0,845

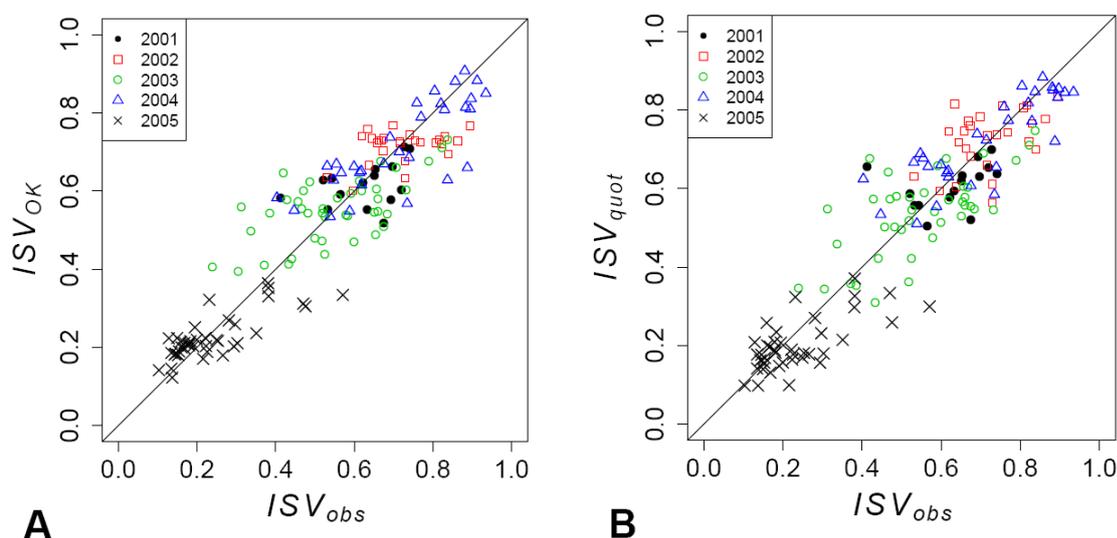


Figure 7.5 : Nuages de points des indices de stress véraison-maturité calculés aux stations climatiques (ISV_{obs}) et spatialisés soit par krigeage ordinaire (ISV_{OK} , A), soit par une approche d'interpolation quotidienne des variables d'entrée du modèle de bilan hydrique (ISV_{quot} , B).

Il ressort de cette analyse que l'interpolation au pas de temps quotidien des variables d'entrée du bilan hydrique n'apporte pas d'amélioration pour la spatialisation du bilan hydrique de la vigne. L'utilisation d'une méthode simple d'interpolation, comme le krigeage ordinaire, fournit de manière générale une spatialisation légèrement plus précise. Toutefois, la précision de l'interpolation reste médiocre 2 années sur les 5 étudiées. Pour les 3 autres années, le krigeage de l'indice de stress permet de rendre compte des grandes tendances de la distribution dans l'espace du bilan hydrique induite par la variabilité spatiale du climat.

3.2.1 Influence de la réserve utile du sol

La sensibilité du bilan hydrique aux variables climatiques dépend de la réserve en eau du sol. Des événements pluvieux de forte intensité, par exemple, peuvent conduire à saturer rapidement un sol de faible réserve utile, induisant des pertes par excès d'eau.

Deux simulations supplémentaires avec le même jeu de données que celui utilisé précédemment ont été réalisées :

- une pour un sol de réserve utile de 100 mm, considéré comme un sol de faible réserve en eau ;
- une pour un sol de réserve utile de 300 mm, considéré comme un sol de forte réserve hydrique.

Pour un sol de réserve utile peu élevée, la propagation de diverses sources d'erreurs d'interpolation est moins fortement liée à la propagation d'erreur d'une de ces sources considérée séparément (figure 7.6A et B), en comparaison avec un sol de réserve en eau plus importante (figure 7.6C et D).

La spatialisation de l'indice de stress avec une réserve utile de 100 mm semble moins précise durant les années sèches (2003 et 2005, figure 7.7). Pour ces mêmes années, l'incertitude relative diminue, pour une réserve utile de 300 mm.

Pour les années plus humides, comme 2004, marquées par un indice de stress élevé (cf. figure 7.5), le rapport entre l'écart-type de l'erreur et l'écart type de la variabilité spatiale de l'indice de stress change peu.

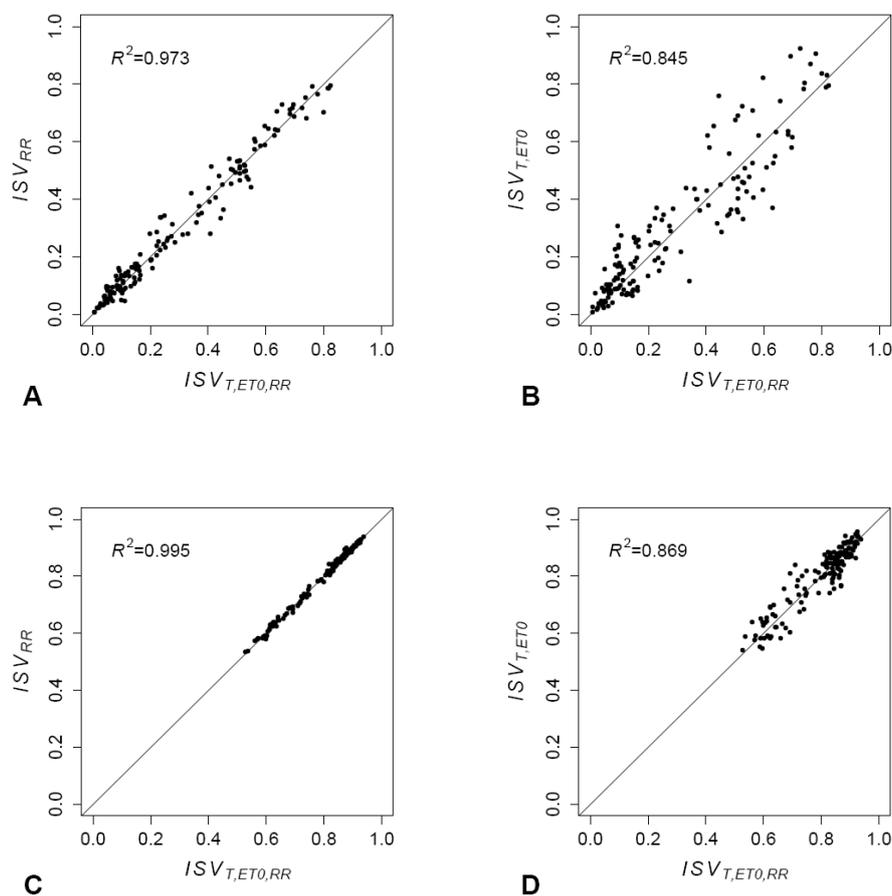


Figure 7.6 : Nuages de points des indices de stress dont le calcul intègre les erreurs générées par l'interpolation des pluies (ISV_{RR}) et par l'interpolation des températures et la spatialisation de l' ET_0 ($ISV_{T,ET0}$), en fonction des erreurs induites par l'ensemble des variables climatiques interpolées ($ISV_{T,ET0,RR}$). A et B : réserve utile de 100 ; C et D : réserve utile de 300 mm. R^2 =coefficient de détermination

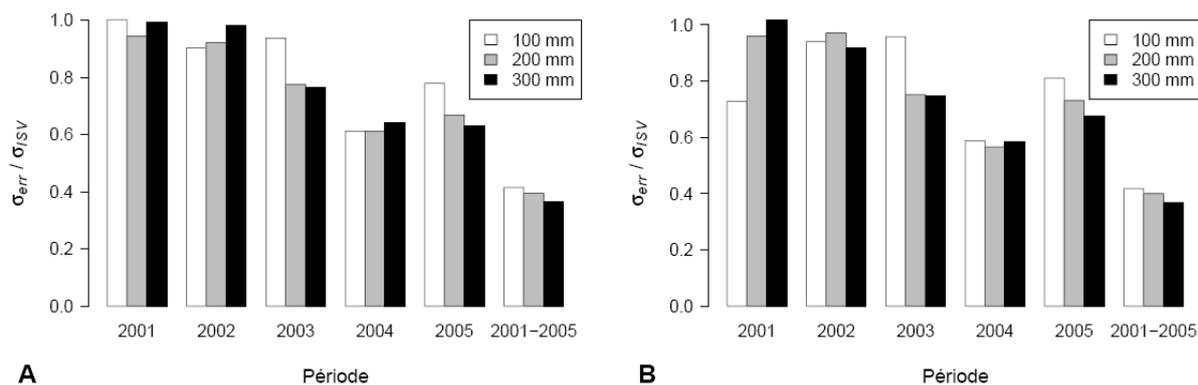


Figure 7.7 : Rapport entre l'écart-type des erreurs de spatialisation de l'indice de stress et l'écart-type de la valeur de l'indice de stress des différentes stations climatiques, pour différentes réserves utiles, et pour différentes périodes. A : erreurs liées à l'approche d'interpolation de l'indice de stress par krigeage ; B : interpolations quotidiennes des variables d'entrée du modèle.

L'approche d'interpolation des données quotidiennes d'entrée du modèle de bilan hydrique permet une spatialisation nettement plus précise de l'indice de stress pour des sols de faible réserve utile en 2001 (figure 7.7B).

Le rôle joué par la réserve en eau du sol lorsque cette dernière est peu élevée, sur la qualité de la spatialisation du bilan hydrique provient certainement des effets de seuils générés par la saturation rapide du sol superficiel.

4 Conclusions

L'étude réalisée dans le présent chapitre a fourni les informations suivantes :

- La pluie est la principale source d'incertitude dans la procédure de spatialisation du modèle de bilan hydrique.
- La propagation des erreurs liées à l'interpolation des données climatiques d'entrée du modèle de bilan hydrique en vue de la cartographie de l'indice de stress sur la période véraison-maturité de induit une incertitude similaire (voire légèrement supérieure) à celle obtenue par l'interpolation de cet indice calculé pour chaque station climatique.
- Pour certains millésimes, on observe une grande variabilité spatiale de l'indice de stress. Dans ces conditions, la spatialisation du bilan hydrique est associée à une incertitude relative suffisamment basse pour rendre compte fidèlement de la variabilité spatiale du bilan hydrique en période estivale.
- Pour des sols de faible réserve utile, la spatialisation du bilan hydrique est associée à une large incertitude relative, surtout lors des années peu arrosées.

L'interpolation de l'indice de stress semble suffisamment précise pour caractériser à l'échelle de la Gironde viticole la variabilité spatiale du régime hydrique de la vigne induite par les éléments du climat, pour des années où cet indice montre une grande variabilité dans l'espace. Cependant, son utilisation dans le cadre d'un zonage climatique basé sur de nombreuses années paraît compromise, en raison de la forte variabilité interannuelle des précipitations estivales (cf. Chapitre 6). Notons par ailleurs que ce travail n'intègre pas l'impact du ruissellement ce qui limite la portée de la variabilité spatiale du bilan hydrique mis en évidence, pour les zones les plus accidentées, notamment pour la partie orientale de la Gironde viticole.

Les cartes de bilan hydrique peuvent être établies en revanche dans un but de caractérisation de la variabilité spatiale du climat au sein d'un même millésime. Cela peut fournir des informations permettant de mieux appréhender le déterminisme de la qualité du raisin à l'échelle mésoclimatique, toujours pour un même millésime.

Les cartes produites par l'interpolation des indices de stress calculés sur la période 2001-2005 pour des sols avec une réserve utile de 200 mm sont présentées par la figure 7.8. Les cartes établies pour 2001 et 2002 sont montrées uniquement à titre indicatif : l'incertitude élevée liée à l'interpolation ne leur donne pas une grande fiabilité.

Les cartes obtenues entre 2003 et 2005 soulignent la forte variabilité spatiale de l'indice de stress notamment en 2003, où l'on observe un déficit hydrique très intense dans le Nord du Médoc (I), et une zone plus humide vers Pessac-Léognan (nord de la zone II) et dans la zone occidentale de l'Entre-Deux-Mers (III). L'année 2004 est caractérisée par un gradient nord-ouest sud-est d'indice de stress croissant (diminution du déficit hydrique). La forte contrainte hydrique durant l'année 2005, qui a conduit à la production de raisin et de vins de grande qualité, a été généralisée sur presque la totalité des zones viticoles.

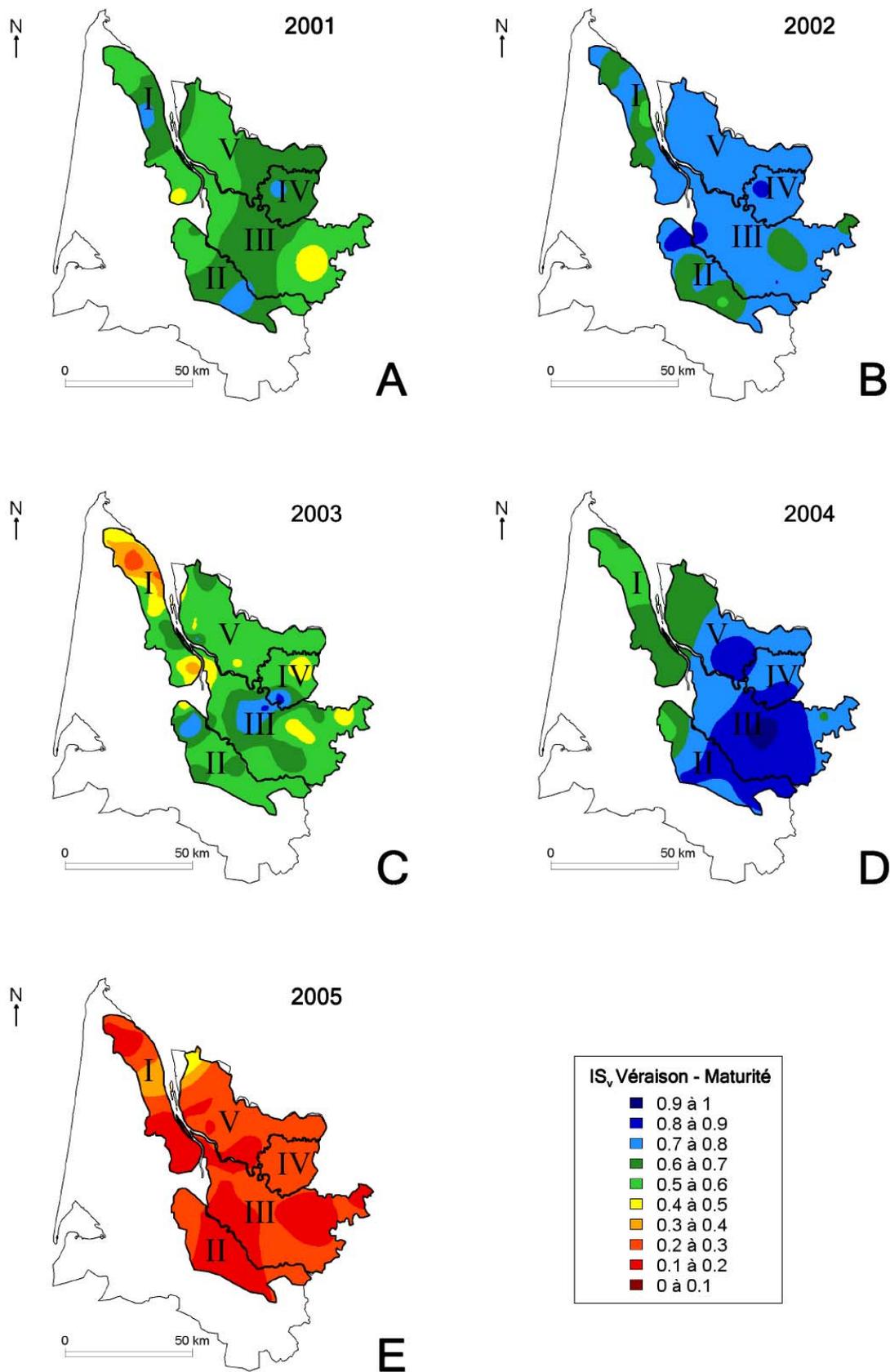


Figure 7.8 : Cartes d'indices de stress de la vigne de véraison à maturité (IS_v), calculés avec une réserve utile du sol de 200 mm, pour les années 2001 à 2005. Les chiffres romains identifient les 5 zones du vignoble Bordelais : I=Médoc ; II=Graves ; III=Entre-Deux-Mers ;IV ;Libournais ;V=Blayais.

Conclusions et perspectives

L'étude agroclimatique conduite durant ce travail de thèse a été abordée par la spatialisation de trois éléments du climat : la température de l'air, le rayonnement global et les cumuls de précipitation. L'information spatialisée de ces trois variables a été utilisée pour l'établissement de cartes de trois types d'indices agroclimatiques : l'évapotranspiration potentielle, des indices de sommes thermiques, et un indicateur de l'état hydrique de la vigne durant la maturation du raisin (indice de « stress », de véraison à « maturité »). Ces informations climatiques et agroclimatiques ont été utilisées afin de caractériser la variabilité spatiale en Gironde viticole. La contribution de cette thèse à la connaissance scientifique en agroclimatologie peut se résumer selon trois grands axes : un axe méthodologique, un axe climatologique et un axe viticole.

L'apport méthodologique concerne les méthodes de spatialisation étudiées. L'un des principaux résultats concernant la comparaison des méthodes d'interpolation (géostatistiques, gravitaires et par régression multiple) est le faible écart de performance entre les différentes méthodes à méso-échelle, pour la température de l'air comme pour les précipitations, notamment au pas de temps quotidien.

Concernant l'interpolation des températures, l'utilisation de co-variables environnementales (relief, distance aux masses d'eau, indice de végétation, ...) améliore très légèrement la précision de l'interpolation spatiale des températures minimale quotidiennes. L'interpolation a été réalisée avec une précision de l'ordre de 0,8°C, exprimée en racine de l'erreur moyenne quadratique (RMSE). L'interpolation des températures maximales induit une incertitude plus réduite, de l'ordre de 0,6°C. Pour cette variable, le krigeage ordinaire s'est montré plus efficace qu'une méthode régression multiple intégrant l'effet des co-variables environnementales. L'utilisation de co-variables environnementales est une approche intéressante dans la mesure où elle permet d'intégrer la connaissance du climatologue concernant le climat local dans le processus de spatialisation. Cependant cette méthode peut conduire à des effets pervers, notamment du fait de l'utilisation d'un même modèle de régression multiple qui généralise sur toute la zone d'étude l'effet de quelques co-variables environnementales, excluant ainsi des éléments topographiques potentiellement intéressants mais actifs dans un domaine restreint de la surface interpolée.

Concernant la spatialisation des précipitations quotidiennes, il ressort que l'incertitude dépend davantage du type de situation synoptique que de la méthode utilisée : les évolutions temporelles des erreurs de deux techniques différentes de spatialisation sont très similaires.

Au cours de cette thèse, une technique simple d'intégration de l'estimation des lames d'eau par radar dans le processus d'interpolation des cumuls enregistrés par les pluviomètres a été proposée. Cette méthode permet d'améliorer sensiblement la précision de la spatialisation des cumuls dans des situations orageuses très localisées pouvant échapper à la détection du réseau de pluviomètres. Son application en climatologie nécessite toutefois de détecter et d'éliminer au préalable la présence de données aberrantes produites occasionnellement en raison des erreurs de mesure du radar hydrométéorologique, telles que la présence d'échos fixes ou la dégradation du signal au niveau des zones de changement de site (angle du faisceau radar).

L'utilisation des indicateurs statistiques dans la comparaison des performances des différentes méthodes de spatialisation a également été abordée : il a paru intéressant d'évaluer la précision des méthodes en relation avec la variabilité spatiale observée dans la région d'étude. Cette approche est rarement abordée dans la littérature. La plupart du temps, la précision des techniques de spatialisation est caractérisée par la RMSE ou l'erreur moyenne absolue (MAE), qui n'intègrent pas la notion d'erreur relative par rapport à la variabilité spatiale du phénomène étudié. Le rapport entre l'écart-type des erreurs de spatialisation obtenues par validation croisée et l'écart-type de la variable mesurée aux différents points ayant servi à l'interpolation, pour chaque situation, permet de mesurer la précision relative des cartes produites par chaque technique.

L'étude de l'interpolation des cumuls de précipitation à différents pas de temps a fait apparaître deux résultats en contradiction avec la littérature scientifique : tout d'abord, un pas de temps plus long n'a pas conduit à une interpolation plus précise de cumuls de pluie, que ce soit en comparant les pas de temps quotidien et mensuel, ou les pas de temps mensuel, pluri-mensuel et annuel. Ensuite, l'augmentation de la densité du réseau de mesures pluviométriques n'a pas amélioré l'interpolation des cumuls de précipitation. Ce dernier point mériterait toutefois d'être confirmé, car il résulte de la comparaison d'années différentes. L'amélioration potentielle de l'interpolation par l'augmentation de la densité du réseau de mesures pluviométriques au cours des 3 dernières années de la période d'étude (pour lesquelles le nombre de stations climatiques a considérablement augmenté) a pu être compensée par des conditions climatiques induisant de plus fortes erreurs dans l'interpolation des cumuls de pluie.

La méthodologie choisie pour la cartographie du rayonnement global est l'utilisation de données obtenues par l'analyse d'images satellite (données HelioClim-1), couplées avec un modèle numérique de terrain à une résolution de 50 m, afin d'intégrer les effets de pente et d'exposition sur l'énergie solaire incidente. Cette approche est une alternative intéressante en raison de l'absence d'un réseau de mesures au sol suffisamment dense. Ne disposant pas de mesure de rayonnement solaire en situation inclinée, la mesure de l'incertitude de spatialisation n'a été réalisée que sur terrain plat. L'incertitude observée, relativement élevée, provient majoritairement d'une sous-estimation globale du rayonnement par les données HelioClim-1. Un rééchantillonnage des données HelioClim-1 aurait sans doute amélioré la précision de la spatialisation de cette variable, mais n'a pas été abordé dans le cadre des travaux de thèse. L'attention a davantage été portée sur l'utilisation du rayonnement global HelioClim-1 dans l'estimation de l'évapotranspiration potentielle (ET_0).

La sensibilité de différents modèles d' ET_0 aux variables climatiques d'entrée a été évaluée, et a mis en évidence le rôle déterminant du rayonnement global. La propagation des erreurs intrinsèques à l'utilisation des données HelioClim-1 dans le calcul de l' ET_0 est suffisamment réduite pour permettre l'estimation acceptable de l'évapotranspiration potentielle lorsque la température au sol est la seule variable disponible. L'intérêt de cette approche dépasse le cadre de Gironde viticole, car le problème de manque de données permettant de calculer l'évapotranspiration localement est largement répandu, en raison notamment des coûts d'installation et d'entretien des appareils de mesure du rayonnement global (pyranomètres).

Enfin, concernant la spatialisation du bilan hydrique de la vigne, deux approches comparées ont mené à la conclusion suivante : la précision d'estimation est similaire selon que l'on spatialise d'abord chaque variable d'entrée du modèle de bilan hydrique, puis que l'on calcule

ce dernier en tout point de l'espace à cartographier ou selon que l'on interpole directement la sortie du modèle de bilan hydrique calculé pour chaque site où l'on dispose des variables d'entrée. Pour expliquer les similitudes de performance de ces deux approches, l'hypothèse suivante est proposée : en raison de la forte propagation des erreurs d'interpolation des cumuls de pluie dans le calcul du bilan hydrique, il est fort probable que cette variable soit la principale source climatique de variabilité spatiale du bilan hydrique, si l'on considère la réserve utile comme constante en tout point de l'espace. Par analogie avec les observations précédentes indiquant que l'incertitude de l'interpolation des cumuls de précipitations n'évolue pas en fonction du pas de temps choisi (jour, mois ou année), l'incertitude de spatialisation des sorties du bilan hydrique suivrait la même logique. Pour répondre à cette hypothèse, il faudrait caractériser précisément la sensibilité du modèle de bilan hydrique utilisé ici aux différentes variables climatiques d'entrée.

La spatialisation des variables climatiques en vue de recherches et d'applications en agronomie et en écologie est largement étudiée. Les résultats obtenus au cours de cette thèse ont en partie souligné les intérêts, les contraintes et les limites liés à la cartographie d'éléments du climat à méso-échelle, par l'utilisation de méthodes pour la plupart existantes et largement utilisées. Cependant, quelques points méthodologiques devraient certainement être approfondis :

- Concernant l'interpolation des températures et des précipitations, il serait intéressant de comparer d'autres méthodes telles que les splines en plaque mince. Des modèles de régressions locales ou encore des réseaux de neurones artificiels sont peut-être mieux adaptés que la régression linéaire pour intégrer des éléments topographiques dans le processus d'interpolation des températures quotidiennes. Ces méthodes permettent en effet d'élaborer des modèles plus complexes, qui rendraient plus fidèlement compte des interactions entre l'environnement local et la variable climatique à interpoler.
- Des simulations avec un nombre de relevés pluviométriques croissant mais appliquées tout au long de la même période d'étude pourraient être réalisées afin de vérifier l'absence d'amélioration de la précision de l'interpolation des cumuls de pluie en dépit de l'augmentation de la densité du réseau de mesures.
- La précision de spatialisation du rayonnement global à maille fine, couplant les effets du relief sur le rayonnement incident aux données HelioClim-1 mériterait d'être évaluée par des mesures sur terrain incliné, afin de séparer clairement les incertitudes dues au modèle géométrique *r.sun* (estimant le rayonnement global en zone de relief) et de celles dues à l'utilisation des données HelioClim1.

Les apports en climatologie et en agroclimatologie concernent les relations entre la topographie et la température et le rayonnement incident, la structure spatiale des champs de pluie à différents pas de temps, et l'impact des différentes variables climatiques dans le calcul de l'évapotranspiration potentielle et du bilan hydrique

La technique d'interpolation des données quotidiennes de température retenue est un modèle de régression multiple intégrant des co-variables environnementales. L'étude des fréquences de corrélations linéaires entre les co-variables retenues dans le processus d'interpolation et la température a en effet permis de révéler des effets directs ou indirects de l'environnement local sur les extrema thermiques journaliers. Des corrélations très fréquentes entre la distance à l'Océan Atlantique et la température maximale, positives en été et négatives en hiver, et avec la température minimale, généralement négative, mais avec une fréquence plus élevée

durant l'hiver, s'accordent tout à fait avec l'effet régulateur des grandes masses d'eau sur la température de l'air. La fréquence des corrélations était encore plus élevée avec la distance à l'estuaire de la Gironde, mais il est apparu que ces résultats ne traduisait probablement pas un effet direct de cet élément géographique sur la température : une grande majorité des stations climatiques utilisées est située à l'est de l'estuaire de la Gironde, où la distance à l'océan et à l'estuaire varient de manière parallèle. Il est donc possible que dans la majorité des cas, la corrélation entre température et distance à l'estuaire soit davantage induite par l'effet régulateur de l'Océan Atlantique plus que par celui de l'estuaire. En revanche, il a été démontré que pour des distances inférieures à 10 km, l'estuaire de la Gironde joue un rôle positif sur les températures minimales.

L'îlot de chaleur urbain, qui se traduit par des températures plus élevées à proximité des villes, a été mis en évidence par des corrélations positives avec les extrema thermiques dans environ 20% des situations pour les températures minimales, et jusque à 40% durant l'hiver avec les températures maximales.

Les corrélations entre les différents éléments topographiques étudiés (altitude, rugosité, pente et exposition) et la température sont également très fréquentes. L'évolution saisonnière des corrélations entre altitude et températures minimales suggère la présence d'un gradient thermique essentiellement en hiver. Cependant, cette corrélation pourrait être induite davantage par l'effet sous-jacent de l'Océan Atlantique, car globalement l'altitude augmente au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'océan ; les deux facteurs ne sont donc pas indépendants. Par ailleurs, les altitudes auxquelles ont été mesurées les températures sont généralement peu élevées, à l'image de celles de la Gironde. La rugosité du terrain (au sens « paysager » du terme, c'est-à-dire l'intensité des fluctuations locales d'altitude), la pente et l'exposition sont des variables jouant certainement un rôle notable sur la température de l'air, qui est très fréquemment corrélée à ces co-variables environnementales. Toutefois, l'interprétation de ces résultats nécessiterait une analyse plus poussée, en s'appuyant sur l'étude de la circulation locale de l'air, notamment en fonction de la vitesse et de la direction du vent.

L'occupation du sol par les végétaux, estimée à partir d'une quantification des classes de la base de donnée CORINE Land Cover, est très fréquemment corrélée avec la température minimale. Jusque dans 80% des cas en été, l'indice de végétation calculé est corrélé négativement avec la température minimale. Cette observation indique l'occurrence d'un refroidissement plus intense durant la nuit.

Les résultats présentés dans cette thèse soulignent la variabilité interannuelle de la distribution spatiale des précipitations en période estivale à l'échelle de la Gironde viticole. Un gradient de continentalité, induisant une baisse des cumuls de pluie annuels en fonction de la distance à l'Océan Atlantique a également été mis en évidence.

Une étude de sensibilité a permis de caractériser l'influence relative des différentes variables climatiques d'entrée du modèle de Penman-Monteith, utilisé pour l'estimation de l' ET_0 . Le rôle déterminant du rayonnement global en période estivale, sous climat océanique et également sous climat méditerranéen, a été mis en évidence. Dans la mesure où le modèle de Penman-Monteith est considéré comme une référence pour l'évapotranspiration potentielle, les résultats obtenus confirment et quantifient l'impact majoritaire du rayonnement sur la demande évaporative.

Enfin, les résultats de cette thèse ont permis de préciser en partie l'impact potentiel de la variabilité spatiale du climat sur le développement de la vigne et la maturation du raisin dans le vignoble bordelais.

La distribution spatiale des sommes de températures durant la période de végétation s'accorde en général avec les observations phénologiques et les cinétiques de maturation du raisin mesurées au vignoble. A l'échelle de la Gironde viticole, les écarts spatiaux de température expliquent donc en grande partie la précocité relative des différentes zones viticoles. Par ailleurs, les écarts relatifs entre les différentes zones viticoles se répètent généralement d'une année à l'autre. Un zonage basé sur les sommes de températures en base 10°C du 1^{er} janvier au 30 septembre a été réalisé, réunissant les zones viticoles en 5 classes de caractéristiques thermiques homogènes caractérisant la cinétique de développement de la vigne et de maturation du raisin induites par les écarts de température : *très tardive*, *tardive*, *moyenne*, *précoce*, *très précoce*. L'écart moyen entre chaque classe est d'environ 60°C.J. Cela correspond à une quantité de degrés.jours atteinte en 8 à 9 jours. La répartition spatiale de ces cinq classes se résume ainsi :

- Seule une petite surface, située au nord ouest du Médoc viticole est caractérisée comme *très tardive*.
- Les parties septentrionales et les plus occidentales (zone de Listrac) du Médoc viticole, le nord du Blayais ainsi que quelques surfaces très réduites de l'Entre-Deux-Mers et des zones de Graves sont caractérisée comme *tardives*.
- Une large partie (64%) des zones d'AOC de Gironde est caractérisée comme « *moyenne* » (précocité intermédiaire). On retrouve entre autres, presque l'intégralité de la surface de l'Entre-Deux-Mers et des Côtes de Blaye, le Fronsadais, certaines appellations du Libournais comme Lalande de Pomerol, ainsi qu'une partie des zones de Graves et du Médoc méridional.
- Les zones longeant les vallées de la Garonne et de la Dordogne, plus de la moitié de la surface du Libournais (appellations Saint-Emilion, Côtes de Castillon et Pomerol), ainsi que les zones de des Côtes de Bourg, de Margaux et de Pauillac sont qualifiées comme *précoces*.
- De très petites surfaces sont qualifiées comme *très précoces* : il s'agit de la zone de Pessac-Léognan, d'une partie très réduite du Sauternais, et d'une zone correspondant aux coteaux et au début du plateau de Saint-Emilion.

L'insolation relative, exprimée par l'indice de clarté, fait apparaître un gradient ouest-est d'ensoleillement décroissant : les zones côtières de la Gironde sont les plus ensoleillées. Entre le nord du Médoc (zone la plus ensoleillée), et la partie est de la Gironde viticole, on observe des écart d'environ 8%. La variabilité spatiale du rayonnement global est essentiellement due aux effets de pente et d'exposition dans les zones où le relief est le plus marqué.

La variabilité spatiale de la demande évaporative en période estivale est globalement inférieure à +/-5% de la moyenne sur la région d'étude. Elle est la plus élevée dans le Médoc septentrional, dans la région de Pauillac, dans la zone périurbaine de Pessac-Léognan, et sur quelques coteaux du Bourgeais et des Premières Côtes de Bordeaux, puis elle décroît ensuite d'ouest en est. Des variations locales d'évapotranspiration potentielle estivale peuvent apparaître dans les zones de relief accidenté, car cette variable est essentiellement sous la dépendance du rayonnement solaire.

Concernant le facteur hydrique, la distribution spatiale des précipitations estivales diffère fortement d'une année à l'autre, ce qui ne permet pas de caractériser les différences relatives en terme de régime des pluies entre les différentes zones viticoles de la Gironde. Pour cette raison, l'analyse de la variabilité spatio-temporelle du bilan hydrique n'a pas été réalisée. Toutefois, sur l'ensemble de la saison végétative de la vigne, d'avril à septembre, on observe que le Médoc septentrional reçoit presque systématiquement moins de précipitations, et qu'à l'inverse le nord de la région des Graves est la région la plus arrosée de manière récurrente. Enfin, si on considère les cumuls annuels, on observe un gradient ouest-est de cumuls de précipitations décroissants.

Bien que les différences spatiales en terme de bilan hydrique ne soient pas récurrentes d'une année sur l'autre, les cartes d'indice de stress de la vigne produites permettent de quantifier, pour un même millésime, l'hétérogénéité spatiale non négligeable du régime hydrique induit par les seules variations du climat.

Parmi les différents aspects de la variabilité spatiale du climat en Gironde viticole, celui concernant les sommes de températures présente une source d'informations intéressante en vue de l'établissement d'un réseau de parcelles de référence, en adéquation avec la variabilité pédologique et climatique de la Gironde viticole, pour analyser et caractériser le rôle de l'environnement naturel dans le déterminisme de la maturation du raisin. Ce travail peut également contribuer à fournir des critères plus scientifiques pour l'établissement de nouvelles délimitations de zones de production.

Par ailleurs, le zonage de précocité relative fournit des résultats directement utilisables pour établir des recommandations agronomiques, concernant notamment la gestion du matériel végétal au vignoble. L'implantation de cépages sensibles aux températures élevées, comme le Merlot ou les différents cépages blancs serait plus pertinente dans les zones qualifiées comme *tardives*. A l'inverse, le Cabernet-Sauvignon, et dans une moindre mesure, le Cabernet franc seraient certainement adaptés aux zones viticoles qualifiées comme précoces.

Bien entendu, le type de sol est également un élément essentiel et le choix du cépage dans l'établissement ou la restructuration de vignoble doit être fait en adéquation avec les potentialités pédologiques de la zone d'implantation.

Enfin, de meilleures connaissances concernant les conditions agroclimatiques en Gironde permettront de mieux anticiper les effets des changements climatiques.

Références bibliographiques

- Adler, R.F., Negri, A.J., Keehn, P.R. et Hakkarinen, I.M., 1993. Estimation of Monthly Rainfall over Japan and Surrounding Waters from a Combination of Low-Orbit Microwave and Geosynchronous IR Data. *Journal of Applied Meteorology*, 32(2): 335-356.
- Alcoforado, M.J. et Andrade, H., 2006. Nocturnal urban heat island in Lisbon (Portugal): main features and modelling attempts. *Theoretical and Applied Climatology*, 84(1-3): 151-159.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. et Smith, M., 1998. *Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper. Food and Agriculture Organization (FAO), Rome Italy, 300 pp.
- Amerine, M.A. et Winkler, A.J., 1944. Composition and quality of musts and wines of California grapes. *Hilgardia*, 15(6): 493-673.
- Antonic, O., Krizan, J., Marki, A. et Bukovec, D., 2001. Spatio-temporal interpolation of climatic variables over large region of complex terrain using neural networks. *Ecological Modelling*, 138(1/3). 255–263.
- Astruc, H., Héritier, J. et Jacquinet, J.C., 1980. Zonage des potentialités viticoles du département de l'aude. *Progres Agricole et Viticole*, 15-16: 296-320.
- Atlas, D., Rosenfeld, D. et Jameson, A.R., 1997. Evolution of radar rainfall measurements : steps and mis-steps. In: B. Braga and O. Massambani (Editors), *Weather Radar Technology for Water Resources Management*. UNESCO, pp. 330p.
- Austin, P.M., 1987. Relation between measured radar reflectivity and surface rainfall. *Monthly Weather Review*, 115(5): 1053-1070.
- Avila, F., 1999. *Recherche sur les topoclimats thermiques en relief peu contrasté*. PhD Thesis, Université de Pau et des Pays de l'Adour, Pau, 317 pp.
- Baillod, M. et Baggiolini, M., 1993. Les stades reperes de la vigne. *Revue Suisse de Viticulture, d'Arboriculture et d'Horticulture*, 25(1): 7-9.
- Baldwin, J.G., 1964. The relation between weather and fruitfulness of sultana wine. *Australian Journal of Agricultural Research*, 15: 920–929.
- Bellon, A., Lee, G., Kilambi, A. et Zawadzki, I., 2007. Real-time comparisons of VPR-corrected daily rainfall estimates with a gauge mesonet. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46(6): 726-741.
- Benavides, R., Montes, F., Rubio, A. et Osoro, K., 2007. Geostatistical modelling of air temperature in a mountainous region of Northern Spain. *Agricultural and Forest Meteorology*, 146(3-4): 173-188.
- Benichou, P. et Le Breton, O., 1987. Prise en compte de la topographie pour la cartographie de champs pluviométriques statistiques. *La Météorologie*, 19(7): 23-34.
- Bergqvist, J., Dokoozlian, N. et Ebisuda, N., 2001. Sunlight exposure and temperature effects on berry growth and composition of Cabernet Sauvignon and Grenache in the Central San Joaquin Valley of California. *American Journal of Enology and Viticulture*, 52(1): 1-7.
- Berne, A., Delrieu, G., Creutin, J.-D. et Obled, C., 2004. Temporal and spatial resolution of rainfall measurements required for urban hydrology. *Journal of Hydrology*, 299(3-4): 166-179.

- Besselat, B., Drouet, G. et Palagos, B., 1995. Methodology for determining the thermal requirements for the onset of flowering in grapevines. *Journal International des Sciences de la Vigne et du Vin*, 29(4): 171-182.
- Betts, A.K., Viterbo, P. et Wood, E., 1998. Surface Energy and Water Balance for the Arkansas: Red River Basin from the ECMWF Reanalysis. *Journal of Climate*, 11(11): 2881-2897.
- Bindi, M. et Maselli, F., 2001. Extension of crop model outputs over the land surface by the application of statistical and neural network techniques to topographical and satellite data. *Climate Research*, 16: 237-246.
- Bindi, M., Miglietta, F., Gozzini, B., Orlandini, S. et Seghi, L., 1997. A simple model for simulation of growth and development in grapevine (*Vitis vinifera* L.). I. Model description. *Vitis*, 36(2): 67-71.
- Boé, J., Terray, L., Habets, F. et Martin, E., 2006. A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 111(D23106): 1-20.
- Bois, B., 2002. *Variabilité mésoclimatique à l'intérieur du département de la Gironde et ses conséquences sur la culture de la vigne en Bordelais*, Ecole Nationale d'Ingénieurs des Travaux Agricoles, Bordeaux. 89pp.
- Bolstad, P.V., Swift, L., Collins, F. et Regniere, J., 1998. Measured and predicted air temperatures at basin to regional scales in the southern Appalachian mountains. *Agricultural and Forest Meteorology*, 91(3/4): 161-176.
- Bonhomme, R., 2000. Bases and limits to using 'degree.day' units. *European Journal of Agronomy*, 13(1): 1-10.
- Bonnardot, V., 1996. *Le climat et la vigne en Bourgogne Orientale*. Thèse de Doctorat, Université de Bourgogne, Dijon, 239 pp.
- Bonnardot, V., Planchon, O., Carey, V. et Cautenet, S., 2002. Diurnal wind, relative humidity and temperature variation in the Stellenbosch-Groot Drakenstein wine-growing area. *South African Journal of Enology and Viticulture*, 23(2): 62-71.
- Borga, M. et Vizzaccaro, A., 1997. On the interpolation of hydrologic variables: formal equivalence of multiquadratic surface fitting and kriging. *Journal of Hydrology (Amsterdam)*, 195(1/4): 160-171.
- Branas, J., 1974. *Viticulture*. Imp. Dehan, Montpellier, 990 pp.
- Brisson, N., Gary, C., Justes, E., Roche, R., Mary, B., Ripoche, D., Zimmer, D., Sierra, J., Bertuzzi, P., Burger, P., Bussiere, F., Cabidoche, Y.M., Cellier, P., Debaeke, P., Gaudillere, J.P., Henault, C., Maraux, F., Seguin, B. et Sinoquet, H., 2003. An overview of the crop model. *European Journal of Agronomy*, 18(3-4): 309-332.
- Brisson, N. et Perrier, A., 1991. A semiempirical model of bare soil evaporation for crop simulation models. *Water Resources Research*, 27(5): 267-287.
- Burrough, P.A., 2001. GIS and geostatistics: Essential partners for spatial analysis. *Environmental and Ecological Statistics*, 8(4): 361-377.
- Buttrose, M.S., 1969. Vegetative growth of grapevine varieties under controlled temperature and light intensity. *Vitis*, 8: 280-285.
- Buttrose, M.S. et Hale, C.R., 1973. Effect of temperature on development of the grapevine inflorescence after bud burst. *American Journal of Enology and Viticulture*, 24(1): 14-16.
- Buttrose, M.S., Hale, C.R. et Kliewer, W.M., 1971. Effect of the temperature on the composition of Cabernet-Sauvignon berries. *American Journal of Enology and Viticulture*, 22(2): 71-75.

- Caldiz, D.O., Gaspari, F.J., Moreno Kiernan, A. et Struik, P.C., 2002. Agro-ecological zoning at the regional level: spatio-temporal variation in potential yield of the potato crop in the Argentinian patagonia. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 88(1): 3-10.
- Campling, P., Gobin, A. et Feyen, J., 2001. Temporal and spatial rainfall analysis across a humid tropical catchment. *Hydrological Processes*, 5 (3): 359-375.
- Chahinian, 2004. *Paramétrisation multi-critère et multi-échelle d'un modèle hydrologique spatialisé de crue en milieu agricole*. PhD., Université Montpellier II, Montpellier, 258 pp.
- Chamayou, H., 1993. *Eléments de bioclimatologie*. CILF, Paris, 283 pp.
- Chaves, M.M., Santos, T.P., Souza, C.R., Ortuno, M.F., Rodrigues, M.L., Lopes, C.M., Maroco, J.P. et Pereira, J.S., 2007. Deficit irrigation in grapevine improves water-use efficiency while controlling vigour and production quality. *Annals of Applied Biology*, 150(2): 237-252.
- Choisnel, E., 1984. Notions d'échelle en climatologie. *La Météorologie*, 5(11): 44-52.
- Choné, X., 2001. *Contribution à l'étude des terroirs bordelais : Etude de l'influence des déficits hydriques modérés et de l'alimentation en azote sur le potentiel aromatique des raisins de Vitis Vinifera L. cv. Cabernet Sauvignon blanc.*, Université Bordeaux II, Bordeaux, 188 pp.
- Chone, X., Leeuwen, C.v., Chery, P. et Ribereau-Gayon, P., 2001a. Terroir influence on water status and nitrogen status of non-irrigated Cabernet Sauvignon (*Vitis vinifera*). Vegetation development, must and wine composition (example of a Medoc top estate vineyard, Saint Julien area, Bordeaux, 1997). *South African Journal for Enology and Viticulture*, 22(1): 8-15.
- Chone, X., Leeuwen, C.v., Dubourdieu, D. et Gaudillere, J.P., 2001b. Stem water potential is a sensitive indicator of grapevine water status. *Annals of Botany*, 87(4): 477-483.
- Choudhury, B.J., 1997. Global pattern of potential evaporation calculated from the Penman-Monteith equation using satellite and assimilated data. *Remote Sensing of Environment*, 61(1): 64-81.
- Chuanyan, Z., Zhongren, N. et Guodong, C., 2005. Methods for modelling of temporal and spatial distribution of air temperature at landscape scale in the southern Qilian mountains, China. *Ecological Modelling*, 189(1-2): 209-220.
- Chuine, I. et Beaubien, E.G., 2001. Phenology is a major determinant of tree species range. *Ecology Letters*, 4(5): 500-510.
- Chuine, I., Yiou, P., Viovy, N., Seguin, B., Daux, V. et Le Roy Ladurie, E., 2004. Grape ripening as a past climate indicator. *Nature (London)*, 432(7015): 289-290.
- Chung, U., Seo, H.H., Hwang, K.H., Hwang, B.S., Choi, J., Lee, J.T. et Yun, J.I., 2006. Minimum temperature mapping over complex terrain by estimating cold air accumulation potential. *Agricultural and Forest Meteorology*, 137(1-2): 15-24.
- Christen, M., Chery, P., Monimeau, A., Larché, J.F., Lee, A. et Comagnac, L., 2006. Appellation d'Origine Contrôlée Côtes de Bourg, Cartographie des sols au 1:25000 : Typologie des sols viticoles, unités de terroirs, préconisations viticoles, Ecole Nationale d'Ingénieurs des Travaux Agricoles de Bordeaux, Bordeaux.
- Ciach, G.J., Habib, E. et Krajewski, W.F., 2003. Zero-covariance hypothesis in the error variance separation method of radar rainfall verification. *Advances in Water Resources*, 26(5): 573-580.
- Ciach, G.J. et Krajewski, W.F., 1999. On the estimation of radar rainfall error variance. *Advances in Water Resources*, 22(6): 585-595.
- Ciach, G.J. et Krajewski, W.F., 2006. Analysis and modeling of spatial correlation structure in small-scale rainfall in Central Oklahoma. *Advances in Water Resources*, 29(10): 1450-1463.

- Ciach, G.J., Krajewski, W.F., Anagnostou, E.N., Baeck, M.L., Smith, J.A., McCollum, J.R. et Kruger, A., 1997. Radar rainfall estimation for ground validation studies of the tropical rainfall measuring mission. *Journal of Applied Meteorology*, 36(6): 735 - 747.
- Courault, D. et Monestiez, P., 1999. Spatial interpolation of air temperature according to atmospheric circulation patterns in Southeast France. *International Journal of Climatology*, 19: 365-378.
- Courault, D. et Ruget, F., 2001. Impact of local climate variability on crop model estimates in the south-east of France. *Climate Research*, 18(3): 195-204.
- Creutin, J.-D., Delrieu, G. et Lebel, T., 1988. Rain Measurement by Rainage-Radar Combination: A Geostatistical Approach. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 5(1): 102-115.
- Crippen, D.D., Jr. et Morrison, J.C., 1986. The effects of sun exposure on the compositional development of Cabernet Sauvignon berries. *American Journal of Enology and Viticulture*, 37(4): 235-242.
- Daly, C., Gibson, W.P., Taylor, G.H., Johnson, G.L. et Pasteris, P., 2002. A knowledge-based approach to the statistical mapping of climate. *Climate Research*, 22(2): 99-113.
- Daly, C., Neilson, R.P. et Phillips, D.L., 1994. A Statistical-Topographic Model for Mapping Climatological Precipitation over Mountainous Terrain. *Journal of Applied Meteorology*, 33(2): 140-158.
- Dirks, K.N., Hay, J.E., Stow, C.D. et Harris, D., 1998. High-resolution studies of rainfall on Norfolk Island. Part II: interpolation of rainfall data. *Journal of Hydrology (Amsterdam)*, 208(3/4): 187-193.
- Dobrowski, S.Z., Pushnik, J.C., Zarco-Tejada, P.J. et Ustin, S.L., 2005. Simple reflectance indices track heat and water stress-induced changes in steady-state chlorophyll fluorescence at the canopy scale. *Remote Sensing of Environment*, 97(3): 403-414.
- Dokoozlian, N.K. et Kliwer, W.M., 1996. Influence of light on grape berry growth and composition varies during fruit development. *Journal of the American Society for Horticultural Science*, 121(5): 869-874.
- Dreier, L.P., Stoll, G.S. et Ruffner, H.P., 2000. Berry ripening and evapotranspiration in *Vitis vinifera* L. *American Journal of Enology and Viticulture*, 51(4): 340-346.
- Dry, P.R. et Loveys, B.R., 1999. Grapevine shoot growth and stomatal conductance are reduced when part of the root system is dried. *Vitis*, 38(4): 151-156.
- Duchêne, E. et Schneider, C., 2005. Grapevine and climatic changes: a glance at the situation in Alsace. *Agronomy for Sustainable Development*, 25(1): 93-99.
- Dumas, V., Lebon, E. et Morlat, R., 1997. Différenciations mésoclimatiques au sein du vignoble alsacien. *Journal International des Sciences de la Vigne et du Vin*, 31(1): 1-9.
- Durand, R., Bonhomme, R. et Derieux, M., 1982. Seuil optimal des sommes de températures application au maïs (*Zea mays* L.). *Agronomie*, 2(7): 589-597.
- Duteau, J. et Seguin, G., 1977. Le vignoble des Côtes de Bourg : les sols, le climat. Influence sur la croissance des sarments et sur la maturation du raisin. *Connaissance de la Vigne et du Vin*, 11(1): 1-50.
- ENRICH, 2001. Deliverable n.11 - Spatialisation recommendations (French Version). European Network for Research on Global Change, 22 pp.
- Failla, O., Mariani, L., Brancadoro, L., Minelli, R., Scienza, A., Murada, G. et Mancini, S., 2004. Spatial distribution of solar radiation and its effects on vine phenology and grape ripening in an alpine environment. *American Journal of Enology and Viticulture*, 55(2): 128-138.
- Flexas, J., Escalona, J.M., Evain, S., Gulias, J., Moya, I., Osmond, C.B. et Medrano, H., 2002. Steady-state chlorophyll fluorescence (Fs) measurements as a tool to follow variations

- of net CO₂ assimilation and stomatal conductance during water-stress in C3 plants. *Physiologia Plantarum*, 114(2): 231-240.
- Flores Tovar, H. et Baldasano, J.M., 2001. Solar Radiation Mapping from NOAA AVHRR Data in Catalonia, Spain. *Journal of Applied Meteorology*, 40(11): 1821-1834.
- Francois, C., Bosseno, R., Vacher, J.J. et Seguin, B., 1999. Frost risk mapping derived from satellite and surface data over the Bolivian Altiplano. *Agricultural and Forest Meteorology*, 95(2): 113-137.
- Fregoni, C. et Pezzutto, S., 2000. The "Fregoni" bioclimatic index of quality. *Vignevine*, 27 (9): 65-70
- Peyrot des Gachons, C., Van Leeuwen, C., Tominaga, T., Soyer, J.P., Gaudillere, J.P. et Dubourdieu, D., 2005. Influence of water and nitrogen deficit on fruit ripening and aroma potential of *Vitis vinifera* L cv Sauvignon Blanc in field conditions. *Journal of the Science of Food and Agriculture*, 85(1): 73-85.
- Galet, P., 2000. *Précis de viticulture*. Pierre Galet, 602 pp.
- Garcia de Cortazar Aauri, I., 2006. *Adaptation du modèle STICS a la vigne (Vitis vinifera L.). Utilisation dans le cadre d'une étude d'impact du changement climatique a l'échelle de la France.*, Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Montpellier, Montpellier, 292 pp.
- Gaudillere, J.P., Van Leeuwen, C. et Ollat, N., 2002. Carbon isotope composition of sugars in grapevine, an integrated indicator of vineyard water status. *Journal of Experimental Botany*, 53(369): 757-763.
- Geerts, S., Raes, D., Garcia, M., Del Castillo, C. et Buytaert, W., 2006. Agro-climatic suitability mapping for crop production in the Bolivian Altiplano: A case study for quinoa. *Agricultural and Forest Meteorology*, 139(3-4): 399-412.
- Géographie Active, 1993. *Atlas de la Gironde*. Association Géographie Active, 47 pp.
- Geotis, S.G., 1963. Some Radar Measurements of Hailstorms. *Journal of Applied Meteorology*, 2(2): 270-275.
- Giorgessi, F., Calo, A., Tomasi, D. et Catalano, V., 2001. Bilan hydrique: une methode proposee pour l'evaluation des reserves hydriques dans le zonage viticole. *Rivista di Viticoltura e di Enologia*, 54(1) : 3-15.
- Gladstones, J., 1992. *Viticulture and environment*. Winetitles; Underdale, South Australia; Australia, 310 pp.
- Godard, A. et Tabeaud, M., 2002. *Les climats : Mécanisme et répartition*, . Armand Colin, Paris, 190 pp.
- Goovaerts, P., 1999. Geostatistics in soil science: state-of-the-art and perspectives. *Geoderma*, 89(1-2): 1-45.
- Goovaerts, P., 2000. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of Hydrology (Amsterdam)*, 228(1/2): 113-129.
- Gozzini, B., Crisci, A., Bertini, B., Maselli, F., Meneguzzo, F., Zipoli, G., Paniagua, S., Perarnaud, V., Van Diepen, K., Boogard, H., Courault, D. et Delecolle, R., 2000. *Cooperation and comparison of several interpolation methods of meteorological data (Minimum Temperature)*. COST action 79 : Integration an methods in agrometeorology. European Commission, Luxembourg, 102 pp.
- Grechi, I., Vivin, P., Hilbert, G., Milin, S., Robert, T. et Gaudillere, J.P., 2007. Effect of light and nitrogen supply on internal C:N balance and control of root-to-shoot biomass allocation in grapevine. *Environmental and Experimental Botany*, 59(2): 139-149.
- Gu, G.J., Adler, R.F., Huffman, G.J. et Curtis, S., 2007. Tropical rainfall variability on interannual-to-interdecadal and longer time scales derived from the GPCP monthly product. *Journal of Climate*, 20(15): 4033-4046.

- Guenni, L. et Hutchinson, M.F., 1998. Spatial interpolation of the parameters of a rainfall model from ground-based data. *Journal of Hydrology (Amsterdam)*, 212/213(1/4): 335-347.
- Gulev, S.K., Jung, T. et Ruprecht, E., 2002. Climatology and Interannual Variability in the Intensity of Synoptic-Scale Processes in the North Atlantic from the NCEP/NCAR Reanalysis Data. *Journal of Climate*, 15(8): 809-828.
- Guyot, G., 1997. *Climatologie de l'environnement. De la plante aux écosystèmes*. Masson, Paris, 505 pp.
- Gyalistras, D., 2003. Development and validation of a high-resolution monthly gridded temperature and precipitation data set for Switzerland (1951-2000). *Climate Research*, 25(1): 55-83.
- Haberlandt, U., 2007. Geostatistical interpolation of hourly precipitation from rain gauges and radar for a large-scale extreme rainfall event. *Journal of Hydrology*, 332(1-2): 144-157.
- Hancock, P.A. et Hutchinson, M.F., 2006. Spatial interpolation of large climate data sets using bivariate thin plate smoothing splines. *Environmental Modelling & Software*, 21(12): 1684-1694.
- Hargreaves, G.L., Hargreaves, G.H. et Riley, J.P., 1985. Agricultural benefits for Senegal River Basin. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 111: 111-124.
- Harrison, P.A., Porter, J.R. et Downing, T.E., 2000. Scaling-up the AFRCWHEAT2 model to assess phenological development for wheat in Europe. *Agricultural and Forest Meteorology*, 101(2-3): 167-186.
- Hasenauer, H., Merganicova, K., Petritsch, R., Pietsch, S.A. et Thornton, P.E., 2003. Validating daily climate interpolations over complex terrain in Austria. *Agricultural and Forest Meteorology*, 119(1-2): 87-107.
- Hebrard, O., Voltz, M., Andrieux, P. et Moussa, R., 2006. Spatio-temporal distribution of soil surface moisture in a heterogeneously farmed Mediterranean catchment. *Journal of Hydrology*, 329(1-2): 110-121.
- Hevesi, J.A., Istok, J.D. et Flint, A.L., 1992. Precipitation Estimation in Mountainous Terrain Using Multivariate Geostatistics. Part I: Structural Analysis. *Journal of Applied Meteorology*, 31(7): 661-676.
- Holdaway, M.R., 1996. Spatial modeling and interpolation of monthly temperature using kriging. *Climate Research*, 6(3): 215-225.
- Hsu, K.-L., Gao, X., Sorooshian, S. et Hoshin, V.G., 1997. Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information Using Artificial Neural Networks. *Journal of Applied Meteorology*, 36(9): 1176-1190.
- Hudson, G. et Wackernagel, H., 1994. Mapping Temperature Using Kriging with External Drift - Theory and an Example from Scotland. *International Journal of Climatology*, 14(1): 77-91.
- Hufty, A., 2001. *Introduction à la climatologie*. De Boeck Université. Bruxelles, 542 pp.
- Huglin, P., 1978. Nouveau mode d'évaluation des possibilités héliothermiques d'un milieu viticole. *Comptes Rendus de l'Académie de l'Agriculture de France*, 64: 1117-1126.
- Huglin, P. et Schneider, C., 1998. *Biologie et écologie de la vigne*. Lavoisier, Paris, 370 pp.
- Huld, T., Suri, M., Dunlop, E. et Wald, L., 2005. *Integration of Helioclim-1 database into PV-GIS to estimate solar electricity potential in Africa*, 20th European Photovoltaic Solar Energy Conference and Exhibition, Barcelona, Spain.
- Hutchinson, M.F., 1998. Interpolation of Rainfall Data with Thin Plate Smoothing Splines - Part I: Two Dimensional Smoothing of Data with Short Range Correlation. *Journal of Geographic Information and Decision Analysis*, 2(2): 139-151.

- IPCC, 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.
- Jacquet, A. et Morlat, R., 1997. Caractérisation de la variabilité climatique des terroirs viticoles en val de Loire. Influence du paysage et des facteurs physiques du milieu. *Agronomie*, 17(9/10): 465-480.
- Jarvis, C.H., Baker, R.H.A. et Morgan, D., 2003. The impact of interpolated daily temperature data on landscape-wide predictions of invertebrate pest phenology. *Agriculture Ecosystems & Environment*, 94(2): 169-181.
- Jarvis, C.H. et Stuart, N., 2001a. A comparison among strategies for interpolating maximum and minimum daily air temperatures. Part I: The selection of guiding and land cover variables. *Journal of Applied Meteorology*, 40(6): 1060-1074.
- Jarvis, C.H. et Stuart, N., 2001b. A comparison among strategies for interpolating maximum and minimum daily air temperatures. Part II: The interaction between number of guiding variables and the type of interpolation method. *Journal of Applied Meteorology*, 40(6): 1075-1084.
- Joly, D., Nilsen, L., Fury, R., Elvebakk, A. et Brossard, T., 2003. Temperature interpolation at a large scale: test on a small area in Svalbard. *International Journal of Climatology*, 23(13): 1637-1654.
- Jones, G.V. et Davis, R.E., 2000. Using a synoptic climatological approach to understand climate-viticulture relationships. *International Journal of Climatology*, 20(8): 813-837.
- Jones, G.V., Nelson, P. et Snead, N., 2004. Modeling Viticultural Landscapes: A GIS Analysis of the Terroir Potential in the Umpqua Valley of Oregon. *Geoscience Canada*, 31(4): 167-178.
- Jones, G.V., White, M.A., Cooper, O.R. et Storchmann, K., 2005. Climate change and global wine quality. *Climatic Change*, 73(3): 319-343.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, B., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R. et Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3): 437-471.
- Karlsson, I.M., 2000. Nocturnal air temperature variations between forest and open areas. *Journal of Applied Meteorology*, 39(6): 851-862.
- Kerdiles, H., Grondona, M., Rodriguez, R. et Seguin, B., 1996. Frost mapping using NOAA AVHRR data in the Pampean region, Argentina. *Agricultural and Forest Meteorology*, 79(3): 157-182.
- Kliewer, W.M., 1977. Influence of temperature, solar radiation and nitrogen on coloration and composition of Emperor grapes. *American Journal of Enology and Viticulture*, 28(2): 96-103.
- Kliewer, W.M. et Lider, L.A., 1968. Influence of cluster exposure to the sun on the composition of thompson seedless fruit. *American Journal of Enology and Viticulture*, 19(3): 175-184.
- Kobayashi, K. et Salam, M.U., 2000. Comparing simulated and measured values using mean squared deviation and its components. *Agronomy Journal*, 92(2): 345-352.
- Koundouras, S., Marinos, V., Gkoulioti, A., Kotseridis, Y. et Leeuwen, C.v., 2006. Influence of vineyard location and vine water status on fruit maturation of nonirrigated cv. Agiorgitiko (*Vitis vinifera* L.). Effects on wine phenolic and aroma components. *Journal of Agricultural and Food Chemistry*, 54(14): 5077-5086.

- Krajewski, W.F., Ciach, G.J., McCollum, J.R. et Bacotiu, C., 2000. Initial validation of the global precipitation climatology project monthly rainfall over the United States. *Journal of Applied Meteorology*, 39(7): 1071-1086.
- Kyriakidis, P.C., Kim, J. et Miller, N.L., 2001. Geostatistical Mapping of Precipitation from Rain Gauge Data Using Atmospheric and Terrain Characteristics. *Journal of Applied Meteorology*, 40(11): 1855-1877.
- Lacey, M.J., Allen, M.S., Harris, R.N.L. et Vance Brown, W., 1991. Methoxypyrazines in Sauvignon blanc Grapes and Wines *American Journal of Enology and Viticulture*, 42(2): 103-112.
- Lagouarde, J.P., 1987. *Utilisation des thermographies de satellite en vue de la cartographie topoclimatique*. In: INRA (Editor), Agrométéorologie des régions de moyenne montagne. Les Colloques de l'INRA. INRA, Toulouse, pp. 129-136.
- Lagouarde, J.P., Kerr, Y.H. et Brunet, Y., 1995. An Experimental-Study of Angular Effects on Surface-Temperature for Various Plant Canopies and Bare Soils. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77(3-4): 167-190.
- Le Bouar, E., Testud, J. et Keenan, T.D., 2000. Validation of the rain profiling algorithm ZPHI applied to a c-band polarimetric weather radar. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 25(10-12): 855-859.
- Lebon, E., Dumas, V., Pieri, P. et Schultz, H.R., 2003. Modelling the seasonal dynamics of the soil water balance of vineyards. *Functional Plant Biology*, 30(6): 699-710.
- Lebon, E., Pellegrino, A., Tardieu, F. et Lecoœur, J., 2004. Shoot development in grapevine (*Vitis vinifera*) is affected by the modular branching pattern of the stem and intra- and inter-shoot trophic competition. *Annals of Botany*, 93(3): 263-274.
- Lefèvre, M., Wald, L. et Diabate, L., 2007. Using reduced data sets ISCCP-B2 from the Meteosat satellites to assess surface solar irradiance. *Solar Energy*, 81(2): 240-253.
- Lhotellier, 2005. *Spatialisation des températures en zone de montagne alpine*, Université Joseph Fourier, Grenoble, 278pp.
- Llasat, M.C., Ceperuelo, M. et Rigo, T., 2007. Rainfall regionalization on the basis of the precipitation convective features using a raingauge network and weather radar observations. *Atmospheric Research*, 83(2-4): 415-426.
- Madelin, M. et Beltrando, G., 2005. Spatial interpolation-based mapping of the spring frost hazard in the Champagne vineyards. *Meteorological Applications*, 12(1): 51-56.
- Marshall, J.S., Langville, R.C. et Palmer, W.M., 1947. Measurement of rainfall by radar. *Journal of Meteorology*, 4(6): 186-192.
- Marshall, J.S. et Palmer, W.M., 1948. The distribution of raindrops with size. *Journal of Meteorology*, 5(4): 165-166.
- Matheron, G., 1965. La Théorie des Variables Régionalisées et ses Applications. *Les Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique de Fontainebleau*, 5: 1-212.
- Matsoukas, C., Islam, S. et Kothari, R., 1999. Fusion of radar and rain gage measurements for an accurate estimation of rainfall. *Journal of Geophysical Research*, 104(D24): 437-450.
- Matthews, M.A. et Anderson, M.M., 1988. Fruit ripening in *Vitis vinifera* L.: Responses to seasonal water deficits. *American Journal of Enology and Viticulture*, 39(4): 313-320.
- Matthews, M.A. et Anderson, M.M., 1989. Reproductive development in grape (*Vitis vinifera* L.): Responses to seasonal water deficits. *American Journal of Enology and Viticulture*, 40(1): 52-60.
- Matthews, M.A., Anderson, M.M. et Schultz, H.R., 1987. Phenological and growth responses to early and late season water deficits in Cabernet franc. *Vitis*, 26(3).
- McIntyre, G.N., Lider, L.A. et Ferrari, N.L., 1982. The chronological classification of grapevine phenology. *American Journal of Enology and Viticulture*, 33(2): 80-85.

- McKenney, D.W., Pedlar, J.H., Papadopol, P. et Hutchinson, M.F., 2006. The development of 1901-2000 historical monthly climate models for Canada and the United States. *Agricultural and Forest Meteorology*, 138(1-4): 69-81.
- Meischner, P., Collier, C., Illingworth, A., Joss, J. et Randeu, W., 1997. Advanced Weather Radar Systems in Europe: The COST 75 Action. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(7): 1411-1430.
- Mendoza, M., Bocco, G. et Bravo, M., 2002. Spatial prediction in hydrology: status and implications in the estimation of hydrological processes for applied research. *Progress in Physical Geography*, 26(3): 319-338.
- Mesinger, F., DiMego, G., Kalnay, E., Mitchell, K., Shafran, P.C., Ebisuzaki, W., Jovi, D.a., Woollen, J., Rogers, E., Berbery, E.H., Ek, M.B., Fan, Y., Grumbine, R., Higgins, W., Li, H., Lin, Y., Manikin, G., Parrish, D. et Shi, W., 2006. North American Regional Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(3): 343-360.
- Miniscloux, F., Creutin, J.D. et Anquetin, S., 2001. Geostatistical Analysis of Orographic Rainbands. *Journal of Applied Meteorology*, 40(11): 1835-1854.
- Moncur, M.W., Rattigan, K., Mackenzie, D.H. et McIntyre, G.N., 1989. Base temperatures for budbreak and leaf appearance of grapevines. *American Journal of Enology and Viticulture*, 40(1): 21-26.
- Monestiez, P., Courault, D., Allard, D. et Ruget, F., 2001. Spatial interpolation of air temperature, using environmental context : application to a crop model. *Environmental and Ecological Statistics*, 8: 297-300.
- Monestiez, P. et Goulard, M., 1989. *Traitement spatial des données : les outils mathématiques de l'interpolation spatiale et du zonage*. In: C. Riou (Editor), Le zonage agropédoclimatique. INRA, Paris, pp. 40-52.
- Monteith, J.L., 1981. Evaporation and surface temperature. *Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society*, 107(451): 1-27.
- Montero, F.J., Melia, J., Brasa, A., Segarra, D., Cuesta, A. et Lanjeri, S., 1999. Assessment of vine development according to available water resources by using remote sensing in La Mancha, Spain. *Agricultural Water Management*, 40(2-3): 363-375.
- Murisier, F. et Zufferey, V., 2004. Etude des Terroirs Viticoles Vaudois. *Revue Suisse de Viticulture, Arboriculture et Horticulture*, 36(2-3): 1-20.
- Nalder, I.A. et Wein, R.W., 1998. Spatial interpolation of climatic normals: test of a new method in the Canadian boreal forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 92(4): 211-225.
- Negri, A.J. et Adler, R.F., 1993. An Intercomparison of Three Satellite Infrared Rainfall Techniques over Japan and Surrounding Waters. *Journal of Applied Meteorology*, 32(2): 357-373.
- Ninyerola, M., Pons, X. et Roure, J.M., 2000. A methodological approach of climatological modelling of air temperature and precipitation through GIS techniques. *International Journal of Climatology*, 20(14): 1823-1841.
- Oke, T.R., 1978. *Boundary layer climates*. Methuen, London, 372 pp.
- Oliveira, M., 1998. Calculation of budbreak and flowering base temperatures for *Vitis vinifera* cv. Touriga Francesa in the Douro Region of Portugal. *American Journal of Enology and Viticulture*, 49(1): 74-78.
- Ollat, N., Diakou-Verdin, P., Carde, J.-P., Barrieu, F., Gaudillère, J.-P. et Moing, A., 2002. Grape berry development : a review. *Journal International des Sciences de la Vigne et du Vin*, 36(3): 109-131.
- Ollat, N. et Gaudillère, J.P., 1998. The effect of limiting leaf area during stage I of berry growth on development and composition of berries of *Vitis vinifera* L. cv. Cabernet Sauvignon *American Journal of Enology and Viticulture*, 49(3): 251-258.

- Parent du Châtelet, J., 2003. Aramis, le réseau français de radars pour la surveillance des précipitations. *La Météorologie*, 40(2): 44-52.
- Parent du Châtelet, J., Tabary, P. et Lamarque, P., 2005. Evolutions du réseau radar opérationnel de Météo-France pour une meilleure estimation de la lame d'eau. *Hydrologie Continentale*, 49:1-4.
- Pebesma, E.J., 2004. Multivariable geostatistics in S: the gstat package. *Computers & Geosciences*, 30(7): 683-691.
- Peguy, C., 1970. *Précis de climatologie*. Masson, Paris, 468 pp.
- Pellegrino, A., Goze, E., Lebon, E. et Wery, J., 2006. A model-based diagnosis tool to evaluate the water stress experienced by grapevine in field sites. *European Journal of Agronomy*, 25(1): 49-59.
- Pellegrino, A., Lebon, E., Voltz, M. et Wery, J., 2004. Relationships between plant and soil water status in vine (*Vitis vinifera* L.). *Plant and Soil*, 266(1-2): 129-142.
- Pereira, A.R., Green, S. et Nova, N.A.v., 2006. Penman-Monteith reference evapotranspiration adapted to estimate irrigated tree transpiration. *Agricultural Water Management*, 83(1/2): 153-161.
- Personnic, P., 1999. *Mesure et modélisation de la variabilité microclimatique induite par le relief dans le vignoble champenois : Incidence sur la phénologie de la vigne*. PhD Thesis, Institut National Agronomique Paris-Grignon, Paris, 246 pp.
- Peyrot des Gachons, C., Van Leeuwen, C., Tominaga, T., Soyer, J.P., Gaudillere, J.P. et Dubourdieu, D., 2005. Influence of water and nitrogen deficit on fruit ripening and aroma potential of *Vitis vinifera* L cv Sauvignon Blanc in field conditions. *Journal of the Science of Food and Agriculture*, 85(1): 73-85.
- Pieri, P. et Gaudillere, J.P., 2003. Sensitivity to training system parameters and soil surface albedo of solar radiation intercepted by vine rows. *Vitis*, 42(2): 77-82.
- Pieri, P. et Gaudillere, J.P., 2005. Vines water stress derived from a soil water balance model - sensitivity to soil and training system parameters, *XIV International GESCO Viticulture Congress, Geisenheim, Germany, 23-27 August, 2005*, pp. 457-463.
- Pinker, R.T., Zhang, B. et Dutton, E.G., 2005. Do satellites detect trends in surface solar radiation? *Science*, 308(5723): 850-854.
- Potter, B.E., Teclaw, R.M. et Zasada, J.C., 2001. The impact of forest structure on near-ground temperatures during two years of contrasting temperature extremes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 106(4): 331-336.
- Pouget, R., 1968. Nouvelle conception du seuil de croissance chez la vigne. *Vitis*, 7: 201-205.
- Pouget, R., 1972. Considerations générales sur le rythme végétatif et la dormance des bourgeons de la vigne. *Vitis*, 11(3): 198-217.
- Pouget, R., 1981. Action de la temperature sur la differenciation des inflorescences et des fleurs durant les phases de pre-debourrement et de post-debourrement des bourgeons latents de la vigne. *Connaissance de la Vigne et du Vin*, 15(2): 65-79.
- Pouget, R., 1988. Le debourrement des bourgeons de la vigne: methode de prevision et principes d'etablissement d'une echelle de precocite de debourrement. *Connaissance de la Vigne et du Vin*, 22(2): 105-123.
- Preston-Whyte, R.A., 1970. A spatial model of an Urban Heat Island. *Journal of Applied Meteorology*, 9(4): 571-573.
- Price, D.T., McKenney, D.W., Nalder, I.A., Hutchinson, M.F. et Kesteven, J.L., 2000. A comparison of two statistical methods for spatial interpolation of Canadian monthly mean climate data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 101(2/3): 81-94.
- Priestley, C.H.B. et Taylor, R.J., 1972. On assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100(2): 81-92.

- Quénot, H., 2002. *Climatologie appliquée aux échelles spatiales fines : influence des haies brise-vent et d'un remblai ferroviaire sur le gel printanier et l'écoulement du mistral*. PhD Thesis, Université des Sciences et Technologies de Lille, Lille, 283 pp.
- R Development Core Team, 2007. *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Rao, V.B., Santo, C.v.E. et Franchito, S.H., 2002. A Diagnosis of Rainfall over South America during the 1997/98 El Niño Event. Part I: Validation of NCEP/NCAR Reanalysis Rainfall Data. *Journal of Climate*, 15(5): 502-511.
- Rigollier, C., Bauer, O. et Wald, L., 2000. On the clear sky model of the ESRA - European Solar Radiation Atlas - With respect to the Heliosat method. *Solar Energy*, 68(1): 33-48.
- Rigollier, C., Lefevre, M. et Wald, L., 2004. The method Heliosat-2 for deriving shortwave solar radiation from satellite images. *Solar Energy*, 77(2): 159-169.
- Riou, C., 1994. *Le déterminisme climatique de la maturation du raisin : application au zonage de la teneur en sucre dans la Communauté Européenne*. Agriculture series. Office des Publications Officielles des Communautés Européennes, Luxembourg (FRA), 322 pp.
- Riou, C., Pieri, P. et Clech, B.I., 1994. Consommation d'eau de la vigne en conditions hydriques non limitantes. Formulation simplifiée de la transpiration. *Vitis*, 33(3): 109-115.
- Riou, C., Valancogne, C. et Pieri, P., 1989. Un modèle simple d'interception du rayonnement solaire par la vigne. Vérification expérimentale. *Agronomie*, 9(5): 441-450.
- Rosenfeld, D., Wolff, D.B. et Amitai, E., 1994. The window probability matching method for rainfall measurement with radar. *Journal of Applied Meteorology*, 33(6): 682-693.
- Rusticucci, M.M. et Kousky, V.E., 2002. A Comparative Study of Maximum and Minimum Temperatures over Argentina: NCEP/NCAR Reanalysis versus Station Data. *Journal of Climate*, 15(15): 2089-2101.
- Salek, M., 2000. The radar and raingauge merge precipitation estimate of daily rainfall - First results in the Czech Republic. *Physics and Chemistry of the Earth Part B-Hydrology Oceans and Atmosphere*, 25(10-12): 977-979.
- Sanchez, L.A. et Dokoozlian, N.K., 2005. Bud microclimate and fruitfulness in *Vitis vinifera* L. *American Journal of Enology and Viticulture*, 56(4): 319-329.
- Schultz, H.R., 2003. Differences in hydraulic architecture account for near-isohydric and anisohydric behaviour of two field-grown *Vitis vinifera* L. cultivars during drought. *Plant, Cell and Environment*, 26(8): 1393-1405.
- Schultz, H.R., Kiefer, W. et Gruppe, W., 1996. Photosynthetic duration, carboxylation efficiency and stomatal limitation of sun and shade leaves of different ages in field-grown grapevine (*Vitis vinifera* L.). *Vitis*, 35(4): 169-176.
- Seguin, B., 1977. Estimation de l'ETP en climat méditerranéen du sud-est de la France. Comparaison des méthodes à l'échelle locale et problèmes posés par l'extension à l'échelle régionale. *La Météorologie*, 11: 33-40.
- Seguin, B., Baelz, S., Monget, J.M. et Petit, V., 1982. Use of IR thermography for estimating regional evaporation. I. Pilot trials on the Crau plain. *Agronomie*, 2(1): 7-16.
- Sempere-Torres, D., Sanchez-Diezma, R., Zawadzki, I. et Creutin, J.D., 2000. Identification of stratiform and convective areas using radar data with application to the improvement of DSD analysis and Z-R relations. *Physics and Chemistry of the Earth Part B-Hydrology Oceans and Atmosphere*, 25(10-12): 985-990.
- Sene, K.J., 1996. Meteorological estimates for the water balance of a sparse vine crop growing in semiarid conditions. *Journal of Hydrology (Amsterdam)*, 179(1/4): 259-280.

- Sepulveda, G. et Kliewer, W.M., 1986. Effect of high temperature on grapevines (*Vitis vinifera* L.). II. Distribution of soluble sugars. *American Journal of Enology and Viticulture*, 37(1): 20-25.
- Serreze, M.C., Key, J.R., Box, J.E., Maslanik, J.A. et Steffen, K., 1998. A New Monthly Climatology of Global Radiation for the Arctic and Comparisons with NCEP: NCAR Reanalysis and ISCCP-C2 Fields. *Journal of Climate*, 11(2): 121-136.
- Snyder, R.L., Spano, D., Cesaraccio, C. et Duce, P., 1999. Determining degree-day thresholds from field observations. *International Journal of Biometeorology*, 42(4): 177-182.
- Sobrinho, J.A., Gomez, M., Jimenez-Munoz, J.C., Oliso, A. et Chehbouni, G., 2005. A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: application to the DAISEX campaigns. *Journal of Hydrology (Amsterdam)*, 315(1/4): 117-125.
- Sokol, Z., 2003. Utilization of regression models for rainfall estimates using radar-derived rainfall data and rain gauge data. *Journal of Hydrology*, 278(1-4): 144-152.
- Sousa, T.A., Oliveira, M.T. et Pereira, J.M., 2006. Physiological indicators of plant water status of irrigated and non-irrigated grapevines grown in a low rainfall area of Portugal. *Plant and Soil*, 282(1/2): 127-134.
- Souza, C.R.d., Maroco, J.P., Santos, T.P.d., Rodrigues, M.L., Lopes, C.M., Pereira, J.S. et Chaves, M.M., 2005. Impact of deficit irrigation on water use efficiency and carbon isotope composition ($\delta^{13}C$) of field-grown grapevines under Mediterranean climate. *Journal of Experimental Botany*, 56(418): 2163-2172.
- Spayd, S.E., Tarara, J.M., Mee, D.L. et Ferguson, J.C., 2002. Separation of sunlight and temperature effects on the composition of *Vitis vinifera* cv. Merlot berries. *American Journal of Enology and Viticulture*, 53(3): 171-182.
- Stahl, K., Moore, R.D., Floyer, J.A., Asplin, M.G. et McKendry, I.G., 2006. Comparison of approaches for spatial interpolation of daily air temperature in a large region with complex topography and highly variable station density. *Agricultural and Forest Meteorology*, 139(3-4): 224-236.
- Struzik, P., 2001. *Spatialisation of Solar Radiation - draft report on possibilities and limitations*, COST action 718, 3rd Management committee and Working Group Meeting, Budapest, Hungary, pp. 12.
- Testud, J., Le Bouar, E., Obligis, E. et Ali-Mehenni, M., 2000. The Rain Profiling Algorithm Applied to Polarimetric Weather Radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17(3): 332-356.
- Thiessen, A.H., 1911. Precipitation Averages for Large Areas. *Monthly Weather Review*, 39(7): 1082-1089.
- Thornton, P.E., Running, S.W. et White, M.A., 1997. Generating surfaces of daily meteorological variables over large regions of complex terrain. *Journal of Hydrology*, 190(3-4): 214-251.
- Tonietto, J. et Carbonneau, A., 2004. A multicriteria climatic classification system for grape-growing regions worldwide. *Agricultural and Forest Meteorology*, 124(1/2): 81-97.
- Tregouat, O., Leeuwen, C.v., Chone, X. et Gaudillere, J.P., 2002. Etude du régime hydrique et de la nutrition azotée de la vigne par des indicateurs physiologiques. Influence sur le comportement de la vigne et la maturation du raisin (*Vitis vinifera* L. cv. Merlot, 2000, Bordeaux). *Journal International des Sciences de la Vigne et du Vin*, 36(3): 133-142.
- Tveito, O.E., 2007. The developments in Spatialization of Meteorological and Climatological Elements. In: H. Dobesch, P. Dumolard and I. Dyras (Editors), *Spatial Interpolation for Climate Data. The Use of GIS in Climatology and Meteorology*. ISTE, London, pp. 73-86.

- Ulbrich, C.W., 1974. Analysis of Doppler Radar Spectra of Hail. *Journal of Applied Meteorology*, 16(12): 387-396.
- Ulbrich, C.W. et Atlas, D., 1978. The rain parameter diagram: methods and applications. *Journal of Geophysical Research*, 83: 1319-1325.
- Ulbrich, C.W. et Atlas, D., 1982. Hail Parameter Relations: A Comprehensive Digest. *Journal of Applied Meteorology*, 21(1): 22-43.
- Van Leeuwen, C., Friant, P., Chone, X., Tregoat, O., Koundouras, S. et Dubourdieu, D., 2004. Influence of climate, soil, and cultivar on terroir. *American Journal of Enology and Viticulture*, 55(3): 207-217.
- Van Leeuwen, C. et Seguin, G., 1994. Incidences de l'alimentation en eau de la vigne, appréciée par l'état hydrique du feuillage, sur le développement végétatif et la maturation du raisin. *Journal International des Sciences de la Vigne et du Vin*, 28(2): 81-110.
- Van Leeuwen, C., Tregoat, O., Choné, X., Jaeck, M.E., Rabusseau, S. et Gaudillere, J.P., 2003. Le suivi du régime hydrique de la vigne et son incidence sur la maturation du raisin. *Bulletin de l'OIV*, 76(867/868): 367-379.
- van Staden, V., Erasmus, B.F.N., Roux, J., Wingfield, M.J. et van Jaarsveld, A.S., 2004. Modelling the spatial distribution of two important South African plantation forestry pathogens. *Forest Ecology and Management*, 187(1): 61-73.
- Vaudour, E., Girard, M.C., Bremond, L.M. et Lurton, L., 1998. Caractérisation spatiale des terroirs et constitution des raisins en A.O.C. Cotes-du-Rhône méridionales (Bassin de Nyons-Valreas). *Journal International des Sciences de la Vigne et du Vin*, 32(4): 169-182.
- Vetter, J., 2004. *Contribution d'un code de calcul météorologique méso-échelle à la climatologie des pluies en zone de relief*, Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble, 230 pp.
- Vinet, F., 2001. Climatology of hail in France. *Atmospheric Research*, 56(1-4): 309-323.
- Widmann, M. et Bretherton, C.S., 2000. Validation of Mesoscale Precipitation in the NCEP Reanalysis Using a New Gridcell Dataset for the Northwestern United States. *Journal of Climate*, 13(11): 1936-1950.
- Williams, D.W., Williams, L.E., Barnett, W.W., Kelley, K.M. et McKenry, M.V., 1985. Validation of a model for the growth and development of the Thompson Seedless grapevine. I. Vegetative growth and fruit yield. *American Journal of Enology and Viticulture*, 36(4): 275-282.
- Willoquet, L. et Clerjeau, M., 1998. An analysis of the effects of environmental factors on conidial dispersal of *Uncinula necator* (grape powdery mildew) in vineyards. *Plant Pathology*, 47(3): 227-233.
- Wilson, J.W. et Brandes, E.A., 1979. Radar Measurement of Rainfall. A Summary. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 60(9): 1058.
- Winkler, A.J., Cook, J.A., Kliewer, W.M. et Lider, L.A., 1974. *General viticulture.*, pp. 710.
- Winkler, A.J. et Williams, W., 1939. The heat required to bring Tokay grapes to maturity. *Proceedings of the American Society of Horticultural Science*, 37: 650-652.
- Winkler, J.A. et Skaggs, R.H., 1981. Effect of temperature adjustments on the Minneapolis-St. Paul urban heat island. *Journal of Applied Meteorology*, 20(11): 1295-1300.
- Xia, Y., Winterhalter, M. et Fabian, P., 1999. A model to interpolate monthly mean climatological data at Bavarian forest climate stations. *Theoretical and Applied Climatology*, 64(1-2): 27-38.
- Xia, Y.L., Fabian, P., Winterhalter, M. et Zhao, M., 2001. Forest climatology: estimation and use of daily climatological data for Bavaria, Germany. *Agricultural and Forest Meteorology*, 106(2): 87-103.

Zawadzki, I.I., 1975. On Radar-Raingage Comparison. *Journal of Applied Meteorology*, 14(8): 1430-1436.

Zelenka, A., Perez, R., Seals, R. et Renne, D., 1999. Effective accuracy of satellite-derived hourly irradiances. *Theoretical and Applied Climatology*, 62(3-4): 199-207.

Zhang, Y., Sperber, K.R. et Boyle, J.S., 1997. Climatology and Interannual Variation of the East Asian Winter Monsoon: Results from the 1979-95 NCEP/NCAR Reanalysis. *Monthly Weather Review*, 125(10): 2605-2619.

Références électroniques :

McGill University Exemple: Melting Layers (bright bands). En ligne : 11/10/2006. Site internet : http://www.radar.mcgill.ca/bright_band.html

Pointin, Y., 2004. *Introduction aux radars*. En ligne : 10/10/2006. Site internet : http://www.obs.univ-bpclermont.fr/atmos/presentations/radar_expose.pdf

SoDa service. En ligne : 07/05/2006. Site internet : <http://www.soda-is.com/fr/index.html>

Table des tableaux

Tableau 1.1 : Comparaison des méthodes d'interpolation des variables climatiques. Les abréviations utilisées sont listées à la fin du tableau	31
Tableau 2.1 : Liste des stations climatiques de la base de données élaborée à partir de quatre principaux réseaux : DEMETER (DEM), Météo-France (MF), Agroclim (AG, INRA) et Santé Végétal (SV, INRA). A : Poste de type automatique (Cimel), M : Poste manuel. Lat. : Latitude Nord (degrés décimaux), Long. : Longitude Ouest (degrés décimaux), X et Y : coordonnées en Lambert II étendu (système de projection plane, NTF) ; Z : Altitude, en mètres)	49
Table 3.1: List of weather stations. N= Number of observations, for minimum (T_{min}) and maximum temperatures (T_{max}). X and Y coordinates are given in Lambert II étendu (NTF plane projection system, meters). Z (elevation) is given in meters.	59
Table 3.2: Environmental co-variables used in MRK model. See text for complete definitions.	62
Table 3.3: Error statistics of interpolation methods. IDWA = Inverse distance weighting average ; OK = Ordinary Kriging ; MRK = Multiple regression with kriging of residuals	63
Table 3.4: Number of significant positive or negative correlation between co-variable selected in MRK method and minimum and maximum daily temperature, during the period 2001-2005. R: pearson correlation coefficient.	67
Table 3.5: Degree-days models used to characterize grapevine phenology.	73
Table 3.6: List of validation plots where blooming and veraison stages were monitored. "B" and "V" indicate the availability for blooming and veraison observations (respectively). Coordinates are given in Lambert II étendu (NTF plane projection system, meters)	74
Table 3.7: List of validation plots where berry maturation was monitored. "S" and "A" indicate the availability for sugar concentration and titrable acidity data, respectively. Coordinates are given in Lambert II étendu (NTF plane projection system, meters).	75
Table 3.8: Propagation of daily temperature interpolation errors within degree-days model. Values of statistical indicators are given in degree-days (DD).	76
Table 3.9: Determination coefficients (R^2) of the comparison of observed phenological stages dates and degree-days indices. Figures in bold corresponds to significantly correlated data (P -value < 0.05) WI = Winkler Index ; HI = Heliothermic Index ; ST_{BLO} = Heat summation from January, 1 st to June, 1 st ; ST_{VER} = Heat summation from January, 1 st to August 1 st ; ST_{MAT} = Heat summation from January, 1 st to September 30 th ; N= number of observations.	78
Table 3.10: Annual statistics of phenological degree-days zones	80
Table 3.11: Distribution of appellation of origin areas in the 6 agroclimatic zones delimited by ST_{MAT} (heat summation from January to September) zoning on the period 2001-2005.	82
Table 4.1: Classification by region of appellations of origin of the Bordeaux winegrowing region (see figure 4.1B)	88
Table 4.2: Statistics of solar radiation data for the period 1986-2005 for the Gironde province and the Bordeaux winegrowing region. CV = coefficient of variation (standard deviation, σ divided by the mean, given in percent).	90
Table 4.3: Statistics of mean solar irradiation ($MJ m^{-2}$) in the Bordeaux winegrowing region from August to September for the three classes obtained by regular interval clustering. CV = coefficient of variation (standard deviation, σ divided by the mean x 100).	92
Table 4.4: Distribution of appellation of origin areas, within the three solar radiation zones (i.e. classes), before and after the integration of terrain effects.	94
Table 4.5: Comparison of pyranometer and high-resolution mean daily spatial irradiation data at the weather station of Villenave d'Ornon (44.789°N ; 0.577°E). G_{ap} = pyranometers mean daily values ; Bias = mean error (spatial - pyranometer), RMSD = Root Mean Squared Difference ; Min. = the minimum daily difference, Max = the maximum daily difference ; N = the number of observations. The values between parentheses indicate the statistical indicator in fractions of the pyranometer values (G_{ap}). Except for N, the values are given in $MJ m^{-2}$.	96
Table 5.1 : List of weather stations used in the study	102
Table 5.2 : First order sensitivity indices of ETPM method to climate variables. The values between brackets correspond to the relative par of total ET0 variance explained by each input variable. Figures in bold correspond to the highest sensitivity index of each month.	109

Table 5.3 : Bias and RMSE resulting from the use of Helioclim-1 data instead of pyranometer data for daily solar irradiation and daily ET ₀ estimates, using Penman-Monteith or radiation methods. Values between brackets are the ratio of the statistical index with the mean reference value (pyranometer solar radiation, and evapotranspiration calculated with pyranometer data).	109
Table 5.4 : Sources of climate variables used for reference evapotranspiration calculations in section 2.3.4.	112
Table 5.5 : Summary of statistical indexes of ET ₀ estimation methods, at daily time step. Values between brackets represent the bias and the RMSE divided by PM mean values (relative bias and relative RMSE). R ² is the coefficient of determination; NSW and NSE are the number of observations for Southwest and Southeast area, respectively. Figures in bold correspond to the best performance in ET ₀ estimates, according to the index considered.	112
Tableau 5.6 : Indicateurs statistiques de la propagation d'erreurs de l'interpolation des températures quotidiennes dans le calcul de l'ET ₀ par la formule de Turc. T = température utilisée pour le calcul de l'ET ₀ ; σ_{err} = écart-type des erreurs ; R ² =coefficient de détermination ; N=nombre d'observations.	116
Tableau 5.7 : Statistiques descriptives des cinq classes de demande évaporatives établies à parti des cumuls de juillet à septembre d'ET ₀ sur la période 2001-2005. N=947700 (pixels de 50 m). La superficie est donnée en pourcentage de la surface totale, soit 236925 ha.	119
Tableau 6.1 : Liste des 85 stations climatiques utilisées pour l'étude de la variabilité spatiale des cumuls de pluie en Gironde viticole. Début : année à partir des laquelle les données ont été utilisées ; Lat., Long. = Latitude et Longitude (en degrés décimaux) ; X, Y = coordonnées cartésiennes en Lambert II étendu (projection plane NTF) ; Type= spécifie si le pluviomètre est manuel (M) ou automatique (A).	130
Tableau 6.2 : Nombres de couples de stations climatiques utilisés pour la construction du variogramme expérimental, pour chaque pas de distance h entre les points et selon l'angle θ d'anisotropie.	135
Tableau 6.3 : Indicateurs statistiques relatifs à la validation croisée des 9 méthodes de spatialisation des cumuls de pluie quotidiens. Les valeurs sont indiquées en mm. N=5731, sur 114 situations. Les deux premières lignes indiquent la moyenne et l'écart-type (σ) des valeurs de cumuls. RR = cumuls enregistrés aux pluviomètres.	141
Tableau 6.4 : Indicateurs statistiques relatifs à la validation croisée des 9 méthodes de spatialisation des cumuls de pluie quotidiens, supérieurs à 5 mm. Les valeurs sont indiquées en mm. N=1547, sur 85 situations. Les deux premières lignes indiquent la moyenne et l'écart-type (σ) des valeurs de cumuls. RR = cumuls enregistrés aux pluviomètres	142
Tableau 6.5 : Statistiques descriptives des cumuls de précipitation enregistrés à Villenave d'Ornon (44,79°N ; 0,58°O), période 1976-2005. CV : Coefficient de variation ; σ : écart-type ; été : période de juillet à septembre, inclus. Les données sont en mm, à l'exception du coefficient de variation.	149
Tableau 6.6 : Jours de pluie en Gironde viticole.	150
Tableau 6.7 : Indicateurs statistiques globaux des cumuls mensuels de précipitation sur la période 1994-2005. RR _m = moyenne des cumuls mensuels enregistrés aux stations climatiques ; OK _m = interpolation des cumuls mensuels ; OK _j = somme des cumuls quotidiens interpolés.	153
Tableau 6.8 : RMSE des deux approches de spatialisation des cumuls mensuels, pour chaque année. RR _m : moyenne des cumuls mensuels enregistrés aux stations climatiques ; OK _m = interpolation des cumuls mensuels ; OK _j = somme des cumuls quotidiens interpolés.	155
Tableau 6.9 : Indicateurs statistiques globaux des cumuls annuels et pluri-mensuels de précipitation sur la période 1994-2005. RR _{an} , RR _v , RR _e = moyenne des cumuls enregistrés aux stations climatiques. OK = interpolation des cumuls. Les indices désignent la période (année : an, période de végétation : v, période estivale : e). OK _m : somme des interpolations des cumuls mensuels.	156
Tableau 6.10 : Cinq régions viticoles de la Gironde et zones d'AOC correspondantes.	164
Tableau 7.1 : Liste des stations utilisées pour l'étude de la propagation d'erreurs de spatialisation dans le modèle de bilan hydrique. La lettre D indique la disponibilité d'un jeu de données complet sur l'année.	175
Tableau 7.2 : Statistiques descriptives des erreurs d'estimation de l'indice de stress moyen, induites par l'interpolation des variables climatiques d'entrée au pas de temps quotidien. T=température, ET ₀ =évapotranspiration, RR=cumul des précipitations, σ_{err} =écart-type des erreurs. Les valeurs indiquées en gras correspondent aux valeurs les plus élevées (en valeur absolue), pour chaque indice et pour chaque année.	176
Tableau 7.3 : Indicateurs statistiques des erreurs de spatialisation du bilan hydrique par deux méthodes : interpolations quotidiennes des variables d'entrée du modèle (T, ET ₀ , RR) et interpolation de l'indice de stress par krigeage ordinaire (OK). ISV _{obs} = indice de stress observé moyen ; ISV _{calc} indice de stress calculé par les deux approches de spatialisation. σ_{err} : écart-type de l'erreur de spatialisation. σ_{ISV} : écart-type de l'indice de stress. Les chiffres en gras indiquent, pour chaque indicateur, la meilleure performance.	180

Table des figures

Figure 1.1 : Regroupement des 39 stations climatiques utilisées pour l'étude préliminaire de la variabilité spatio-temporelle du climat en Gironde viticole (Bois, 2002).....	12
Figure 1.2 : Sommes des températures du 1 ^{er} janvier au 31 décembre, pour 8 régions viticoles du Bordelais. Les barres d'erreurs correspondent aux écart-types intra-régionaux (Bois, 2002)	12
Figure 1.1 : Méthodes de tessellation ; a : Polygones de Thiessen ; b : Triangulation de Delauney ; (in : START-IHDP-IGBP, 2001).....	23
Figure 1.2 : Principe d'élaboration d'un variogramme (in : START-IHDP-IGBP, 2001).....	24
Figure 1.3 : Schéma d'un réseau de neurones artificiels (une couche cachée). Entrée à deux neurones (I_1, I_2), couche cachée à trois neurones (H_1, H_2, H_3), couche de sortie à 1 neurones (O_1). La lettre w indique le facteur de pondération appliqué à chaque connexion inter-neurone.....	28
Figure 1.4 : Deux méthodes différentes pour la spatialisation d'indices agroclimatiques.....	39
Figure 1.5 : Evolution des coefficients de corrélation entre cumuls de pluie en fonction de la distance entre les pluviomètres et le pas de temps de la mesure (d'après Ciach et Krajewski, 2006).....	40
Figure 2.1 : Région d'étude : La Gironde viticole.....	42
Figure 2.2 : Carte des vignobles de la Gironde (source INAO).....	45
Figure 2.3 : Exemple de détermination de la date (jour de l'année) à laquelle l'acidité totale du raisin atteint la valeur seuil de $3,5 \text{ g L}^{-1} \text{ H}_2\text{SO}_4$, par interpolation polynomiale.....	53
Figure 3.1: The study area, weather stations and geographical. A: Bordeaux vineyards and weather stations locations ; B: Elevation and water masses of Gironde province.....	58
Figure 3.2: Climatic normals of Bordeaux (Weather station of Villenave d'Ornon, 44.79°N , 0.58°W , period 1976-2005).....	58
Figure 3.3: Monthly comparisons of root mean squared errors obtained by comparison of 4 interpolation methods to observed daily temperature, during a cross validation for the period 2001-2005. A: Minimum temperature ; B: Maximum temperature.....	64
Figure 3.4: Maps of root mean squared errors for the period 2001-2005 obtained by cross validation process of the MRK interpolation method of daily temperature. Each circle corresponds to a climate station. White circles = stations with at maximum 5% of missing data on, the period 2001-2005 ; grey circle = stations with more than 5% of missing data. A: Minimum temperature ; B: Maximum temperature	64
Figure 3.5: Monthly frequency of co-variables significant correlations (P -value < 1%) with daily temperature. Squared symbols indicate a positive correlation and triangles indicates negative correlation. Filled (black) symbols correspond to minimum temperature and open symbols correspond to maximum temperature. For D, all significant correlation coefficients were considered in absolute values (see details in text).....	66
Figure 3.6: Correlation between annual minimum temperature in 2003 (T_{\min}) and the distance of the weather stations to Gironde estuary.....	68
Figure 3.7: Wind monthly course (in kilometres), according to its blowing direction. Mean values of the period 2001-2005.....	68
Figure 3.8: The Bordeaux winegrowing area. The vineyard is separated in 5 regions, indicated by roman figures.....	71
Figure 3.9: Scatter-plots of predicted (cross validation temperature estimates) and observed (measured temperature) degree-days indices. A : heat summation from January, 1 st to September, 30 th (ST_{MAT}); B : Heliothermal index (HI). Plain line : $f(x)=x$	77
Figure 3.10: Scatter plots of phenological stages dates (day of the year) observed in the field versus heat summations from January, 1 st to June, 1 st (ST_{BLO}), to August, 1 st (ST_{VER}) and to September, 30 th (ST_{MAT}), given in degree-days (DD). BLO_{obs} = Blooming date ; VER_{obs} = veraison date ; $TA3.5_{obs}$ = Day when titrable acidity of berries reaches $3.5 \text{ g L H}_2\text{SO}_4$; $SC210_{obs}$ = Day when the potential alcoholic degree reaches 12% (210 g.L^{-1}).....	79
Figure 3.11: Phenological zoning of Bordeaux winegrowing area, based upon heat summation from January to September inclusive, period 2001-2005.....	81
Figure 4.1: Maps of the study area. A) France, with the Gironde province and the city of Bordeaux. B) The Bordeaux winegrowing region, located in Gironde province. Figures in roman numbers indicate the number of the five sub-regions of the Bordeaux winegrowing region (see table 4.1 for the list of the appellations of origin located in each region).....	87
Figure 4.2: Box-plots of monthly means of daily irradiation during the period 1986-2005, for the Gironde province (A) and the Bordeaux winegrowing region (B). Data used to create each box are the mean daily	

irradiation values of each 500 m pixel. Points outside the boxes represent the minimum and the maximum values observed within each area.....	90
Figure 4.3: Seasonal maps of the clearness index for the Gironde province (period 1986-2005). The dashed areas represent the five sub-regions of the Bordeaux winegrowing region (see Figure 4.1B). A: "spring", from April to June ; B: "Summer", from July to September ; C: "Autumn", from October to December ; D: "Winter", from January to March.	91
Figure 4.4: Zoning of the Bordeaux winegrowing region based on the mean daily solar irradiation value from August to September ($G_{mat,h}$) for the period 1986-2005. A: map of $G_{mat,h}$ classes (horizontal surface zoning); B: box-plot of $G_{mat,h}$ values of the three classes ; C: map of G_{mat} classes (inclined surface zoning) ; D: box-plot of G_{mat} values of the three classes. Points on the box-plots figures correspond to the extremes values of each class.	92
Figure 4.5: Scatter plot comparing, for different years, the values of the relative differences between G_{mat} on horizontal and inclined solar radiation data, of each pixel located in the Bordeaux winegrowing region ($N = 948239$).....	93
Figure 4.6: Mean daily solar irradiation data from August to September, for the period 1986-2005, of two appellations of origin (A.O.C.) areas of Bordeaux. The data is expressed in percent of the mean value of each whole area. A: A.O.C. Côtes de Bourg, B: A.O.C. Saint-Emilion (the circle indicates the localization of Saint-Emilion village.	95
Figure 5.1 : Spatial distribution of the 19 meteorological stations used in the study. SW : Southwest area, SE : Southeast area.	101
Figure 5.2 : General scheme of Sobol' sensitivity analysis	107
Figure 5.3 : Monthly variations of first order and total sensitivity indices of climate input variables of PM model, for reference evapotranspiration calculation, in Southwest (SW) and Southeast (SE) areas. A: first order sensitivity indices, SW ; B: total sensitivity indices, SW ; C: first order sensitivity indices, SE ; D: total sensitivity indices, SE	108
Figure 5.4 : Scatter plots of daily solar irradiation data from pyranometer measurement and Helioclim-1 database (A : Southwest area (SW) ; D: Southeast area (SE)), and scatter plots of daily ET ₀ calculated with pyranometer data compared to ET ₀ calculated with Helioclim-1 data (B: Penman-Monteith method, SW ; C: Turc method, SW ; E: Penman-Monteith method, SE, F: Turc method, SE).....	110
Figure 5.5 : Errors induced by the use of daily HelioClim-1 data for irradiation (A), and ET ₀ estimates (B: Southwest area, C: Southeast area). PM: Penman-Monteith, PT: Priestley-Taylor, TU: Turc, HR: Hargreaves radiation, HT; Hargreaves temperature. : RMSE ; : Bias.....	111
Figure 5.6 : Monthly variations of RMSE resulting from the comparison of daily ET ₀ between Penman-Monteith and estimation formulae (PT: Priestley-Taylor, TU: Turc, HR: Hargreaves radiation, HT; Hargreaves temperature). A: Southwest area ; B: Southeast area.	113
Figure 5.7 : Nuages de points entre l'ET ₀ quotidienne calculée à partir des données de température mesurée (ET ₀ « observée »), et des données de températures obtenues par validation croisée de l'interpolation spatiale (« prévue »), période 2001-2005.....	116
Figure 5.8 : Cumul de l'ET ₀ pour la période 2001-2005. Les lignes épaisse et pointillée correspondent aux normales enregistrées à Villenave d'Ornon (44,79°N, 0,57°O) et à la moyenne des 5 années, respectivement.	117
Figure 5.9 : Cartes de cumul d'évapotranspiration potentielle de juillet à septembre, sur la période 2001-2005. Les cumuls sont donnés en millimètres. Les chiffres romains indiquent les différentes zones de Gironde viticole : I :Médoc ; II :Graves ; III : Entre-Deux-Mers ; Libournais ;V :Blayais.	118
Figure 5.10 : Zonage de la demande évaporative en Gironde viticole, basé sur les cumuls d'ET ₀ de Juillet à Septembre, de la période 2001-2005. Les chiffres romains indiquent les différentes zones de Gironde viticole : I :Médoc ; II :Graves ; III : Entre-Deux-Mers ; Libournais ;V :Blayais. La partie agrandie correspondant à une zone de forte variabilité spatiale de l'ET ₀ avec notamment des zones très réduites de faible demande évaporative (indiquées par un cercle bleu).	120
Figure 6.1 : Relations entre indice de réflectivité du radar (Z) et taux de précipitation, pour différents diamètres volumétriques médians (D_0 [mm]) et pour différentes concentrations totales d'hydrométéores N_T [m ³] (Ulbrich et Atlas, 1978 in Atlas et al., 1997).	125
Figure 6.2 : Altitude d'observation des trois faisceaux radar d'angle d'élévation différents (0,8 , 1,2 et 1,8°), en fonction de la distance au radar. Les parties hachurées correspondent à la largeur du faisceau à mi-puissance (tiré de Parent du Châtelet, 2003).	126
Figure 6.3 : Bande brillante sur un profil vertical de réflectivité du radar (source : McGill, 2000, http://www.radar.mcgill.ca/bright_band.html).	126
Figure 6.4 : Anomalie de propagation du signal radar (source : « Présentation sur la télédétection radar », (d'après Pointin, 2004 - http://www.obs.univ-bpclermont.fr/atmos/presentations/radar_expose.pdf)	127
Figure 6.5 : Zone d'étude de la lame d'eau radar.	129

Figure 6.6 : Exemple d'échos fixes au nord de la Gironde. L'échelle de couleur indique le cumul quotidien, en mm. Les maxima indiqués correspondent à la zone d'écho fixe marquée par un cercle sur la carte.	129
Figure 6.7 : Problèmes liés aux changements de site du radar, en condition de nuages précipitants peu élevés. Les lignes rouges indiquent la portion de chaque faisceau du radar utilisé pour la construction de la lame d'eau. Les changements de sites sont associés à une baisse brutale de l'altitude de l'air scruté provoquant, dans certains cas, une hausse de la détection d'hydrométéores, qui se traduit par une forme de couronne dont le centre est l'emplacement du radar.	129
Figure 6.8 : Localisation des 60 stations climatiques utilisées pour la mesure des cumuls quotidiens de pluie en 2002. Les stations périphériques (9 stations) ne sont pas utilisées dans la validation croisée de l'interpolation.....	132
Figure 6.9 : Caractéristiques du variogramme. Le modèle de covariance est un modèle sphérique.	134
Figure 6.10 : Variogrammes expérimentaux anisotropes, selon quatre directions (0°, 45°, 90°, 135°), calculés à partir des cumuls aux stations climatiques (A, 60 points) et des cumuls HYDRAM (B, 14734 pixels).	135
Figure 6.11 : Relations empiriques entre réflectivité Z et taux de précipitation R. Relation « moyenne » et relations pour des phénomènes convectifs et non-cellulaires (d'après Austin, 1987).	137
Figure 6.12 : Distribution des coefficients de détermination (R^2) de chaque situation, pour les différentes méthodes d'interpolation des données quotidiennes de précipitation. Les chiffres à l'intérieur de chaque « boîte-à-moustache » indiquent la proportion de situations pour lesquelles les corrélations entre les cumuls prévus et les cumuls observés sont significatives (au seuil de 5%). A : Données de 114 situations ; B : 85 situations pour lesquelles un cumul supérieur à 5 mm a été enregistré par au moins un pluviomètre.	141
Figure 6.13 : Box-plots des rapports entre l'écart-type des erreurs (σ_{err}) et l'écart-type des cumuls enregistrés aux pluviomètres (σ_{RR}), pour les 114 situations étudiées, avec (A) et sans (B) individus atypiques. Les valeurs indiqués sous les « boîtes à moustache » correspondent au nombre de fois où $\sigma_{err} > \sigma_{RR}$	143
Figure 6.14 : Variation temporelle des cumuls pluviométriques quotidiens moyens sur la zone d'étude (RR), et des racines carrées des erreurs moyennes quadratiques relatives à deux techniques d'interpolation : krigeage des cumuls pluviométriques relevés aux stations climatiques (OK_p) et régression multiple intégrant les données des lames d'eau HYDRAM, avec krigeage des résidus (MRK).	144
Figure 6.15 : Cartographie des cumuls de pluie quotidiens pour la situation du 2 juin 2002. Les carrés, par leur taille, indiquent les cumuls de pluie enregistrés aux différentes stations climatiques. Le jeu de couleur de la carte indique la valeur des cumuls spatialisés. Les données sont en millimètres.....	144
Figure 6.16 : Localisation des 85 stations climatiques utilisées pour l'étude climatique des précipitations en Gironde viticole.	148
Figure 6.17 : Distributions des cumuls mensuels des précipitations à Villenave d'Ornon (44,79°N, 0,58°O), sur la période 1976-2005. La distribution de chaque « boîte à moustache » correspond à l'ensemble des 30 années.	150
Figure 6.18 : Variabilité temporelle et spatiale : box-plots des cumuls mensuels de précipitations. A : calculés pour chaque année (1994-2005), à partir de la moyenne quotidienne de l'ensemble des stations climatiques (un individu=une année). B : calculés pour chaque station, à partir de la moyenne interannuelle (1994-2005) des cumuls quotidiens (un individu=une station).	150
Figure 6.19 : Distributions des cumuls maximums observés pour chaque situation (période 1994-2005) en fonction de la fréquence de postes climatiques (parmi les 47), dont le cumul de pluie est supérieur à 0 mm ($f_{RR>0}$). Les chiffres au dessus de chaque « boîte à moustache » indiquent le nombre de situations pour lesquelles le cumul maximum dépasse 10 mm.	151
Figure 6.20 : Nombre de jours de pluie « localisées », (événement pluvieux enregistré par moins de la moitié des 38 stations climatiques, de cumul supérieur à 10 mm) selon le mois, sur la période 1994-2005.	152
Figure 6.21 : Distribution des rapports entre écart-type de l'erreur (σ_{err}) et écart-type des cumuls pluviométriques mensuels entre les stations (σ_{RR}), pour chacune des 144 situations étudiées. OK_m = interpolation des cumuls mensuels ; OK_j = somme des cumuls quotidiens interpolés. Les nombres situés sous chaque « boîte-à-moustache » indiquent le nombre de situations pour lesquelles $\sigma_{err} / \sigma_{RR} > 1$	153
Figure 6.22 : Nuages de points des cumuls de pluie mensuels normalisés (divisés par la moyenne des observations de mensuelles aux stations climatiques, \overline{RR}_m). A : Cumuls mensuels estimés par krigeage (OK_m) en fonction des cumuls mensuels observés (RR_m) ; B : Sommes mensuelles des cumuls quotidiens estimés par krigeage (OK_j) en fonction des cumuls mensuels observés. R^2 indique le coefficient de détermination.	153
Figure 6.23 : Cartes des RMSE induites par le krigeage des cumuls mensuels des précipitations (OK_m), sur la période 1994-2005. Les cercles colorés correspondent aux stations climatiques installées depuis 1994. Les cercles gris correspondent à des stations climatiques dont le jeu de données concerne une période plus réduite.....	155

Figure 6.24 : Evolution interannuelle du rapport de l'écart des erreurs de spatialisation sur l'écart-type de cumul entre les stations climatiques. OK_{an} , OK_v , OK_e = Interpolation des cumuls sur l'année, sur la période de végétation et sur la période estivale.	157
Figure 6.25 : Nuages de points entre les cumuls d'avril à septembre enregistrés aux pluviomètres et ceux obtenus par validation croisée, soit du modèle d'interpolation par krigeage des cumuls d'avril à septembre (OK_v), soit en cumulant les données issues de la validation croisée de l'interpolation par krigeage de cumuls mensuels (OK_m).	158
Figure 6.26 : Nuages de points entre les cumuls de juillet à septembre enregistrés aux pluviomètres et ceux obtenus par validation croisée, soit du modèle d'interpolation par krigeage des cumuls de juillet à septembre (OK_e), soit en cumulant les données issues de la validation croisée de l'interpolation par krigeage de cumuls mensuels (OK_m).	159
Figure 6.27 : Nuages de points entre les cumuls annuels enregistrés aux pluviomètres et ceux obtenus par validation croisée, soit du modèle d'interpolation par krigeage des cumuls annuels (OK_{an}), soit en cumulant les données issues de la validation croisée de l'interpolation par krigeage de cumuls mensuels (OK_m).	160
Figure 6.28 : Distribution spatiale des RMSE absolues et relatives, issues de la validation croisée du krigeage des cumuls de pluie sur différentes périodes, de 1994 à 2005. A et B : cumuls annuels (OK_{an}) ; C et D : période d'avril à septembre (OK_v) ; E et F : période de juillet à septembre (OK_e). Les cercles grisés indiquent des stations climatiques installées après 1994.	161
Figure 6.29 : Exemples de couples variogramme – krigeage pour l'interpolation de cumuls de pluies sur la période avril-septembre. A et B : variogramme et carte issus du krigeage pour l'année 2003 ; C et D : variogramme et carte issus du krigeage pour l'année 1998. err_{abs} / σ_{RR} : rapport entre l'erreur d'interpolation (en valeur absolue) observée par validation croisée divisé par l'écart type des écarts de cumuls pluie de la région d'étude. RR_m : cumuls sur la période avril-septembre.	163
Figure 6.30 : Cartes des cumuls moyens des précipitations (RR , cartes A, D, E) et des coefficients de variations interannuels correspondants (CV_{RR} , cartes B, D, F), pour les années 1994 à 2005, en Gironde viticole. A et B : période estivale (juillet à septembre) ; C et D : période de végétation de la vigne (avril à septembre) ; E et F : cumuls annuels. Les échelles des cartes B, D et F (coefficients de variation) sont identiques.	165
Figure 6.31 : Zonage de la Gironde viticole, en fonction des cumuls de pluie reçus chaque année de la période 1994-2005, sans (A, C et E) ou avec (B, D et F) élimination des zones dont le classement relatif varie fortement d'une année sur l'autre. Les zones « non-classées » ont été grisées. A et B : période estivale (juillet à septembre) ; C et D : période de végétation de la vigne (avril à septembre) ; E et F : cumuls annuels. ...	167
Figure 7.1 : Relation entre la conductance stomatique relative ($g_s / g_{s,max}$) et la teneur en eau du sol (FTSW). A : ajustement de Lebon et al. (2003), à partir de mesures sur cépage Syrah, au vignoble (\square) et en pot (\blacksquare). B : comparaison des fonctions d'ajustement.	172
Figure 7.2 : Nuage de points entre la note de qualité des vins selon le millésime donnée par la place du négoce de Bordeaux et l'indice de stress moyen sur la période véraison-maturité (IS_v) calculé par le modèle de bilan hydrique, à partir des données de la station climatique de Villenave d'Ornon (44,79°N, 0,58°O, période 1974-2005).	173
Figure 7.3 : RMSE relatives de l'erreur d'estimation de l'indice de stress moyen (ISV), induites sur la période de 2001 à 2005 par la propagation d'erreurs de spatialisation au pas de temps quotidien des différentes variables : température (T), évapotranspiration (ET_0), cumul des précipitations (RR).	177
Figure 7.4 : Nuages de points des indices de stress dont le calcul intègre les erreurs générées par l'interpolation des pluies (A) et par l'interpolation des températures et la spatialisation de l' ET_0 (B), en fonction des erreurs induites par l'ensemble des variables climatiques interpolées. R^2 =coefficient de détermination.	178
Figure 7.5 : Nuages de points des indices de stress véraison-maturité calculés aux stations climatiques (ISV_{obs}) et spatialisés soit par krigeage ordinaire (ISV_{OK} , A), soit par une approche d'interpolation quotidienne des variables d'entrée du modèle de bilan hydrique (ISV_{quob} , B).	180
Figure 7.6 : Nuages de points des indices de stress dont le calcul intègre les erreurs générées par l'interpolation des pluies (ISV_{RR}) et par l'interpolation des températures et la spatialisation de l' ET_0 (ISV_{T,ET_0}), en fonction des erreurs induites par l'ensemble des variables climatiques interpolées ($ISV_{T,ET_0,RR}$). A et B : réserve utile de 100 ; C et D : réserve utile de 300 mm. R^2 =coefficient de détermination.	181
Figure 7.7 : Rapport entre l'écart-type des erreurs de spatialisation de l'indice de stress et l'écart-type de la valeur de l'indice de stress des différentes stations climatiques, pour différentes réserves utiles, et pour différentes périodes. A : erreurs liées à l'approche d'interpolation de l'indice de stress par krigeage ; B : interpolations quotidiennes des variables d'entrée du modèle.	182
Figure 7.8 : Cartes d'indices de stress de la vigne de véraison à maturité (IS_v), calculés avec une réserve utile du sol de 200 mm, pour les années 2001 à 2005. Les chiffres romains identifient les 5 zones du vignoble Bordelais : I=Médoc ; II=Graves ; III=Entre-Deux-Mers ; IV=Libournais ; V=Blayais.	184