

Cours de bioclimatologie à l'usage des forestiers

Chapitre I : Les indices bioclimatiques

Chapitre II : Les topoclimats

Chapitre III : Microclimat et couverts forestiers

LEBOURGEOIS François

Enseignant-Chercheur

Département SIAFEE

UFR Forêts, Arbres et Milieux Naturels

*Laboratoire d'Etude des Ressources Forêt-Bois
Unité Mixte de Recherches INRA-ENGREF 1092*

Equipe Ecologie Forestière
ENGREF – 14 rue Girardet – 54042 Nancy Cedex

francois.lebourgeois@engref.agroparistech.fr

Mai 2010

1. INTRODUCTION	1
2. CLIMAT, CLIMATOLOGIE, BIOCLIMATOLOGIE	4
2.1. Définitions.....	4
2.2. Les différentes échelles spatio-temporelles	4
2.3. Les principaux facteurs du climat.....	12
2.3.1. Les précipitations.....	12
2.3.2. La température.....	14
2.3.3. L'ensoleillement et rayonnement solaire.....	15
2.3.4. L'humidité relative de l'air	16
2.3.5. Le vent.....	18
3. APERÇU DE LA VARIABILITÉ CLIMATIQUE DE FRANCE	20
3.1. Les précipitations liquides	20
3.1.1. En plaines et collines	21
a) Le régime annuel.....	21
b) Le régime saisonnier.....	22
c) Le nombre de jours de pluie	24
3.1.2. En zones montagneuses.....	26
a) Le régime annuel et saisonnier	26
3.2. L'enneigement	26
3.3. Les températures et l'évaporation.....	28
a) Températures moyennes annuelle et saisonnière	28
3.4. La durée d'insolation	32
4. LES REPRÉSENTATIONS GRAPHIQUES DU CLIMAT ET LES INDICES CLIMATIQUES 35	
4.1. Définitions.....	35
4.2. Une représentation graphique simple : les climatogrammes.....	37
4.3. Les indices climatiques fondés sur les données de précipitations (P) et/ou de températures (T).....	41
4.3.1. L'indice de continentalité pluviométrique d'Angot (1906)	41
4.3.2. L'indice de continentalité thermique de Gorczynski (1920) (modifié Daget 1968).....	41
4.3.3. Facteurs de pluie de Lang (1915-1920)	41
4.3.4. Le coefficient pluviométrique relatif d'Angot (q)	42
4.3.5. Indice d'aridité de De Martonne (1926).....	43
4.3.6. Indice d'aridité d'Angström (1936-1937)	48
4.3.7. Indice pluviométrique annuel de Moral (1954).....	48
4.3.8. Indice d'humidité de Manguet (1954).....	48
4.3.9. Indices de Gaussen et Bagnouls (1952).....	49
4.3.10. Quotient pluviométrique d'Emberger (1932)	54
4.3.11. Indice de sécheresse estivale de Giacobbe	56
4.3.12. Indice de sécheresse de Birot	56
4.3.13. Synthèse de la définition des mois secs	56
4.3.14. Angle de continentalité hydrique de Gams (1931-1932)	57
5. LES INDICES CLIMATIQUES DE PRODUCTION	60
5.1. Indice CVP de Paterson (1956) (modifié par Pardé 1959).....	60
5.2. Indice de Papadakis (1975)	62
5.3. Indice de Huglin (1978)	62
6. L'ÉVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE	63
6.1. Définitions.....	63
6.2. Méthodes directes d'estimation de l'évapotranspiration	66
6.2.1. L'évaporomètre Piche.....	66
6.2.2. Les cases lysimétriques	66
6.3. Formules d'estimation de l'évapotranspiration.....	68

6.3.1.	Formule de Blaney et Criddle (1950).....	68
6.3.2.	Formule de Thornthwaite (1948).....	69
6.3.3.	Formule de Turc (1955, 1961).....	71
6.3.4.	Formule de Penman.....	73
6.3.5.	Formule de Penman-Monteith (1965).....	73
6.4.	Comparaison des différentes formules de l'évapotranspiration.....	74
7.	BILAN HYDRIQUE FORESTIER.....	76
7.1.	Les entrées.....	76
7.2.	Les sorties.....	78
7.3.	Les stocks d'eau.....	78
7.4.	Principe de calcul d'un bilan hydrique forestier.....	79
7.5.	Bilans hydriques forestiers et comportement des essences.....	94
	BIBLIOGRAPHIE (CITÉE OU NON DANS LE COURS).....	96

Chapitre II : Les Topoclimats

8.	DÉFINITIONS DES TOPOCLIMATS.....	101
9.	ACTIONS DYNAMIQUE ET THERMIQUE DU RELIEF.....	103
9.1.	Le vent.....	103
9.2.	La pression atmosphérique.....	104
9.3.	Les températures.....	105
9.3.1.	Le massif Vosgien.....	106
9.3.2.	Les Alpes.....	107
9.3.3.	Généralisation.....	109
9.3.4.	L'effet de fœhn : principe et exemple du massif vosgien.....	109
9.4.	Conséquences de la variation de la température avec l'altitude.....	113
9.4.1.	Augmentation du nombre de jours de gelées.....	113
9.4.2.	Augmentation du risque de gelées tardives (effet sur le débourrement).....	116
9.4.3.	Raccourcissement de la période de végétation.....	120
9.5.	Topographie locale et variation de la température.....	122
9.5.1.	Variations saisonnières.....	122
9.5.2.	Effet sur le gradient altitudinal.....	124
9.5.3.	Effet sur les risques de gelées.....	125
10.	ACTION HYDRIQUE DU RELIEF.....	127
11.	ACTION DU RELIEF SUR LE BILAN RADIATIF.....	131
11.1.	Modification du bilan radiatif.....	131
11.1.1.	Angle d'incidence des rayons solaires.....	131
11.1.2.	Orientation et inclinaison de la pente.....	134
11.1.3.	Confinement et masque sud.....	135
11.1.4.	Variation du bilan radiatif local selon l'exposition, la pente et la saison.....	136
11.2.	Modification de l'écoulement des masses d'air (vents locaux particuliers).....	137
11.2.1.	Les vents de compensation.....	137
11.2.2.	Brise de pente et de vallée.....	137
12.	TOPOCLIMAT, VÉGÉTATION ET COMPORTEMENT DES ESSENCES.....	139
12.1.	Climat et productivité des sapinières à Fétuque : notions d'altitude compensée et de distance à la crête (Becker 1979, 1982).....	139
12.1.1.	Indice de rayonnement direct (Ir).....	139
12.1.2.	Altitude compensée.....	139
12.1.3.	Différence altitudinale à la crête.....	140
12.1.4.	Analyse conjointe des deux paramètres.....	141
12.1.5.	Conclusions.....	141

12.2.	Conséquences de l'exposition sur la fructification du hêtre sur les plateaux calcaires de lorraine.....	142
12.3.	Croissance en hauteur du hêtre sur les plateaux calcaires de lorraine (Badeau 1995) 143	
12.4.	Croissance comparée du hêtre et du chêne sur les plateaux calcaires de lorraine (Becker 1978).....	145
12.5.	Conséquences de l'exposition sur la croissance en hauteur du hêtre dans les taillis-sous-futaies des plateaux calcaires de Haute-Marne (Drapier 1989)	146
12.6.	Croissance comparée de l'érable sycomore et du merisier selon la position topographique sur les plateaux calcaire de lorraine (Le Goff et Madesclaire 1985)	147
12.7.	Production de l'épicéa commun en Haute-Ardèche (Oswald 1969)	148
12.8.	Conséquences de l'exposition sur l'étagement de la végétation.....	149
12.8.1.	Les Vosges.....	149
12.8.2.	Les Pyrénées	150
12.8.3.	Les Alpes	151
12.8.4.	Synthèse	153
BIBLIOGRAPHIE.....		154

Chapitre III : Microclimat et couverts forestiers
--

13.	INTRODUCTION.....	160
14.	PROFIL DE VENT DANS UN COUVERT VÉGÉTAL	160
14.1.	Les brise-vent imperméables et perméables	161
14.2.	Les couverts forestiers.....	161
14.2.1.	Effet de la structure horizontale.....	162
14.2.2.	Effet de la structure verticale du couvert.....	164
14.2.3.	Synthèse	165
14.2.4.	Effet du vent sur les processus physiologiques	165
14.2.5.	La tempête du 25 et 26 décembre 1999 en France (extrait de Badeau et al. 2000). 166	
15.	PROFIL THERMIQUE DANS UN COUVERT VÉGÉTAL	169
15.1.	Répartition verticale de la température de l'air.....	170
15.1.1.	Cas d'une hêtraie adulte.....	170
15.1.2.	Cas d'un peuplement de douglas éclairci	171
15.1.3.	Cas d'un peuplement mixte de pin.....	171
15.1.4.	Comparaison de différents états boisés.....	172
15.2.	Résistance au froid des espèces forestières.....	175
15.2.1.	Seuils d'activités physiologiques	175
15.2.2.	Les gelées	176
15.2.3.	L'endurcissement des organes.....	184
15.2.4.	Gelées tardives et reboisement.....	184
15.3.	Résistance à la chaleur des espèces forestières	190
16.	EFFET SUR LA PÉNÉTRATION DE LA LUMIÈRE.....	191
16.1.	Effet du rayonnement au niveau foliaire	191
16.1.1.	Lumière et assimilation carbonée	191
16.1.2.	Effet de la lumière sur la morphologie et l'anatomie des feuilles	192
16.1.3.	Les feuilles de lumière et d'ombre	195
16.1.4.	Essences d'ombre et de lumière	196
16.2.	Agencement spatial des éléments.....	198
16.2.1.	Au niveau de l'arbre	198
16.2.2.	Au niveau du peuplement.....	199
16.3.	Microclimat lumineux, croissance, sylviculture	205
16.3.1.	Importance de l'éclaircissement relatif sur le développement des semis. Interaction âge et espèce	205

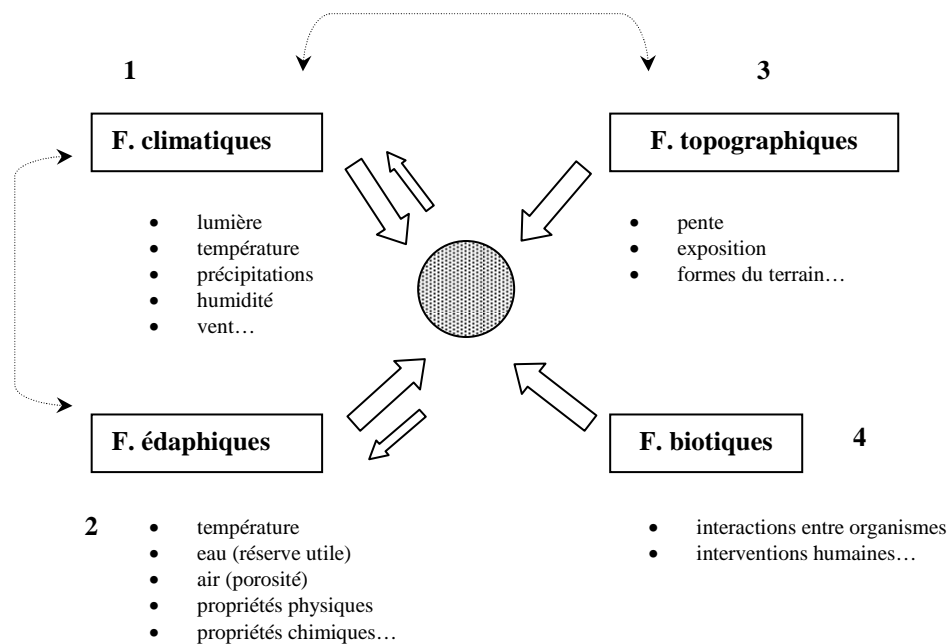
16.3.2.	Trouées et éclairciment relatif. Importance pour le comportement des essences et la gestion	211
16.3.3.	Effet de l'enlèvement du couvert sur la forme et la croissance de résineux.....	214
16.3.4.	Effet d'une éclaircie sur la croissance de douglas.....	216
16.3.5.	La fourchaison : cas du hêtre	217
17.	CYCLE DE L'EAU EN FORÊT	219
17.1.	Interception des pluies.....	220
17.1.1.	Seuils d'interception et capacité de rétention des houppiers.....	220
17.1.2.	Interception par les couronnes	223
17.1.3.	Ecoulement le long des troncs.	233
17.2.	Interception de la neige	235
17.3.	Évapotranspiration d'un couvert forestier	235
17.3.1.	Méthodes d'évaluation de l'ETR.....	235
17.3.2.	Transpiration et évapotranspiration des arbres en forêt.....	236
17.3.3.	Importance de la surface foliaire	239
17.3.4.	Effet de l'âge.....	240
17.4.	Effet de la densité du couvert	240
17.4.1.	Effet d'une éclaircie	240
17.4.2.	Les bassins versants.....	241
	BIBLIOGRAPHIE.....	243

Ce cours est destiné aux étudiants désirant acquérir les connaissances de base en bioclimatologie forestière. Il a été donné de 1999 à 2010 aux étudiants de la formation des ingénieurs forestiers (FIF) de l'Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et Forêts à Nancy.

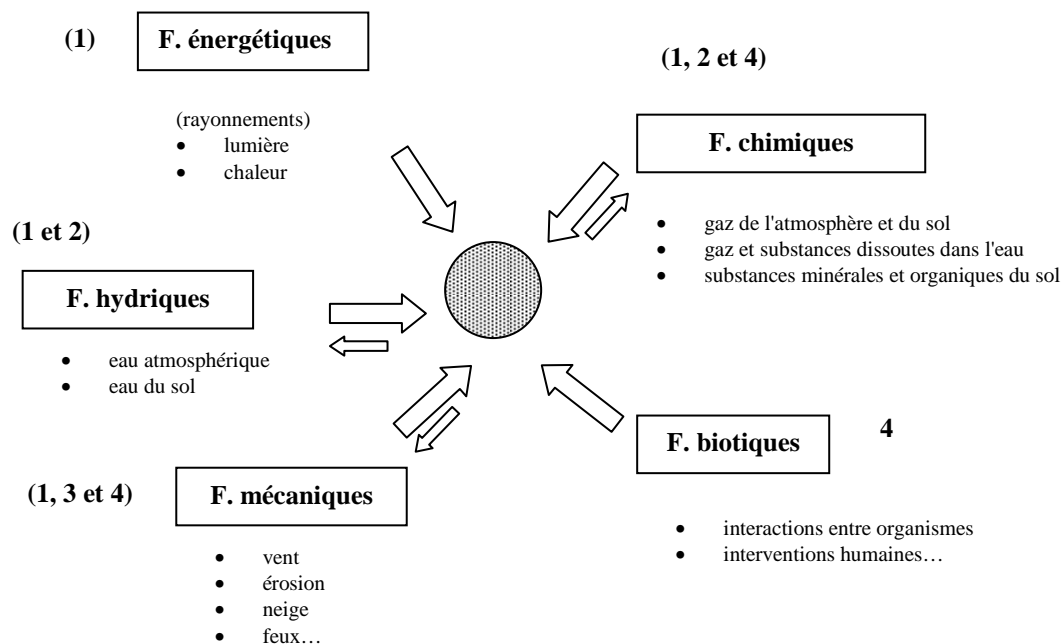
1. INTRODUCTION

La distribution géographique des plantes et leur comportement sont la résultante de l'action, tant passée que présente, de facteurs internes, propres aux organismes, et externes, propres aux milieux où ils vivent (facteurs écologiques). L'*aire* de chaque espèce, c'est-à-dire *la surface* sur laquelle elle se développe dépend 1) de l'histoire de la plante aux temps géologiques et récents, 2) de son aptitude à la migration et de son adaptation aux points de vue physiologique aux nouveaux milieux qu'elle peut atteindre, et 3) des facteurs du milieu et de leurs variations. Ces facteurs externes agissent directement ou indirectement et interagissent d'une façon plus ou moins complexe. Selon l'approche choisie, on distingue différentes classes de facteurs.

Approche "descriptive" fondée sur une classification des milieux



Approche "fonctionnelle" fondée sur les modalités d'action physiologique des facteurs



L'étude de la répartition des aires (= biogéographie historique = paléogéographie) montre que la distribution actuelle des grandes formations végétales au niveau mondial est la résultante de grandes limites climatiques ; limites qui s'expriment à travers des variations du cycle annuel de la durée du jour et de la température, de l'humidité atmosphérique, des précipitations... La répartition des espèces végétales constitue une source essentielle de renseignements paléoclimatologiques (Genève 1952).

L'apparition et la succession des espèces ont été également largement gouvernées par le climat. L'ère quaternaire a été marquée en Europe par l'alternance de périodes froides et tempérées. Les grandes glaciations, dont la dernière, dite du Würm, s'est achevée il y a quelque 10 000 ans, ont bouleversé localement la composition des flores et des faunes. Ainsi, grâce aux analyses polliniques, la synchronisation entre les périodes climatiques et les phases forestières successives dans les plaines et montagnes de l'Europe occidentale et centrale a pu être établie depuis l'époque postglaciaire. Après la dernière offensive des glaces commença le réchauffement post-glaciaire daté d'environ 10 000 ans. Le profil comprend :

- *La période "Pré-Boréale"* de climat variable mais assez doux caractérisée par le pin sylvestre (*Pinus sylvestris*), le bouleau (*Betula pubescens*), l'Orme (*Ulmus*), et l'épicéa (*Picea abies*) ;
- *La période "Boréale"* à climat relativement chaud et sec "continental" qui, vers sa fin, supportait une forêt mélangée d'arbres à larges feuilles, avec en particulier du chêne (*Quercus*) associé au noisetier (*Corylus*) abondant dans la zone tempérée (-7000 à - 8000 ans) ;
- *La période "Atlantique"* encore plus chaude mais humide, caractérisée par la forêt mixte à chêne, ormes, aulnes (*Alnus*) puis tilleul (*Tilia*) constituant "l'optimum climatique" (pour le Nord-Ouest de l'Europe) qui dura jusqu'il y a environ 5000 ans. Devant cette formation dense, les essences héliophiles, pins, bouleaux, même noisetiers régressèrent. L'aire du pin sylvestre se fragmenta en îlots isolés, se maintenant à la faveur de conditions édaphiques ou climatiques défavorables aux essences feuillues (sables siliceux du nord de l'Alsace...);
- *La période "Sub-boréale"*, plus continentale et plus sèche, qui dura jusqu'il y a environ 2 500 ans et pendant laquelle se produisit une réduction du développement des marécages, tandis que les conifères s'accroissaient (sapin et épicéa) et qu'apparaissaient le hêtre (*Fagus*) et le charme (*Carpinus*) ;
- *Au début de la période historique*, le climat tendit à être froid et humide faisant place à la période "*Sub-Atlantique*" caractérisée par une formation considérable de marécages. Cette dégradation marqua une nouvelle extension du hêtre vers les plaines et de l'épicéa dans les chaînes de plus faible altitude. A partir de là, les interventions humaines croissantes ont joué un rôle essentiel dans l'évolution de la végétation (recul des chênaies et des hêtraies, sapinières et pessières, reconquête des surfaces dénudées par les bouleaux, les pins, les noisetiers...).

La prise en compte du climat apparaît donc essentielle pour comprendre l'évolution, la répartition des couverts végétaux et le comportement des plantes. La connaissance du contexte mésoclimatique est indispensable pour bien appréhender la gestion agricole et forestière.

2. CLIMAT, CLIMATOLOGIE, BIOCLIMATOLOGIE

2.1. Définitions

Le **climat** peut être défini comme **la combinaison des états de l'atmosphère (précipitation, température, vent, ensoleillement, vent...)** en un lieu donné et sur une période définie (mois, année, décennie...). Le terme climat du latin *clima*, inclinaison, emprunté du grec – désigne étymologiquement l'angle entre les rayons solaires et la surface terrestre.

La **climatologie** est la science de l'atmosphère qui a pour objectif **la description synthétique, le classement et l'explication de la répartition des différents types de climats dans un cadre géographique**. Les observations météorologiques archivées sur le plus grand nombre possible de sites géographiques (en surface et en altitude), et d'années pour chaque site, constituent le matériel statistique grâce auquel la climatologie étudie l'état physique moyen de l'atmosphère et ses variations dans le temps et l'espace. Ainsi peut-elle examiner les caractéristiques et l'évolution du climat global mais aussi discriminer et classer à différentes échelles du climat divers types de climat, dont elle s'efforce alors de préciser les localisations géographiques, les fluctuations à court et à long terme et, pour finir, les causes de leur répartition dans l'espace et de leur évolution dans le temps. Jusqu'à la fin des années 1950, les objectifs étaient essentiellement descriptifs ; après cette date, ils se sont surtout orientés vers l'explication du temps et des phénomènes atmosphériques, et, depuis le début des années 1980, vers l'analyse et la prévision des changements climatiques.

La **bioclimatologie** se définit comme une branche de l'écologie qui étudie **les relations entre les êtres vivants** et les caractéristiques physiques du milieu ambiant. Ces caractéristiques sont liées à des phénomènes énergétiques de nature climatique tels que les **facteurs radiatifs, thermiques, hydriques**.

2.2. Les différentes échelles spatio-temporelles

Ces notions d'échelle sont **fondamentales** pour le choix de l'information à analyser et pour l'interprétation des résultats.

- **Au niveau temporel**, les états de l'atmosphère peuvent être définis selon trois niveaux (Tableau 1):

Tableau 1. Types d'archives utilisés en paléoclimatologie (d'après Beltrando et Chémery 1995).

Archives	Période couverte	Résolution
documents historiques	1000 ans	jour / heure
dendrochronologie (cernes des arbres)	10 000 ans	année / saison
dépôt coralliens	100 000 ans	année
carottes glaciaires	1000 à 100 000 ans	année
paléosols	100 000 ans	siècle
pollens	100 000 ans	millénaire
sédiments lacustres	10 000 à 1 000 000 d'années	année
roches sédimentaires	10 000 000 d'années	2 ans
carottes océaniques	100 000 000 d'années	siècle

- **Echelle géologique.** C'est l'échelle des paléoclimats qui s'appuie sur l'étude de divers traceurs (calottes glaciaires, sédiments, pollen...) indiquant l'ambiance climatique globale d'une période relativement longue. Dans les années 1950, les premières croisières entreprises ont permis de prélever dans les grands fonds océaniques des « carottes » de sédiments de plusieurs mètres, qui représentent, par suite de la très faible vitesse de sédimentation (1 à 5 cm par mille ans), une partie déjà importante de l'histoire du climat de la terre (Genève 1952 ; Labeyrie et Jouzel 1999). A cette même époque, une technique nouvelle fondée sur l'étude des variations, avec la température, du rapport des isotopes de l'oxygène O^{18} et O^{16} dans l'eau de mer et dans les carbonates des coquilles marines été mise au point. Le rapport isotopique de l'oxygène de la glace (O^{18}/O^{16}) dépend de la température de l'air lors de la condensation de la neige : le tension de vapeur de H_2O^{16} est 1% plus forte que celle de H_2O^{18} ; il y a donc distillation fractionnée au fur et à mesure du refroidissement de l'air. La température de l'air dépendant en grande partie de celle de la surface des océans, on a pu ainsi « reconstituer » le passé climatique du globe ;
- **Echelle historique.** Elle s'appuie sur les documents d'archives (Pfister 1999) et permet de retracer les conditions climatiques au niveau des siècles passés (1000 ans au maximum). Les écrits religieux (Sanson 1937 ; 1956), les écrits d'érudits (Humbert 1939) ou de chroniqueurs (Bories 1953 ; Roger 1937) constituent des sources importantes pour l'étude de la climatologie passée. A titre d'exemple, on peut reprendre le texte de Sanson (1937) sur les anomalies du climat parisien du XIII au XVIII ième siècle d'après les sorties de la châsse de Sainte-Geneviève :

« Chaque fois qu'avant la Révolution se produisaient des calamités publiques, telles par exemple que de longues périodes de sécheresse ou d'humidité excessives risquant de compromettre les récoltes, les habitants de la région parisienne avaient l'habitude d'adresser des « plaintes » au Prévot des Marchands et aux Echevins de la Ville de Paris. Lorsque ces plaintes leur parvenaient en grand nombre, «les échevins étaient obligés de remonter à MM. du Parlement le besoin pressant de recourir à Dieu par l'intercession de sainte Geneviève, leur patronne, et ils demandaient la descente de la châsse ». Une enquête était alors effectuée sur l'exactitude des faits, le Procureur général prononçait son réquisitoire et la Cour en délibérait : en cas de décision favorable, cette première délibération ne pouvait qu'ordonner la découverte de la châsse et inviter l'archevêque à prescrire des prières publiques. Ce n'est que si les calamités continuaient, une fois ces manifestations religieuses accomplies, qu'intervenait un second arrêt prescrivant le transport en procession de la châsse,. Il est évident qu'en raison de ces nombreuses formalités les processions n'avaient lieu que si le temps se maintenait exceptionnellement inclément pendant plusieurs semaines consécutives. L'établissement de la liste des sorties de la châsse de sainte Geneviève provoquées par des conditions météorologiques anormalement défavorables pour l'agriculture constitue par conséquent une documentation utile au point de vue de l'étude des variations climatiques. C'est grâce à l'extrême obligeance. de M. l'Archiviste de l'Archevêché de Paris, auquel nous adressons nos plus vifs remerciements, que nous avons pu dresser cette liste ».

DATES DES PROCESSIONS DE LA CHASSE DE SAINTE GENEVIÈVE EN VUE D'IMPLORER LA CESSATION		DES PLUIES		DE LA SÉCHERESSE	
DES PLUIES		DE LA SÉCHERESSE			
	1233				
Août	1240			Septembre	1570
	1242			Juillet	1577
Juillet	1325				
Août	1366			Juillet	1594
Octobre	1423				
Janvier	1496 (inondations)			Juin	1603
Juillet	1505				
		Juin	1517		
Juin	1522				
Août	1523			Juillet	1625
		Mai	1524	Juillet	1675
Mai	1527				
Janvier	1530			Mai	1694
Juillet	1535				
Août	1536			Mai	1709
Juillet	1541			Juillet	1725
Juillet	1542				
Juillet	1543				
		Octobre	1548		
Juin	1551 (orages et grêle)				
Juillet	1555 (grêle)			Juillet	1758
		Juillet	1556		
Juin	1560				
Juillet	1564				
Juillet	1566				
				Juin	1567
				Juin	1584
				Août	1599
				Juin	1611
				Juin	1615

- **Echelle contemporaine.** Elle est appréciée à partir des séries de données mesurées dans les stations météorologiques. Les mesures instrumentales restent les meilleures sources d'information sur les fluctuations passées. Les données les plus précises sont évidemment les plus récentes. En Europe, il existe une trentaine de longues séries d'observations météorologiques instrumentales (données thermiques), souvent continues, dont les plus anciennes remontent au XVII^{ième} siècle (Moberg et Demaree 1999). En France, le réseau de la Météorologie Nationale comporte plusieurs centaines de postes pluviométriques, pluviothermiques, etc (**Tableau 2**).

Tableau 2. Les différents réseaux de mesures climatiques de Météo-France. Les réseaux * mesurent le rayonnement solaire. Les héliographes (de Campbell) mesurent la durée d'insolation. Le rayonnement global est mesuré par les pyranomètres. Le réseau synoptique sert à la prévision du temps (Données mises à jour en *septembre 2001* – *Source Météo-France*).

Réseau	Maille (km)	Nombre de postes
pluviométrique	15	4317
thermométrique	30	2410
synoptique	60	123
héliographique*	70	135
pyranométrique*	150	281

Cependant, des relevés quotidiens concernant la pluie, les températures, le vent, la durée d'insolation... n'existent que sur une centaine de postes (réseau synoptique, **figure**) et ceci depuis une cinquantaine d'années au maximum.



Situation des 114 stations du réseau synoptique français (Source Météo-France)

A l'échelle contemporaine, les données climatiques peuvent être considérées selon :

- **Leurs valeurs moyennes.** Cette approche statique est facile à établir et à cartographier, mais **masque la variabilité temporelle** des événements. Ainsi, pour les 114 stations de son réseau synoptique, la Météorologie Nationale a établi les "normales climatiques trentenaires", c'est-à-dire les moyennes des différents paramètres calculées une période de référence de 30 ans (**figure**). Ces moyennes, qui sont actualisées tous les 10 ans (dernière période publiée 1961-90), permettent de connaître rapidement le climat "moyen" dans un lieu donné, sa variabilité à courte échéance et l'occurrence d'événements extrêmes (gelées précoces et tardives, fortes chaleurs, orages, grêle...).

NANCY
 Latitude : 48°41' N Longitude : 6°13' E Altitude : 212 m Département : 54
 Période des calculs : 1961-1990

Normales trentenaires pour Nancy pour la période 1961-90 (Extrait ; Source Météo-France)

Précipitations													
Cumul mensuel des précipitations (en mm)													
	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Aoû	Sep	Oct	Nov	Déc	Année
Q80	89,2	78,1	87,5	79,4	88,8	98,9	89,2	110,8	96,7	95,4	85,6	117,7	909,1
MOY	82,8	56,6	58,5	51,6	71,3	75,1	59,0	66,7	62,7	59,4	64,8	70,9	759,3
Q20	34,6	21,2	32,0	25,2	48,8	39,3	27,0	38,7	27,1	17,2	41,1	32,8	629,8
Hauteur maximale des précipitations en 24 h (en mm)													
DATE	33,3	29,6	29,8	25,8	64,9	46,5	43,2	50,6	62,9	49,2	34,0	31,7	67,9
	2301086	0702279	2503088	1204070	1105070	2305072	1507082	1508072	1009089	2210085	2211084	1012082	1009089
Durée mensuelle des précipitations (en heures)													
MOY	131,8	108,7	103,2	84,7	77,2	57,7	40,2	45,0	48,9	74,2	108,2	125,1	1004,9
Nombre de jours avec précipitations (RR) :													
RR>=1mm	12,5	9,8	11,4	10,0	11,9	10,4	8,7	9,2	8,6	9,1	11,3	11,5	124,5
RR>=5mm	3,9	4,0	4,0	3,9	5,2	5,1	3,9	4,4	3,6	3,8	4,4	4,7	51,0
RR>=10mm	1,4	1,4	1,4	1,0	1,9	2,3	1,8	1,7	1,9	1,5	1,7	2,1	29,0
Insolation													
Durée totale d'insolation (en heures)													
	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Aoû	Sep	Oct	Nov	Déc	Année
Q80	56,4	104,2	158,4	210,4	224,8	248,1	287,0	248,1	198,1	138,3	72,4	58,0	1869,9
MOY	46,4	90,9	129,8	180,3	197,5	216,5	241,9	212,9	164,4	109,4	58,9	45,6	1651,5
Q20	31,7	57,0	75,1	121,7	158,2	178,7	200,2	181,8	129,0	80,3	41,2	32,8	1505,6
Nombre de jours avec fraction d'insolation (sigma) :													
sigma=0	13,8	8,2	5,1	3,7	2,0	1,3	1,0	1,0	1,8	6,1	11,5	14,9	70,5
sigma>=0,8	0,9	3,1	3,6	4,5	4,9	4,3	6,0	5,6	4,6	3,0	1,6	1,7	44,0

- *Leur succession temporelle.* Cette approche dynamique, plus difficile à établir et à cartographier, permet de quantifier la fréquence des divers types de temps (décennie, annuel, mensuel, journalier, horaire...), d'analyser la fréquence et l'intensité des événements climatiques exceptionnels (sécheresses, risque de gelées, changements du climat...). C'est une approche essentielle pour la compréhension de certains phénomènes écologiques (dépérissement du sapin pectiné dans les Vosges ou du chêne pédonculé en région Centre suite à des successions d'années sèches...).
- **Au niveau spatial (=géographique),** les différentes composantes du climat peuvent être analysées à différents niveaux (**Tableau 3**). Les limites entre les différents concepts ne sont pas toujours évidentes (Rempp 1937a, 1937b). Selon Rempp (1937b), macro, méso et microclimat sont les trois ordres du climat « physique ». Le climat biologique ou bioclimat représente, en quelque sorte, la transposition des données du climat physique en facteurs intéressant la vie. Ainsi, on peut dire que la compréhension des phénomènes augmente au fur et à mesure que l'espace se réduit, mais que l'analyse devient également plus complexe.

Tableau 3. Ordre de grandeur des échelles spatio-temporelles du climat (modifié d'après Beltrando et Chémery 1995 ; Tabeaud 1998).

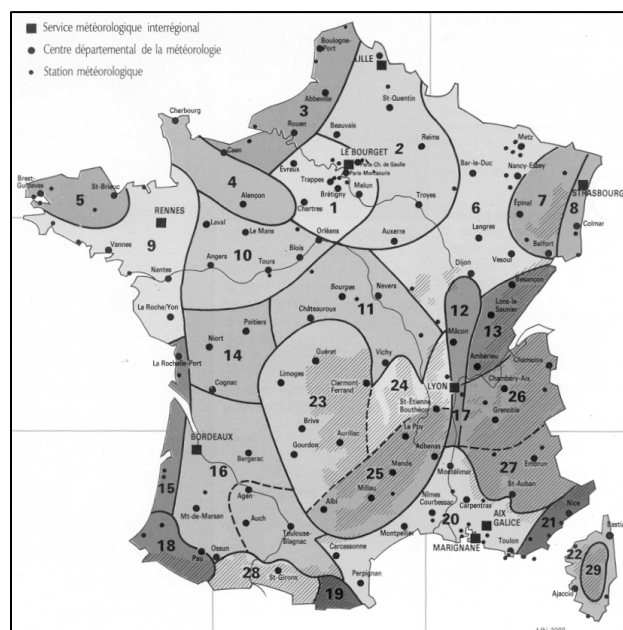
	Echelle horiz.	Echelle temporelle	Espace géo.
Macroclimat (climat zonal)	> 2000 km	quelques années au siècle	planète
Mésoclimat (climat régional)	50 à 2000 km	quelques jours à plusieurs années	Pays, ville, région
Topoclimat	1 à 50 km	jour à l'année	vallée, montagne, versant
Microclimat	< 1 km	minute au jour	rue, clairières, sous-bois

- **Les aspects macroclimatiques** permettent de définir le climat caractéristique d'un territoire plus ou moins étendu (continent, océan, grandes régions). Ils intègrent les grandes variations liées essentiellement aux différences de régimes thermique et pluviométrique. C'est à ce niveau que sont définis et classés les grands types de climats (équatorial, tempéré, océanique, polaire...) et analysée la répartition spatiale de la végétation. En France, le découpage à cette échelle permet de définir cinq grandes régions climatiques (par ordre d'importance en surface) : océanique, océanique plus ou moins altéré, montagne. méditerranéen (Sud-Ouest), continental (Nord-Est).

- **Les aspects mésoclimatiques** concernent le climat régional. Le mésoclimat concerne une région naturelle de taille très variable allant de quelques milliers (plaine d'Alsace, Lorraine, plateau lorrain) à plusieurs dizaines de milliers de kilomètres carrés (Bassin Aquitain). En France, la distance caractéristique est de 100 km en plaine. Compte tenu de la maille du réseau national (environ une station tous les 50 km en plaine), on définit 29 régions "homogènes" du point de vue climatique (**figure**). Le mésoclimat est défini à partir des données météorologiques des principales villes du réseau synoptique. En Lorraine, on utilisera par exemple les données de Nancy, de Metz... Toute étude écologique (réalisation des catalogues des stations, projet d'aménagement d'une forêt...) commence par la caractérisation du mésoclimat (régime pluvio-thermique, fréquence des gelées, calcul d'un bilan hydrique...) à l'aide des données météorologiques des stations les plus proches possibles de la région d'étude. La variabilité du climat en France est analysée dans le paragraphe 3.

A une échelle étendue, on peut définir 8 grands ensembles :

- 1) **climat méditerranéen** : étés chauds et secs, hivers doux et pluvieux, amplitude thermique faible, humidité relative forte sauf en été ;
- 2) **climat aquitain** : influences atlantiques et méditerranéennes en mélange. Étés assez chauds et périodes de sécheresse plus ou moins marquées. Hivers doux et bien arrosés. Amplitude thermique faible. Forte humidité atmosphérique en général ;
- 3) **climat breton** : typiquement océanique. Oscillations thermiques faibles. Pluviométrie forte et assez bien répartie (creux estival). Étés frais. Humidité atmosphérique très élevée ;
- 4) **climat parisien** : surtout le nord de la France. Climat de transition. Variation thermique plus forte. Hiver plus froid. Été plus chaud et humidité encore élevée ;
- 5) **climat ligérien** : climat de transition avec des influences méridionales. Hiver plus doux, été plus chaud et sec ;
- 6) **climat lorrain** : nettement plus continental avec des affinités montagnardes. Été chaud avec des brusques variations thermiques. Orages, gelées et brouillards fréquents. Hiver froid, pluvieux avec forte amplitude thermique ;
- 7) **climat bourguignon et du couloir rhodanien** : tendance continentale abrité avec affinités méridionales ;
- 8) **climat alsacien** : idem



A un niveau plus fin, Météo-France définit 29 régions climatiques :

1. **Sud-ouest du Bassin parisien** : faible pluviométrie, notamment au printemps (120 à 150 mm) ; hiver froid (3,5°C).
2. **Nord-est du Bassin parisien** : ensoleillement médiocre, pluviométrie moyenne régulièrement répartie au cours de l'année ; hiver froid (3°C).
3. **Côtes de la Manche orientale** : faible ensoleillement (1 550 h/an), forte humidité de l'air (plus de 20 heures par jour d'humidité relative supérieure à 80% en hiver), vents forts fréquents.
4. **Normandie (Cotentin, Orne)** : pluviométrie relativement élevée (850 mm/an); été frais (15,5°C), venté.
5. **Finistère nord** : pluviométrie élevée, températures douces en hiver (6°C), températures fraîches en été, vents forts.
6. **Lorraine, plateau de Langres, Morvan** : hiver rude (1,5°C); vents modérés; brouillards fréquents en automne et en hiver.
7. **Vosges** : pluviométrie très élevée (1000-1500 mm/an) en toutes saisons, hiver rude (moins de 1°C).
8. **Alsace** : pluviométrie faible, particulièrement en automne et en hiver; été chaud et bien ensoleillé; humidité de l'air basse au printemps et en été; vents faibles; brouillards fréquents en automne (25-30 jours).
9. **Bretagne orientale et méridionale, Pays nantais, Vendée** : faible pluviométrie en été, bonne insolation.
10. **Moyenne vallée de la Loire**: bonne insolation (1 850 h/an), été peu pluvieux.
11. **Centre et contreforts nord du Massif central** : air sec en été, bon ensoleillement.
12. **Bourgogne, vallée de la Saône** : bon ensoleillement (1 900 h/an), été chaud (18,5°C), air sec au printemps et en été, vents faibles.
13. **Jura** : forte pluviométrie en toutes saisons (1 000 à 1 500 mm/an); hiver rigoureux; ensoleillement médiocre.
14. **Poitou-Charentes** : bon ensoleillement, particulièrement en été; vents modérés.
15. **Littoral charentais et aquitain** : pluviométrie élevée en automne et en hiver, bon ensoleillement; hiver doux (6,5°C); soumis à la brise de mer.
16. **Aquitaine, Gascogne** : pluviométrie abondante au printemps, modérée en automne; faible ensoleillement au printemps; été chaud (19,5°C); vents faibles; brouillards fréquents en automne et en hiver, orages fréquents en été (15-20 jours); la sous-zone délimitée en pointillés (région toulousaine) correspond à un minimum pluviométrique.
17. **Moyenne vallée du Rhône** : bon ensoleillement été (fraction d'insolation supérieure à 60 %); forte amplitude thermique annuelle (4° à 20 °C) : air sec en toutes saisons, orageux en été; vents forts (mistral, pluviométrie élevée en automne (250-300 mm)).
18. **Pyrénées-Atlantiques** : pluviométrie élevée en toutes saisons (> 1200 mm/an) ; hivers très doux (7,5°C en plaine), vents faibles.
19. **Pyrénées-Orientales** : faible pluviométrie ; très bon ensoleillement (2600 h/an) ; air sec, particulièrement en hiver, peu de brouillards.
20. **Provence, Languedoc-Roussillon** : pluviométrie faible en été; très bon ensoleillement (2600 h/an) ; été chaud (21,5°C); air très sec en été, sec en toutes saisons; vents forts (fréquence de 40 à 50 % de vents supérieurs à 5 m/s); peu de brouillards.
21. **Var, Alpes-Maritimes** : pluviométrie abondante en automne et en hiver (250-300 mm en automne); très bon ensoleillement en été (fraction d'insolation supérieure à 75 %); hiver doux (8 °C), peu de brouillards.
22. **Littoral de la Corse** : pluies rares en été (50 mm); très bon ensoleillement, hiver doux.
23. **Ouest et nord-ouest du Massif central** : pluviométrie annuelle : 900 à 1 500 mm, maximale en automne et en hiver.
24. **Nord-est du Massif central** : pluviométrie annuelle 800 à 1 200 mm, bien répartie dans l'année.
25. **Sud-est du Massif central** : pluviométrie annuelle 1 000-1 500 mm, minimale en été, maximale en automne.
26. **Alpes du nord** : pluviométrie annuelle 1 200-1 500 mm, irrégulièrement répartie en été.
27. **Alpes du sud** : pluviométrie annuelle 850-1 000 mm, minimale en été.
28. **Pyrénées centrales** : pluviométrie annuelle 1000 –1200 mm.
29. **Corse intérieure** : pluviométrie annuelle 800 –1500 mm, très faible en été.

-
- **Le topoclimat et le climat local** caractérisent une zone le plus souvent de l'ordre du kilomètre carré en montagne et de la dizaine de kilomètres carrés en plaine. Le terme *climat local* est surtout employé pour une forêt, une ville, un littoral, les bords d'un plan d'eau... Le terme *topoclimat* est plus spécialement utilisé quand le relief est la particularité principale. Ces climats dépendent bien sur du mésoclimat mais aussi de la topographie et des écoulements spécifiques de l'air au cours de la journée. Par exemple, le topoclimat est essentiel à prendre en compte dans l'analyse de la répartition des groupements végétaux et du comportement des essences selon l'altitude et l'exposition (**chapitre II**).

 - **le microclimat** représente l'échelle de variation la plus fine et est étroitement dépendant des mouvements turbulents de l'air, eux mêmes conditionnés par de nombreux facteurs tels que l'ombre portée, le rugosité des couverts forestiers et autres, les différences de température et d'humidité liées au substrat, aux types de structure (route et champ, forêt et clairière...). Sa distance caractéristique est d'une centaine de mètres en plaine et de la dizaine en montagne. Le microclimat aborde, par exemple, les problèmes du rôle du couvert forestier sur le rayonnement, la température, le cycle de l'eau... c'est-à-dire des aspects du fonctionnement écophysique des peuplements forestiers (**chapitre III**).

2.3. Les principaux facteurs du climat

(site intéressant (adresse 2001) :
http://galileo.cyberscol.qc.ca/Internet/instrument/page_instrument.htm)

Les mesures au sol de grandeurs météorologiques telles que la température ou l'humidité donnent des résultats différents suivant l'environnement des instruments chargés de ces mesures : par exemple, un thermomètre non protégé du soleil évaluera non pas la température, mais un « mélange » de cette température et du flux de rayonnement. Pour éviter pareil inconvénient, et pour que les mesures obtenues aient par conséquent la même signification physique en tout lieu et à tout moment, on place les instruments à l'intérieur d'un abri météorologique, l'abri de STEVENSON (du nom de son inventeur en 1864). C'est une boîte en bois ou en métal, qui ne conduit pas la chaleur, placée à 1,5 m du sol. Les parois de l'abri sont faites de lattes blanches pour réfléchir le rayonnement solaire et laisser passer l'air. Les lattes de l'abri permettent la circulation de l'air. La couleur blanche de l'abri sert à réfléchir les rayons du soleil, ce qui empêche que l'abri se réchauffe et que les données soient faussées. Aussi, l'ouverture de l'abri est orientée vers le nord puisque les rayons du soleil ne proviennent jamais de cet endroit.



(Photo : Philippe Frayssinet)



Après la tempête de décembre 1999... en forêt de Haye (photo : Patrick Behr)

Actuellement, les paramètres atmosphériques sont mesurés dans des conditions strictes à des pas de temps variables (de la seconde à la journée). Ces critères physiques de l'atmosphère correspondent principalement à des mesures de températures, précipitations, ensoleillement, humidité de l'air et vent.

2.3.1. Les précipitations

Les précipitations regroupent les différentes formes sous lesquelles l'eau solide ou liquide contenue dans l'atmosphère se dépose à la surface du globe (**Tableau 4**). Elles font partie des hydrométéores, ensemble de particules d'eau liquides ou solides. Le refroidissement de l'air entraîne une augmentation de l'humidité. Au fur et à mesure que l'air s'élève, l'humidité augmente. Lorsque l'air est saturé d'eau, il doit se débarrasser de cet excès. Le phénomène de condensation commence. Les noyaux de condensation amorcent la formation des gouttelettes d'eau. Ils peuvent être d'origines très différentes comme les particules de sel marin, la fumée d'industries chimiques, la poussière... Leur concentration varie en fonction de la situation

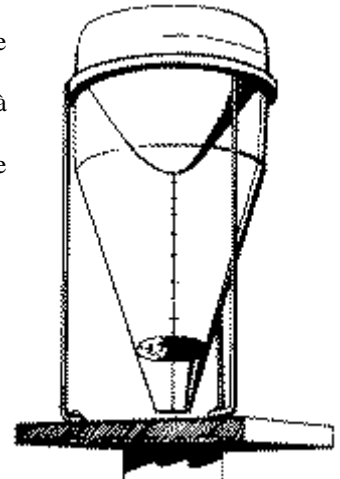
géographique. Elle peut atteindre 10 000 par cm^3 sur les continents, alors qu'elle est de l'ordre de 100 à 1000 par cm^3 au niveau des océans. Les gouttelettes d'eau se forment par condensation de vapeur d'eau autour du noyau. Elles croient ensuite par collision les unes avec les autres. Lorsqu'elles sont suffisamment lourdes, elles tombent vers le sol malgré les courants ascendants de l'air. Elles augmentent en taille lorsqu'elles rencontrent d'autres gouttelettes sur leur passage, elles deviennent des gouttes de pluie. Le diamètre d'une gouttelette dans un nuage est d'environ 10 microns et de 3 mm pour les gouttes de pluie. La formation de grêlons dépend de la présence de forts courants d'air ascendants. Les gouttelettes de pluie qui commençaient à tomber sont alors renvoyées dans le nuage. Ces dernières vont alors geler et se recouvrir d'un revêtement de vapeur d'eau gelée. On peut trouver simultanément dans un nuage des gouttelettes d'eau et des cristaux de glace, même à une température négative. Il existe un transfert perpétuel de vapeur d'eau, provenant de l'air et des gouttelettes surfondues, vers ces cristaux de glace et inversement. C'est le second mécanisme de croissance de la précipitation ou mécanisme de Bergeron. Lorsque le cristal croît, sa masse augmente. Lorsqu'il devient assez lourd pour vaincre les mouvements ascendants, il tombe vers le sol et capture à son passage d'autres cristaux. C'est le flocon de neige. Formées à partir d'un noyau glaciogène, les particules de neige ont leur structure qui évolue en fonction de la température. Si lors de la descente, la température s'élève au dessus du point de congélation, c'est une goutte de pluie qui atteindra le sol.

La pluviosité est mesurée à l'aide d'un pluviomètre de surface réceptrice de 400 cm^2 situé, pour les stations du réseau Météo-France, dans un lieu découvert : **1 mm d'eau recueillie dans le récepteur équivaut à un volume de 1 litre par mètre carré soit dix mètres cubes par hectare.**

Le pluviomètre à lecture directe est formé de deux parties en matière plastique s'emboîtant l'une dans l'autre :

- 1) une partie supérieure opaque, en forme d'entonnoir à fond perforé, sert à recueillir la pluie sur une surface de 400 cm^2 .
- 2) une partie inférieure transparente, qui emmagasine l'eau recueillie, indique la hauteur d'eau tombée par lecture directe sur une échelle graduée :
 - a) en millimètres pour les pluies comprises entre 0 et 10 mm,
 - b) en centimètres pour les pluies comprises entre 1 et 10 cm.

(texte et dessin d'après <http://www.puteaux-sa.fr/632therm.htm>)



Type	taille des "éléments"
pluie	0,5 à 6 mm
bruine	< 0,5 mm
grêle	5 à 50 mm
grésil	particules de glace (< 5 mm)
neige	taille variable ; 1 cm de neige fraîche = 1 mm de pluie

Diamètre de la goutte	Vitesse (cm/s)
0,4 mm (bruine)	100
1 mm	403
2 mm	649
3 mm (pluie)	806
4 mm	883

Tableau 4. Taille des éléments constituant les différents types de précipitations et vitesse de chute des gouttes d'eau en atmosphère libre à 20°C au niveau de la mer (modifié d'après De Parcevaux *et al.*, 1990 ; Beltrando et Chémery 1995).

Contrairement à ce qui se passe pour la température, dont la variation dans le temps est continue, **les pluies caractérisent un phénomène discontinu** : les périodes pluvieuses alternent avec les périodes sans pluie, sans qu'il soit possible de préciser ni leur durée ni la façon dont elles se répartissent au cours de l'année. Les expressions météorologiques de « **mois sec** » ou de « **mois pluvieux** », fondées uniquement sur la considération des moyennes pluviométriques doivent être **considérées avec précautions** quand on s'intéresse à des processus biologiques. Le mois constitue également une unité de temps arbitraire qui ne cadre pas forcément avec la répartition inégale des pluies au cours de l'année. De plus, pour un même total annuel, des pluies régulièrement réparties sur l'ensemble de l'année auront des répercussions très différentes sur le comportement des essences que des précipitations soudaines très abondantes sur une courte période. Ainsi, outre les totaux mensuels ou annuels, il est également important en écologie de considérer le nombre de jours de pluie (pluie > 0,1 mm), la durée des précipitations (jours, heures, minutes) et l'intensité (en mm d'eau par heure par exemple).

Anecdotes : L'utilisation du pluviomètre remonte à 400 ans avant Jésus-Christ. Les crédits de l'invention du pluviomètre sont attribués à Castelli en 1639. Selon les relevés officiels, le record de la plus grande quantité de pluie tombée serait détenu par Cilaos, sur l'île de la Réunion, qui en aurait reçu 1 870 mm en une journée en mars 1952

(d'après http://galileo.cyberscol.qc.ca/Internet/instrument/page_instrument.htm).

2.3.2. La température

C'est un paramètre essentiel qui conditionne toutes les activités physiologiques et les réactions chimiques (rôle de la température dans la réactivation du cambium et la levée de dormance, dans l'inhibition de la photosynthèse...). La température de l'air dépend du rayonnement solaire, de la pression de l'atmosphère, de sa composition en gaz. Les variations de la température de l'air sont fortement tamponnées par l'humidité atmosphérique et c'est en zone aride que les plus fortes amplitudes thermiques journalières sont observées. Par convention, le thermomètre est placé à l'intérieur d'une enceinte en matériau isolé, peinte en blanc, placée à 1,5 m du sol, le but étant de limiter les rayonnements solaires réfléchis par le sol. La température est exprimée en Degrés Celsius (°C) ou degrés Fahrenheit (°F) aux Etats-Unis :

$$^{\circ}\text{F} = (1,8 \times ^{\circ}\text{C}) + 32$$

$$^{\circ}\text{C} = 0,56 \times (^{\circ}\text{F} - 32)$$

La température et sa variation diurne varient en fonction du lieu de l'observation : Latitude, stations maritimes ou continental, hauteur de la station, nébulosité. Outre les mesures de températures maximale et minimale, l'ambiance thermique d'une région peut également être décrite par le nombre de jours de gel, le nombre de jours sans dégel, par la longueur de la période de gel, par le nombre de jours dépassant le seuil de 25°C... D'après Forbes (cité dans EMM. De Martonne, 1940), la température diminuerait de l'équateur au pôle, sur une terre purement océanique, à peu près suivant le cosinus de la latitude, sur une terre purement continentale, suivant le carré de ce cosinus. La formule ci-dessous est conforme à la réalité pour l'hémisphère Nord jusqu'à 75° et à 40° pour l'hémisphère Sud.

$$T(\text{lat}) = -10,8^{\circ} + 32,9 \cos 5/4(\text{lat}) + 21,2 \cos 2(\text{lat})$$

Anecdotes : C'est vers 1592 que Galilée inventa le thermoscope, l'ancêtre du thermomètre. Il ne donnait pas la valeur de la température, mais une indication sur sa variation. Il fallut attendre 1641 et Ferdinand de Toscagne pour que soit mis au point le premier thermomètre à liquide doté d'une échelle graduée. La température la plus haute a été enregistrée en Libye le 13 septembre

1922. Elle était de 57,8 °C. La température la plus froide a été enregistrée en Antarctique le 21 juillet 1983. Elle était de - 89,2 °C.

2.3.3. L'ensoleillement et rayonnement solaire

L'ensoleillement est la durée pendant laquelle un lieu subit le rayonnement direct du soleil. Il dépend de la position géographique du lieu (latitude) et de la nébulosité. Le climat lumineux d'un lieu dépend de la durée, de l'horaire de distribution, de l'intensité et de la qualité de l'insolation.

La durée d'insolation se mesure généralement à l'aide d'un héliographe (**figure**). Cet instrument enregistre la durée d'insolation, c'est-à-dire les intervalles de temps pendant lesquels le disque solaire est visible ou pendant lesquels le rayonnement solaire atteint une intensité suffisante pour produire des ombres portées sur le sol ; cette intensité correspond à un éclairage énergétique égal ou supérieur à 120 W.m^{-2} . En France, l'appareil le plus utilisé est l'héliographe Campbell-Stokes, sphère de verre à la surface focale de laquelle on place une bande de carton de couleur et de texture définies. L'effet thermique du rayonnement solaire direct concentré par la sphère produit une brûlure, un brunissement ou une décoloration du carton suivant l'intensité du rayonnement. La somme de ces traces permettent d'estimer en heures et en dixièmes d'heures, la durée réelle d'insolation qui est en corrélation assez étroite pour un lieu donné avec le rayonnement global reçu, d'où l'intérêt de ce type de mesure assez simple. La durée maximale théorique d'insolation (par ciel clair) est le temps compris entre le lever et le coucher du soleil. Elle est donnée par des tables selon la latitude et la saison. Cependant, le rayonnement au cours de la demi-heure qui suit le lever du soleil et celle qui précède son coucher étant trop faible pour être mesuré ($< 120 \text{ W.m}^{-2}$), la durée maximale d'insolation mesurable est donc inférieure d'au moins une heure à la durée maximale théorique. La fraction d'insolation est le rapport de la durée effective à la durée maximale théorique. Cette grandeur est souvent utilisée car il existe des relations assez constantes entre la fraction du rayonnement solaire extra-terrestre reçue au sol et la fraction d'insolation (voir calcul de l'évapotranspiration).

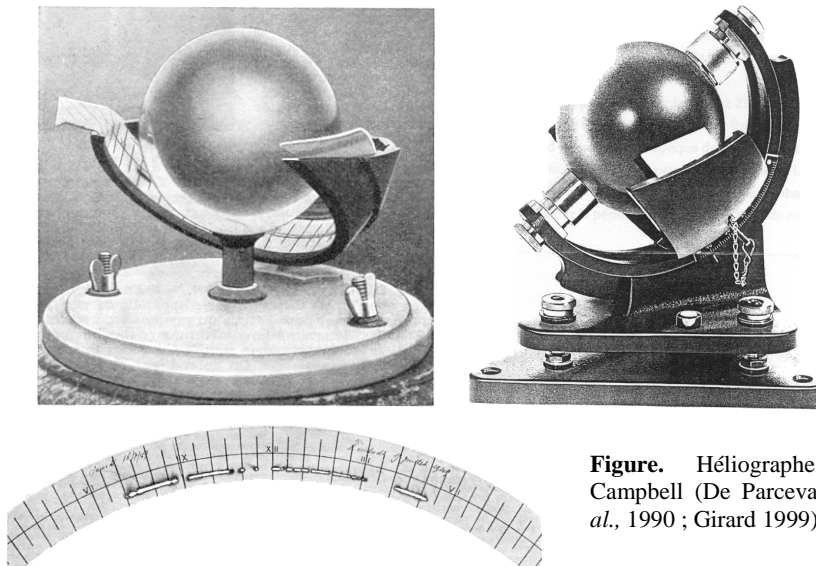


Figure. Héliographe de Campbell (De Parcevaux *et al.*, 1990 ; Girard 1999).

Les mesures de rayonnement global (R_g), qui expriment une énergie reçue au sol (en W.m^{-2}), sont réalisées à l'aide de pyranomètre. Parmi les différents modèles, les pyranomètres linéaires sont couramment utilisés dans le domaine de la recherche forestière. Par rapport à des capteurs ponctuels, dont la surface sensible varie de quelques mm^2 à quelques cm^2 , ces capteurs linéaires permettent une certaine intégration spatiale du rayonnement lumineux. Les éléments sensibles sont de forme rectangulaire (1 à 2 cm sur 20 à 100 cm) et sont placés dans un tube de verre. Le flux d'énergie incident se traduit par une différence de température entre les surfaces blanches et

noires des éléments sensibles du pyranomètre. Ces surfaces sont alternées de façon à ce que la différence de température moyenne entre les éléments sensibles ne soit pas affectée quand les radiations sont plus intenses d'un côté que de l'autre. Cette différence est convertie en voltage par une thermopile. Les mesures (M) sont exprimées en mV mais peuvent être converties en énergie lumineuse (E), exprimée en KW/m². Par exemple, pour un pyranomètre linéaire de 1 mètre de modèle Delta-T Devices (bande spectrale 350 à 2500 nm), l'équation est la suivante : $E = M/15$. L'intensité maximale mesurable est de l'ordre de 16.5 mV (=1.1 KW. m⁻²) ce qui correspond à une journée (estivale) très ensoleillée (**photo ci-dessous**).

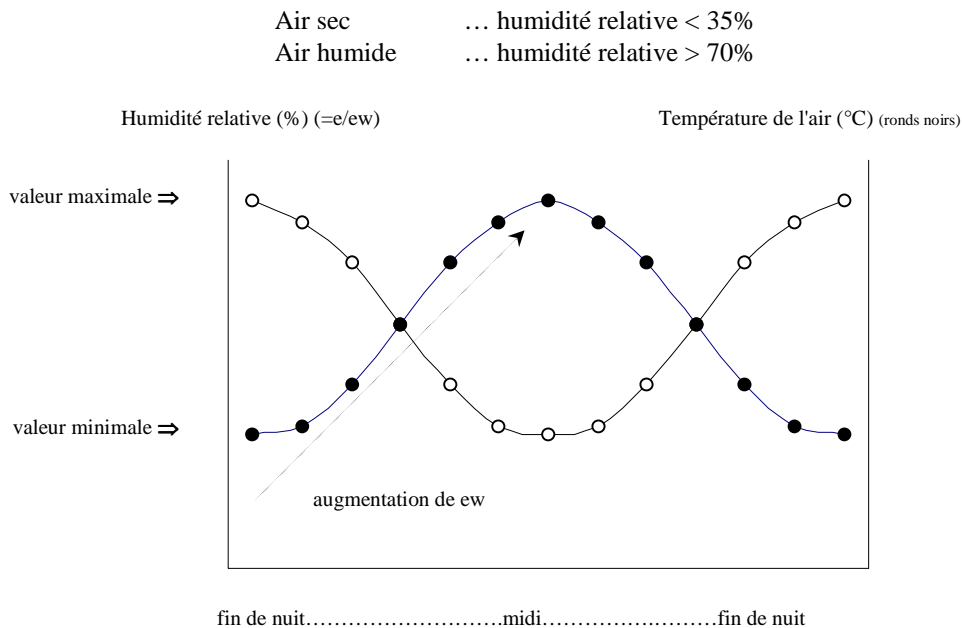


Mesure de rayonnement dans un peuplement de Pin maritime en Forêt de Sorbollano (Corse)

2.3.4. L'humidité relative de l'air

L'humidité de l'air est la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air atmosphérique. La tension de la vapeur d'eau (e), mesurée en Pascal (Pa), représente la pression partielle de la vapeur d'eau dans l'air considéré comme un mélange gazeux. Dans les régions tempérées, elle est souvent de l'ordre de 10 hectopascals, mais varie fortement selon les saisons et le type de temps. A une température donnée, cette quantité ne peut dépasser une valeur déterminée, d'autant plus élevée que la température est elle-même plus élevée. Cette valeur pour laquelle **l'air est saturé** est appelée **tension maximum de la vapeur d'eau (ew)** pour cette température. **La différence (ew-e) est le déficit de saturation de l'air.**

A chaque instant, le rapport de la tension de la vapeur d'eau (e), réellement observée à cet instant, à la tension maximum de la vapeur d'eau (ew), correspondant à la température de l'air et à la pression atmosphérique au même moment, représente l'humidité relative (U) ou degré hygrométrique de l'air. L'humidité relative compare donc la quantité d'eau présente dans l'air à la quantité qu'il faudrait pour saturer cet air à une température donnée. Par exemple, si l'humidité relative est de 50 %, cela signifie que l'air contient la moitié de la quantité maximale de vapeur d'eau qu'il peut contenir. Une humidité relative de 0% correspond à un air totalement dépourvu de vapeur, tandis que la valeur 100% correspond à la saturation. L'humidité relative de l'air est la grandeur la plus utilisée en climatologie car c'est elle qui renseigne le plus sur l'éloignement de l'air de son point de saturation et correspond aux impressions courantes d'humidité et de sécheresse. D'une façon générale, on considère qu'un air est sec quand son humidité relative est inférieure à 35% et qu'il est humide quand celle-ci est supérieure à 70%. En climat tempéré, elle dépasse souvent 90% en fin de nuit et peut descendre en dessous de 40% en début d'après-midi. Cette variation diurne est inverse de celle de la température. En effet, la tension de vapeur d'eau (e) est sensiblement constante au sein d'une masse d'air. En revanche, la tension maximale (ew) est une fonction croissante de la température. Plus la température de l'eau est élevée, plus il doit y avoir de molécules d'eau dans l'air pour que la saturation soit atteinte. Ce qui veut dire que, pour une même quantité de vapeur d'eau dans l'air, l'humidité relative sera plus grande si la température est basse. Le rapport e/ew est donc minimal au moment du maximum de température et maximal au moment du minimum de température.



La capacité hygrométrique de l'air croît rapidement avec la température : plus l'air est chaud, plus il peut contenir d'humidité. 1 m³ d'air peut contenir au maximum environ : 1 g d'eau à -20 °C, 5 g d'eau à 0 °C, 18 g d'eau à 20°C, 30 g d'eau à 30 °C... Par exemple, avec une température de 5°C, l'air qui contiendrait 6 g/m³ de vapeur d'eau nous paraîtrait très humide car la saturation à cette température se fait à 6,8 g/m³ et le rapport e/ew serait donc égal à 88 %. Par contre à 22,5°C, l'air ayant le même degré hygrométrique serait ressenti comme extrêmement sec, puisque la tension maximale ne serait atteinte qu'à 20 g/m³. Le rapport e/ew serait alors seulement de 30 %.

Il est encore une donnée intéressante à connaître, à l'époque des gelées de printemps notamment : c'est la température du point de rosée, température jusqu'à laquelle l'air doit s'abaisser pour que la quantité de vapeur d'eau qu'il contient devienne saturante. A ce moment, toute nouvelle baisse de température, sous l'action du rayonnement nocturne par exemple, provoque la condensation de la vapeur d'eau en excès : on observe sur les plantes de la rosée (ou de la gelée blanche, si la température est suffisamment basse), d'où l'expression de « point de rosée ». Or, on sait que la condensation de la vapeur d'eau s'accompagne d'un important dégagement de chaleur, du à la libération, de la chaleur de vaporisation de l'eau. Celle-ci s'oppose alors aux pertes dues au rayonnement et tend à freiner considérablement le refroidissement nocturne lui-même. On peut donc penser qu'à l'époque des gelées de printemps (ou d'automne) si, le soir, au moment du coucher du soleil, par exemple, le point de rosée est nettement supérieur à zéro degré, il n'y a aucun risque de gelée la nuit suivante. Si, au contraire, le point de rosée est inférieur à zéro degré, les risques sont considérables.

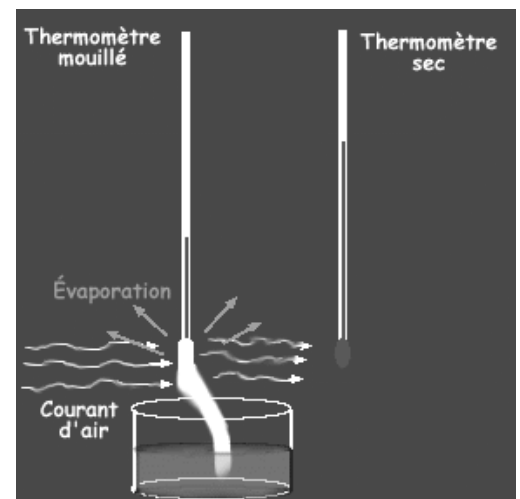
L'humidité de l'air est un élément capital car elle conditionne largement les échanges hydriques entre le sol, les plantes et l'atmosphère. Le pouvoir évaporant de l'air, c'est-à-dire sa capacité à accepter de la vapeur d'eau, est directement fonction du déficit de saturation (ew-e) que l'on retrouve plus ou moins directement dans les formules des indices climatiques et les formules physiques exprimant l'évapotranspiration d'un couvert végétal.

La mesure de l'humidité relative de l'air s'effectue sous abri, généralement à l'aide d'un **psychromètre**. Cet appareil comporte un thermomètre entouré d'une mousseline mouillée en permanence (Température humide) et un thermomètre sec (Température sèche). Le thermomètre mouillé indique normalement une température plus basse que celle du thermomètre sec. C'est que de l'eau s'évapore du coton imbibé et on sait que l'évaporation produit un refroidissement. À cause de l'évaporation, l'eau qui reste dans le coton se refroidit et le thermomètre indique une température plus basse que le thermomètre sec. Plus l'air est sec, plus il y a d'eau qui s'évapore du coton et plus la température du thermomètre mouillé est basse. La différence de température entre les deux thermomètres est donc d'autant plus grande que l'air est sec. Au contraire, si l'air est très humide, peu d'eau s'évaporera du coton et la température du thermomètre mouillé diminuera moins. Lorsque l'air est saturé (100 % d'humidité relative), il n'y a pas d'évaporation et le thermomètre mouillé indique la même température que le thermomètre sec.

On détermine à partir de tables, la valeur de l'humidité. Par exemple, une T sèche de 2°C et une T humide de 1°C correspond à une humidité relative (=degré hygrométrique) de 82% (dif = 2 - 1 = 1°C).

Humidité relative (%)						
Différence entre T°sèche et T°humide (°C)						
T°sèche (°C)	0	0.5	1	1.5	2	2.5
-5	100	87	74	61	48	35
-4	100	87	75	63	51	38
-3	100	88	76	65	53	42
-2	100	89	78	68	56	45
-1	100	89	79	68	58	48
0	100	90	80	70	60	50
1	100	90	81	71	62	53
2	100	91	82	73	64	55
3	100	91	83	74	65	57
4	100	92	83	75	67	59
5	100	92	84	76	68	61
6	100	92	85	77	70	62
7	100	93	85	78	71	64
9	100	93	86	80	73	67
10	100	93	87	81	74	6

Température humide (°C)	Température sèche (°C)										
	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30
2	15										
4	34	21	10								
6	55	39	26	15	7						
8	77	58	42	30	20	12	6				
10	100	78	60	46	34	24	17	10			
12		100	79	63	49	37	28	20	14	5	
14			100	81	65	51	40	31	24	18	9
16				100	82	66	54	43	34	27	21
18					100	83	68	56	46	37	30
20						100	83	69	58	48	39
22							100	84	71	59	50
24								100	85	72	61
26									100	85	73
28										100	86
30											100



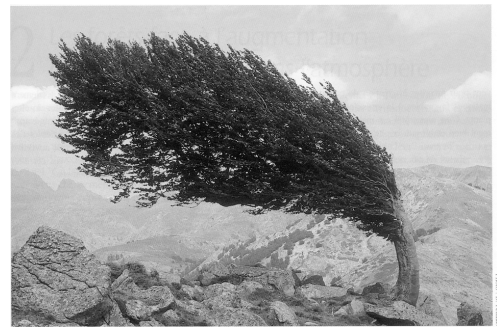
(d'après http://galileo.cyberscol.qc.ca/Internet/eau/hum_rel_psychro.htm)

2.3.5. Le vent

Le vent est la conséquence du déplacement de l'air. C'est la résultante des forces de pression. Il est caractérisé par sa vitesse, exprimée généralement en kilomètre par heure (km/h), ou en noeuds (kts) dans le milieu de la météorologie, et sa direction ou provenance, indiquée en degré par rapport au Nord ou à l'aide d'une rose des vents. L'appareil de mesure de la vitesse du vent est un anémomètre. Sa direction est déterminée à l'aide d'une girouette ou d'une manche à air. Selon la convention internationale, on mesure la vitesse et la direction du vent sur une tour à 10 mètres au dessus du sol. L'anémomètre est constitué de trois coupelles en forme de demi-sphères orientées dans le même sens et qui sont libres de tourner. La plupart des anémomètres modernes comprennent un système électronique interne qui calcule le nombre de tours que font les coupelles pendant un temps précis.

Le vent peut avoir une action mécanique (érosion du sol, déformation des arbres...) ou physiologique (assèchement des surfaces ou au contrainte vecteur d'air humide...). Le vent exerce sur toute surface fixe située dans l'atmosphère une force de pression dynamique proportionnelle au carré de sa vitesse et fonction de sa direction par rapport à cette surface. Pour une paroi perpendiculaire à la direction du vent, les pressions exercées sont les suivantes :

Vitesse du vent		Pression dynamique	Equivalent Beaufort	
m / s	km / h	kg /m ² (= 9.807 Pa)		
1	3.6	0	1	très légère brise
5	18	1.6	3	petite brise
10	36	6.3	5	bonne brise
20	72	25	8	coup de vent
30	108	56.3	11	violente tempête
40	144	100	12	ouragan

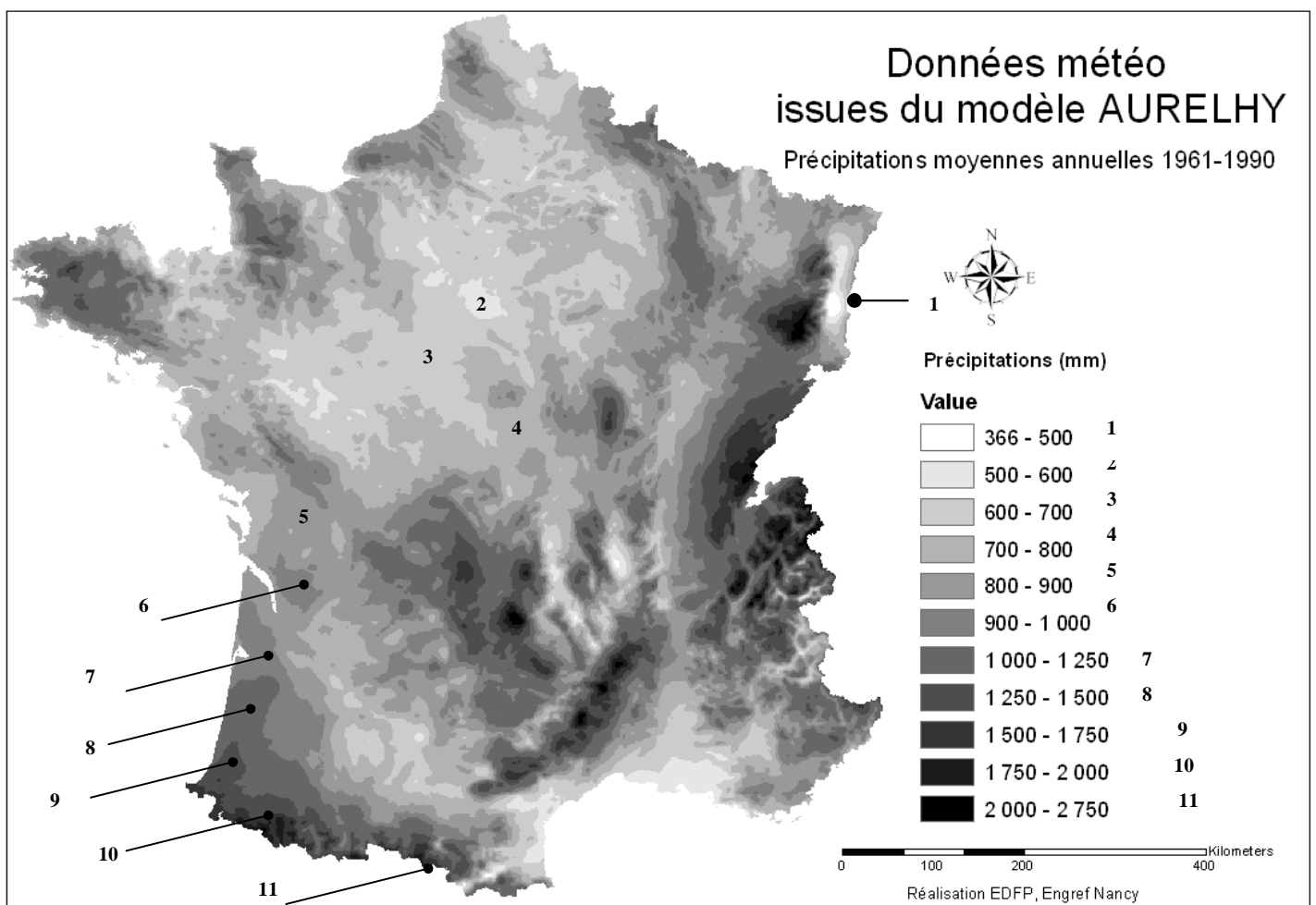


3. APERÇU DE LA VARIABILITÉ CLIMATIQUE DE FRANCE

Ce paragraphe a pour objectif de décrire la variabilité des conditions climatiques en France. Selon les influences océaniques et continentales, la France est divisée en 5 grandes régions. A une échelle plus fine, Météo-France a défini 29 climats régionaux. Dans leur article sur le cycle de l'eau, **Choisnel et Jacq (1998)** ont présenté la variabilité des échanges hydriques en France. **Les paragraphes suivants sont extraits essentiellement de cet article.** L'importance des différents paramètres climatiques varient selon les régions du globe. Sous les tropiques, la pluie est le facteur essentiel. En régions tempérées, c'est l'alternance des saisons qui joue un rôle essentiel.

3.1. Les précipitations liquides

La pluviométrie annuelle moyenne et les pluviométries saisonnières moyennes ont été obtenues, sur une grille de 5 x 5 km², à l'aide de la méthode de spatialisation Aurelhy (Bénichou et Le Breton, 1987), à partir des données d'environ 1 500 postes pluviométriques. Ces postes disposent tous de séries chronologiques homogènes sur la période 1951-1980. Les données ont fait l'objet d'un contrôle et d'une critique, ainsi que de tests statistiques d'homogénéité (Choisnel, 1988). La carte présentée ci-dessous a été réalisée par C. Piedallu (EFDP – ENGREF Nancy).



3.1.1. En plaines et collines

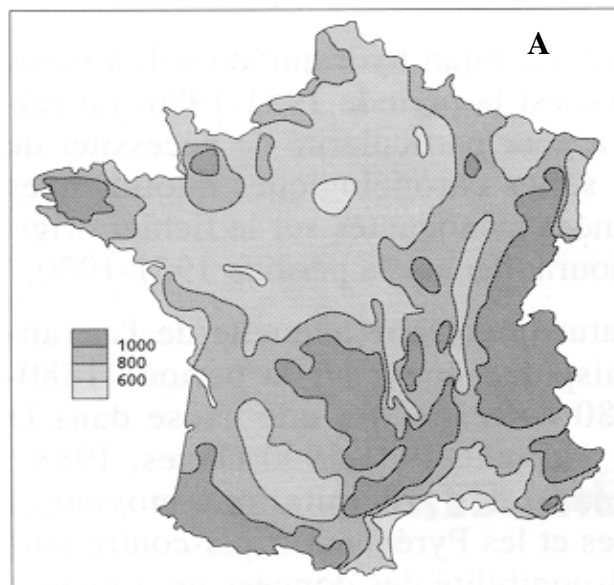
a) Le régime annuel

L'éventail des précipitations annuelles moyennes est très large (carte A), puisqu'il va de moins de 600 mm dans la moitié est de l'Eure-et-Loir, le delta du Rhône et la vallée de l'Aude, à plus de 2 000 mm sur les monts du Cantal, au mont Aigoual et en Chartreuse. Les précipitations restent inférieures à 800 mm sur l'ensemble du Bassin parisien. La pluviométrie est plus élevée le long des côtes de la Manche, de Boulogne-sur-Mer à la Bretagne, où elle dépasse partout 800 mm (sauf dans l'est du Cotentin et la Côte d'Émeraude, allant de la pointe du Roc à Saint-Brieuc). L'augmentation des précipitations sur le relief faisant face à l'océan (collines de Normandie et massif Armoricaïn) est considérable eu égard à l'augmentation correspondante d'altitude, les précipitations y dépassant 1 200 mm. L'Anjou et la Touraine ont une pluviométrie qui reste comprise entre 600 et 700 mm. Dans le Poitou, la pluviométrie dépasse 800 mm à l'ouest de Poitiers et jusqu'aux Charentes.

- **Dans le Nord-Est de la France**, on observe successivement, d'ouest en est, une pluviométrie allant de 800 à 1 000 mm sur la Meuse et la Haute-Marne, de 700 à 800 mm dans le bassin de la Moselle, puis un renforcement, allant de 1 000 à 1 200 mm, sur le versant ouest du massif Vosgien, enfin de 500 à 700 mm en Alsace, avec **un minimum centré sur la ville de Colmar**.
- **Dans le Sud-Ouest de la France**, on observe un gradient de précipitations selon un axe sud-ouest - nord-est. Les précipitations atteignent 1 500 mm au Pays Basque puis vont en diminuant jusqu'à la vallée de la Garonne, où elles sont comprises entre 700 et 800 mm. Elles restent supérieures à 900 mm le long des côtes de l'Aquitaine.
- **En Bourgogne**, les précipitations sont inférieures à 800 mm sur l'est de la Côte-d'Or et le long de la vallée de la Saône. Elles dépassent, sur le Morvan, 1 200 mm. En Franche-Comté, les précipitations se renforcent sur les contreforts du Jura.
- **Dans le Sud-Est**, la pluviométrie annuelle moyenne varie de moins de 600 mm dans le delta du Rhône à plus de 800 mm sur la Côte d'Azur. Elle descend localement à moins de 500 mm dans la basse vallée de l'Aude.

Caractérisation du régime pluviométrique annuel

Très faible	< 600 mm
Faible à moyen	600-700 mm
Moyen à assez élevé	700-800 mm
Assez élevé à élevé	800-1000 mm
Elevé à très élevé	1000-1500 mm
Très élevé	> 1500 mm

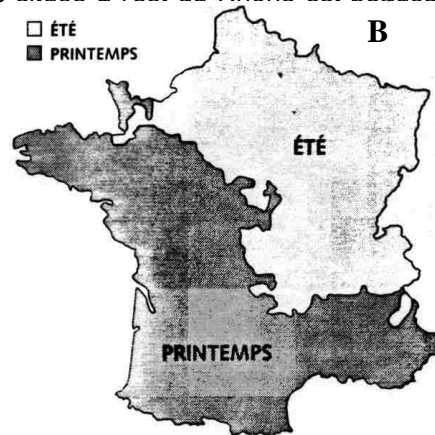


b) Le régime saisonnier

- **En hiver (décembre, janvier et février)**, les valeurs les plus basses (inférieures à 150 mm) se situent en Limagne, en Alsace, dans l'est et le sud du Bassin parisien, dans le Roussillon et la basse vallée du Rhône. Les valeurs les plus élevées, supérieures à 240 mm, s'observent sur la pointe de la Bretagne et sur l'Aquitaine, les contreforts ouest du Massif central, du Morvan et du Jura, ainsi que sur l'est de la Côte d'Azur.
- **Au printemps (mars, avril et mai)**, les valeurs les plus basses, inférieures à 150 mm, se rencontrent principalement dans le Bassin parisien, l'Alsace, le littoral du Roussillon et le delta du Rhône. Les différences d'une région à l'autre sont beaucoup moins marquées qu'en hiver, à l'exception des contreforts des Pyrénées occidentales, où des valeurs supérieures à 300 mm sont notées.
- **En été (juin, juillet, août)**, on peut distinguer deux zones de minimum pluviométrique : l'une sur le pourtour méditerranéen avec des valeurs inférieures à 90 mm, l'autre dans l'Ouest de la France, à l'intérieur d'un vaste triangle axé sur la vallée de la Loire et délimité par Lorient, Auxerre et Poitiers. Les valeurs restent par contre élevées sur le Pays Basque et le Jura.
- **En automne (septembre, octobre, novembre)**, on note un premier minimum limité au sud et au sud-est du Bassin parisien et un second en Alsace. La région la plus contrastée est le Sud-Ouest, avec de faibles valeurs sur la moyenne vallée de la Garonne (Midi-Pyrénées) et de fortes valeurs sur le Pays Basque et, dans une moindre mesure, en Aquitaine. Sur le pourtour méditerranéen, la partie située à l'est du Rhône est beaucoup plus arrosée que celle située à l'ouest.

(moyenne trentenaire 1961-1990)

Station	Hiver	Printemps	Été	Automne
❑ Ouest				
Angers	174	154	123	167
Caen	190	160	147	214
Lorient	305	201	149	262
Poitiers	194	183	146	186
❑ Centre				
Bourges	182	193	168	180
Clermont-Ferrand	90	167	189	145
Nevers	205	216	189	203
❑ Nord-Est				
Besançon	272	287	268	283
Bourg St Maurice	302	215	223	232
Colmar	106	149	191	137
Langres	235	214	201	227
Luxeuil	272	249	257	258
Nancy	190	181	201	187
Strasbourg	107	159	199	145
Vichy	155	222	215	199
❑ Sud-Est				
Pau	322	324	204	271
Tarbes	323	320	209	250
Toulouse	166	195	146	148
❑ Sud-Ouest				
Montélimar	209	233	161	310
Montpellier	208	162	95	234
Nîmes	203	176	116	268
Perpignan	154	136	129	154



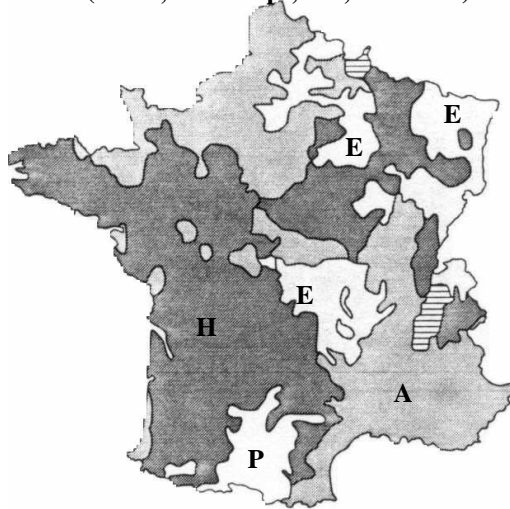
La carte B a été établie en comparant entre eux les cumuls saisonniers moyens du printemps et de l'été. Selon ce critère, la France se divise selon un axe nord-ouest - sud-est allant de la pointe du Cotentin au Briançonnais. À l'ouest de cette ligne, les pluviométries moyennes du printemps sont supérieures aux pluviométries moyennes de l'été, tandis qu'à l'est, ce sont les pluviométries d'été qui sont supérieures aux pluviométries de printemps. Une explication pourrait être l'influence continentale favorisant le déclenchement de phénomènes convectifs orageux l'été, du moins en juillet et en août, du fait de températures maximales journalières plus élevées qu'en climat océanique.

Caractérisation du régime pluviométrique saisonnier

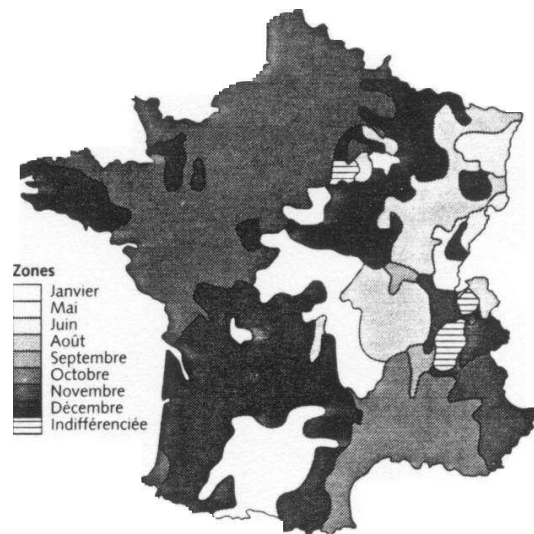
Très faible	< 50 mm
Très faible à faible	50-100 mm
Faible à moyen	100-150 mm
Moyen à élevé	150-200 mm
Élevé à très élevé	200-250 mm
Très élevé	> 250 mm

- **En ce qui concerne la saison la plus pluvieuse**, il apparaît une vaste zone où ce sont les pluies hivernales qui sont les plus abondantes, de la Bretagne aux Pays de la Loire et à la majeure partie du Sud-Ouest de la France. La moitié sud de la région Midi- Pyrénées s'individualise par contre avec un maximum pluviométrique au printemps. La région Sud-Est et l'axe Rhône-Saône, jusqu'à Dijon, ont un maximum en automne. Il en est de même le long des côtes de la Manche, de Saint-Brieuc à Dunkerque, ainsi qu'en Ile-de-France. Le quart nord-est de la France est plus morcelé, avec un maximum en été dans une partie de la Champagne, en Alsace, dans l'est de la Lorraine et le nord de la Franche-Comté ; ailleurs, aucune caractéristique dominante ne se dégage. Quant à l'Auvergne, elle affiche un maximum estival.

**Saison la plus pluvieuse
(Hiver, Printemps, Été, Automne)**

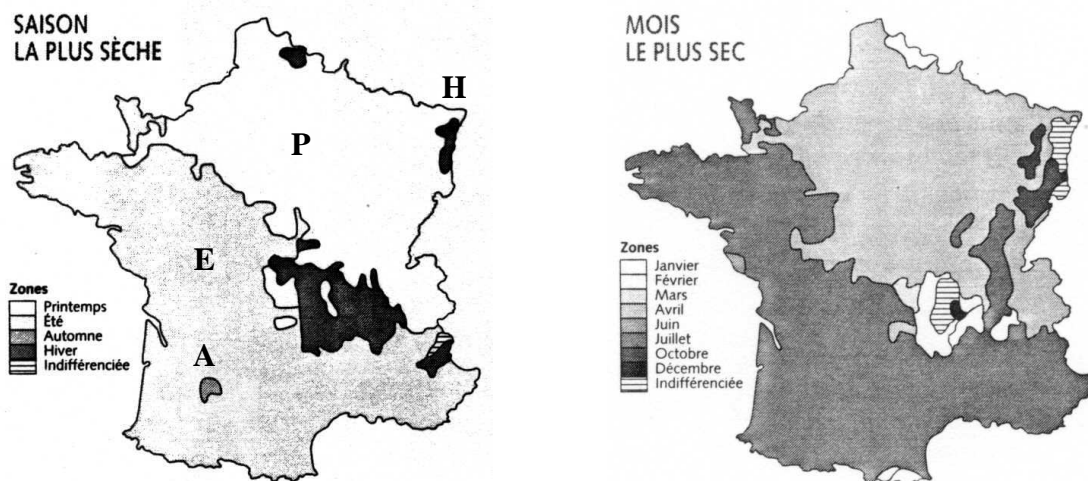


Mois le plus pluvieux



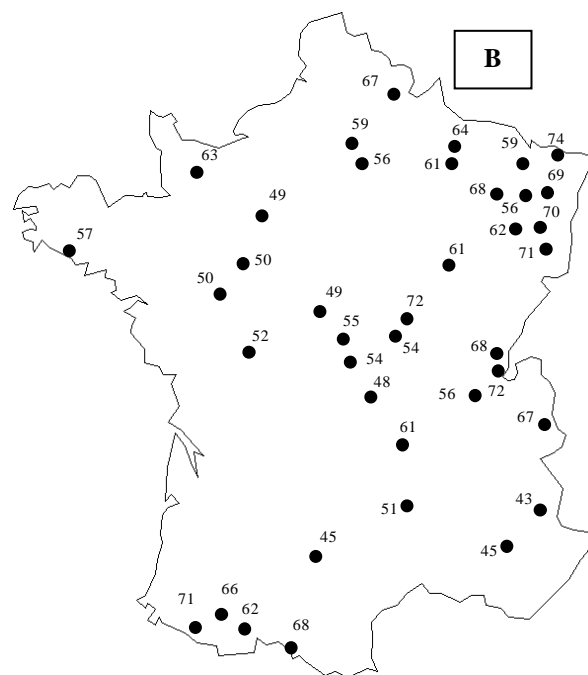
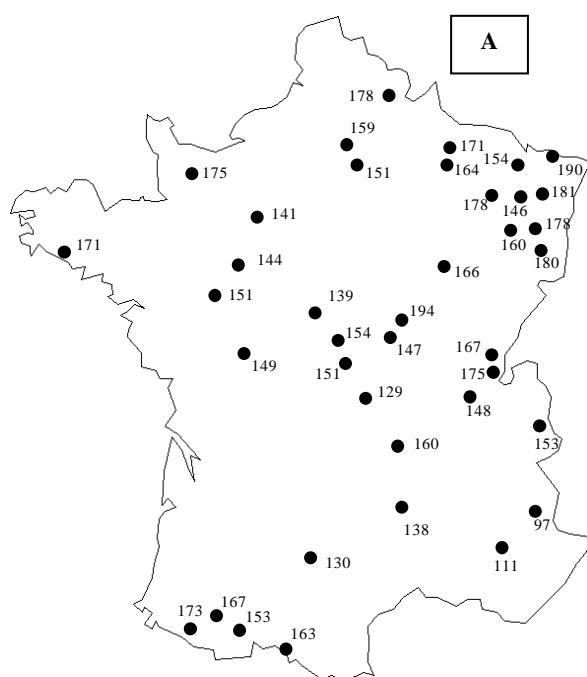
- **En ce qui concerne le mois le plus pluvieux**, il y a prédominance du mois de novembre dans tout le Nord-Ouest de la France, et du mois de décembre dans le quart sud-ouest (à l'exception de Midi-Pyrénées qui présente un maximum en mai). Dans le quart sud-est, le maximum se produit en novembre dans les Hautes-Alpes et les Alpes-Maritimes, en octobre ailleurs, de Perpignan à Toulon ainsi que dans la moitié ouest des Alpes du Sud. Comme pour la carte précédente, le quart nord-est est plus morcelé. On y rencontre successivement, quand on se déplace d'ouest en est, une zone allant du Morvan à la Lorraine et marquée par un maximum en décembre, puis une zone allant des contreforts ouest des Vosges à la Saône-et-Loire avec un maximum en août, enfin un maximum en juin dans le nord de l'Alsace et une partie du Doubs. Par contre, le découpage obtenu sur le sud de la Champagne, beaucoup trop morcelé, n'est pas interprétable.

- **Les deux autres cartes (saison la plus sèche et mois le plus sec)** sont caractérisées par deux grands ensembles :
 - Le premier, correspondant à la moitié sud-ouest du pays, a un minimum pluviométrique en été, et plus précisément en juillet.
 - Le second, correspondant en gros à la moitié nord-est, a un minimum pluviométrique au printemps, et plus précisément au mois d'avril. À noter également le minimum pluviométrique en hiver dans le quart nord-est du Massif central, et notamment au mois de février dans la vallée de l'Allier. Pour le reste, il apparaît un minimum hivernal en Alsace, région protégée des perturbations d'ouest et de sud-ouest en hiver, et un minimum en octobre dans le Doubs et le Territoire de Belfort.



c) Le nombre de jours de pluie

Outre les cumuls annuels et saisonniers, la fréquence des événements pluvieux (nombre de jours avec $P > 0 \text{ mm}$) est également un paramètre important à prendre en compte pour l'analyse des conditions climatiques de croissance des peuplements forestiers. Dans une étude sur le bilan hydrique et la croissance des arbres forestiers, Lebourgeois (1999) a calculé le nombre annuel et pendant la saison de végétation de jours de pluie (cartes ci-dessous). **Pendant la saison de végétation, il apparaît un gradient ouest-est du nombre de jours de pluie qui augmente de 10 à 15 jours : 50-55 jours dans l'ouest à 60-65 jours dans l'est. Cette variation s'accompagne d'une augmentation du cumul de pluie de 250-300 mm à 350-400 mm.**



(moyenne trentenaire 1961-1990 ; n = nombre de jours)
(P > 0 mm sauf Sud-Ouest avec P > 1 mm)

Station	Hiver (n=90)	Printemps (n=92)	Été (n=92)	Automne (n=91)
❑ Ouest				
Angers	45	44	32	40
Caen	52	47	37	48
Lorient	55	47	36	48
Poitiers	48	45	32	40
❑ Centre				
Bourges	50	48	34	40
Clermont-Ferrand	40	45	33	35
Nevers	49	48	36	41
❑ Nord-Est				
Besançon	50	51	40	41
Bourg St Maurice	37	42	41	34
Colmar	40	45	40	38
Langres	50	49	39	41
Luxeuil	50	50	41	41
Nancy	49	48	40	41
Strasbourg	44	47	42	40
Vichy	48	48	36	39
❑ Sud-Est				
Pau	45	50	37	38
Tarbes	43	49	38	37
Toulouse	41	44	29	33
❑ Sud-Ouest *				
Montélimar	22	23	15	21
Montpellier	18	17	10	15
Nîmes	20	19	12	17
Perpignan	15	16	11	13

Nombre de jours de pluie par an (A) et pendant la saison de végétation (mai à septembre) (B) (P > 0 mm ; moyenne 1961-90) (Lebourgeois 1999)

Caractérisation du nombre saisonnier de jours de pluie (P > 0 mm)

Très faible	< 15 (1 jour sur 6)
Très faible à faible	15-30
Faible à moyen	30-40 (1 jour sur 4)
Moyen à élevé	40-50
Élevé à très élevé	50-60 (1 jour sur 2)
Très élevé	> 60

3.1.2. En zones montagneuses

a) Le régime annuel et saisonnier

- **Les Alpes du Nord**, avec 1 200 à 2 000 mm de pluviométrie annuelle moyenne, sont globalement plus arrosées que les Alpes du Sud (850 à 1 200 mm). Plus précisément, ce sont les Préalpes du Nord, directement exposées aux perturbations océaniques venant des secteurs ouest ou nord-ouest, qui sont les plus arrosées, avec de 1 200 à 2 000 mm. Les massifs cristallins externes sont comparativement, malgré leur altitude plus élevée, moins arrosés (1 200 à 1 500 mm) que les Préalpes du Nord. La zone intra-alpine, plus protégée des perturbations pluvieuses que le reste du massif Alpin français du fait de sa position géographique, a des pluviométries annuelles de l'ordre de 850 à 1 000 mm. Dans les Alpes du Sud, les Préalpes du Sud-Est totalisent de 800 à 1 000 mm, et sont moins arrosées que les Alpes-Maritimes (plus de 1 100 mm). Située entre ces deux régions, la moyenne Durance reçoit de 800 à 900 mm. **Au niveau saisonnier**, les Alpes du Nord sont caractérisées par des précipitations estivales à forte variabilité spatio-temporelle, leur moyenne allant de 250 à 400 mm. Dans les Alpes du Sud, les précipitations sont de l'ordre de 150 à 200 mm en été et de 250 mm en automne (300 mm et plus dans les Alpes-Maritimes).
- **Le Massif central** est assez contrasté, recevant de 900 à 1 500 mm dans la partie nord-ouest du massif. Le sud-est du massif (barre des Cévennes) reçoit un total annuel moyen (1 000 à 1 500 mm) similaire à celui du nord-ouest (maximum ponctuel de l'ordre de 2 100 mm au mont Aigoual). Le nord-est du Massif central, plus protégé, ne reçoit que 900 à 1 200 mm par an. **Au niveau saisonnier**, dans le nord-ouest du Massif central (Limousin), le plateau de Millevaches reçoit plus de 350 mm en hiver, ainsi qu'en automne, tandis que la pluviométrie d'été est inférieure d'environ 100 mm à celle de ces deux saisons (Météorologie nationale, 1989). Dans le sud-est du Massif (barre des Cévennes), la pluviométrie d'automne dépasse partout 300 mm, allant jusqu'à 600 mm en certains points, tandis qu'en été elle est de l'ordre de 200 mm. Dans le quart nord-est du Massif, les vallées de l'Allier et de la Haute-Loire sont caractérisées par une faible pluviométrie hivernale, inférieure à 200 mm, du fait de la fréquence d'un effet de foehn généralisé par circulation synoptique d'ouest, situation prédominante à cette époque de l'année. Sur les reliefs, la pluviométrie est relativement bien répartie au cours de l'année.
- **Les Pyrénées** reçoivent des pluviométries décroissantes d'ouest en est, avec plus de 1 200 mm par an sur les Pyrénées occidentales, de 1 000 à 1 200 mm sur les Pyrénées centrales, et de 800 à 1 000 mm sur les Pyrénées orientales. Les Pyrénées sont marquées par un fort gradient ouest-est de pluviométrie estivale, allant de 300 mm dans les Pyrénées-Atlantiques à 100 mm dans les Pyrénées-Orientales. Enfin, la pluviométrie estivale reste, dans la montagne Corse, inférieure à 100 mm.
- **Les Vosges**, très contrastées entre leur versant ouest et leur versant est, ont un éventail pluviométrique très large, allant de 600 à 2 000 mm par an.
- **La pluviométrie du Jura** est plus régulière, de l'ordre de 1 500 mm.
- Enfin, il pleut de 1 200 à 1 500 mm par an **dans la Montagne Noire** et le massif de l'Espinouse (Hérault), et de 800 à 1 500 mm dans la montagne Corse (ponctuellement 2 000 mm sur les sommets).

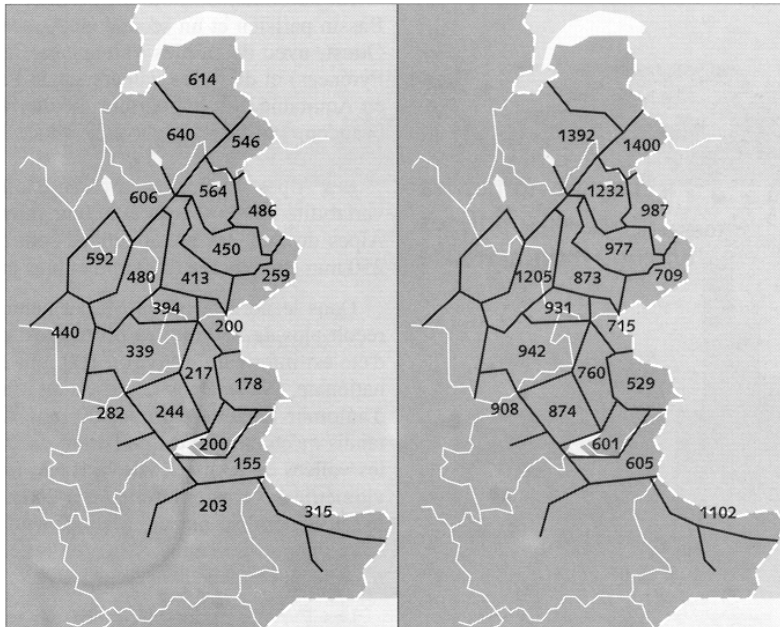
3.2. L'enneigement

Le coefficient de niviosité (rapport neige/précipitations totales) varie selon l'altitude et l'exposition. Il est plus faible, à altitude et exposition égales, dans les Alpes du Sud que dans les Alpes du Nord. Des estimations des précipitations moyennes annuelles sous forme de neige (hauteur équivalente d'eau liquide en mm) sur les Alpes et les Pyrénées, massif par massif, ont

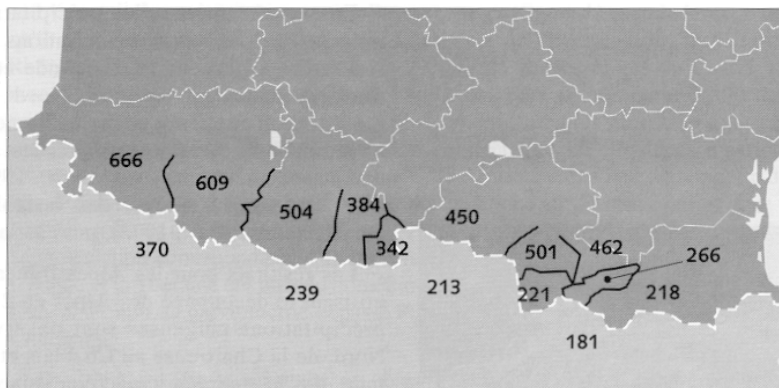
été obtenues sur une période de dix hivers pour les altitudes de 1 500 m et de 3 000 m (Martin 1995).

En utilisant le découpage **des Alpes (cartes A et B)** en 23 massifs élémentaires, les plus fortes précipitations neigeuses sont observées sur les Alpes et les Préalpes du Nord, de la Chartreuse au Chablais et au Mont-Blanc avec, à 1 500 m d'altitude, des hauteurs de neige équivalent à une hauteur d'eau liquide de 550 à 650 mm. Les massifs les moins pourvus en neige à cette même altitude sont l'Ubaye, le Parpaillon et le Queyras, avec moins de 200 mm de hauteur équivalente d'eau. Le Mercantour, bien enneigé, constitue une exception recevant, du fait de la proximité de la Méditerranée, plus de 300 mm, soit deux fois plus de neige que l'Ubaye. À 3 000 mètres d'altitude, 70 à 80% des précipitations totales (pluie et neige) tombent sous forme de neige. Une étude plus fine des chutes de neige sur le massif du Mont-Blanc donne la variation en fonction de l'altitude : on passe de 430 mm par an de hauteur équivalente d'eau, à 1 200 mètres d'altitude, à 850 mm à 2 100 m et à 1 500 mm à 3 000 m (Martin, 1995).

Dans les Pyrénées (carte C), les estimations, sur la période 1984-1994, varient, à 1 500 mètres d'altitude, de 180 mm sur le versant espagnol des Pyrénées orientales à 660 mm sur le versant français du Pays Basque (figure 3). Ce sont ainsi les Pyrénées occidentales qui reçoivent le plus de neige. Mais la diminution d'ouest en est n'est pas régulière, un second maximum étant observé sur la Haute-Ariège (500 mm). De plus, les chutes de neige simulées sur le versant sud sont deux fois plus faibles que sur le versant nord de la chaîne.



Cartes A et B : Précipitations moyennes annuelles sous forme de neige (hauteur d'eau annuelle équivalente en mm) à 1 500 m (carte de gauche) et à 3 000 m (carte de droite) d'altitude, sur la période 1981-1991, sur les Alpes françaises (Martin 1995).

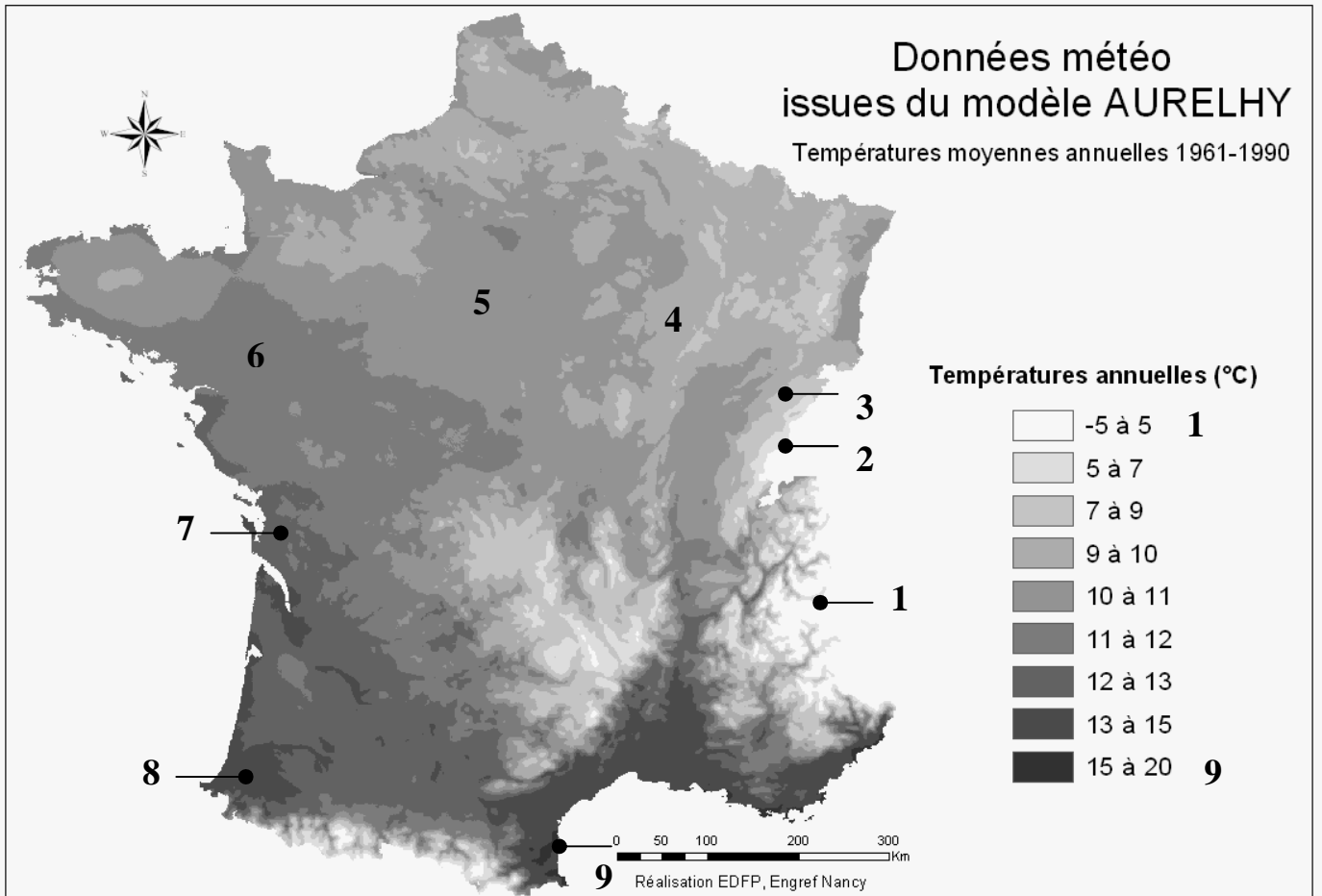


Carte C : Précipitations moyennes annuelles sous forme de neige (hauteur d'eau annuelle équivalente en mm) à 1500 m d'altitude, sur la période 1984-1994, sur les Pyrénées.

3.3. Les températures et l'évaporation

a) Températures moyennes annuelle et saisonnière

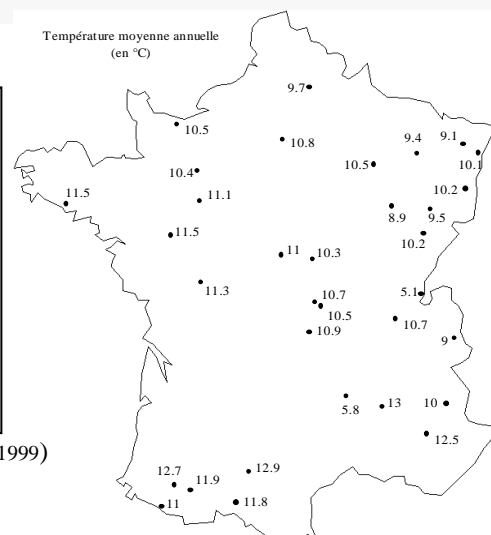
A l'aide de la méthode de spatialisation Aurelhy, C. Piedallu (EDFP – ENGREF Nancy) a dressé la carte des températures moyennes annuelles (1961-1990). Cette carte illustre les gradients thermiques, notamment le gradient ouest-est de 1,5 à 2°C (10,5-11,5°C à 10,5-9°C), ainsi que les climats de montagne caractérisés par des températures annuelles moyennes souvent inférieures à 5°C.



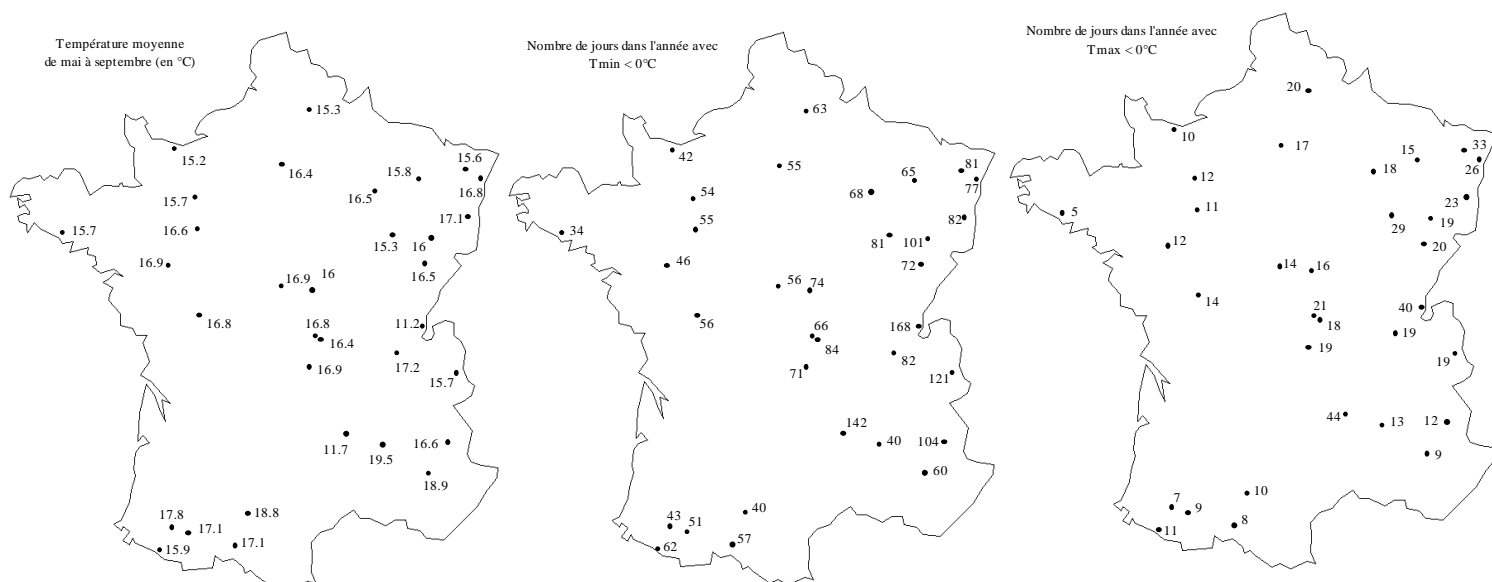
Caractérisation du régime thermique ANNUEL

Très froid	< 5°C
Très froid à froid	5 à 8°C
Froid à frais	8 à 10°C
Frais à doux	10 à 11°C
Doux à chaud	11 à 12°C
Chaud à très chaud	12 à 14°C
Très chaud	> 14°C

(d'après Lebourgeois 1999)



Le nombre de jours de gelée ($T_{min} < 0$) augmente également sensiblement d'une zone à l'autre. Il fait plus que doubler quand on passe de l'extrême ouest (Lorient ; 34 jours) à l'extrême est (Strasbourg ; 77 jours). Il dépasse 100 jours par an pour les stations de montagne. Par exemple : Lamoura (1120 m) : 168 jours ; Issanlas (1220 m) : 142 jours ; Bourg-St-Maurice (865 m) : 121 jours ; Embrun (871 m) : 104 jours.



(d'après Lebourgeois 1999)

(moyenne trentenaire 1961-1990 – Température moyenne)

Station	Hiver	Printemps	Été	Automne
☐ Ouest				
Angers	5,2	10,4	18,2	12,3
Caen	4,9	9,2	16,3	11,6
Lorient	6,6	10,1	16,8	12,3
Poitiers	4,8	10,1	18,1	12,0
☐ Centre				
Bourges	4,0	10,0	18,2	11,7
Clermont-Ferrand	3,7	9,8	18,3	11,7
Nevers	3,5	9,4	17,4	10,9
☐ Nord-Est				
Besançon	2,3	9,6	17,9	10,9
Bourg St Maurice	0,7	8,3	17,1	9,9
Colmar	1,7	9,9	18,5	10,7
Langres	1,1	8,3	16,7	9,7
Luxeuil	1,6	9,0	17,4	10,1
Nancy	1,8	8,9	17,2	9,7
Strasbourg	1,8	9,8	18,2	10,4
Vichy	3,5	9,4	17,8	11,4
☐ Sud-Est				
Pau	6,7	11,4	19,0	13,7
Tarbes	5,7	10,4	18,3	13,0
Toulouse	6,0	11,6	20,2	13,9
☐ Sud-Ouest *				
Montélimar	5,2	11,9	21,2	13,6
Montpellier	7,2	12,8	21,6	15
Nîmes	7	13,1	22,4	15,1
Perpignan	8,7	13,7	22,5	16,1

Caractérisation du régime thermique HIVERNAL

Très froid	< 1°C
Très froid à froid	1-3°C
Froid à frais	3-4°C
Frais à doux	4-5°C
Doux à très doux	5-6°C
Très doux	> 6°C

Caractérisation du nbre de jours de gelée ANNUEL

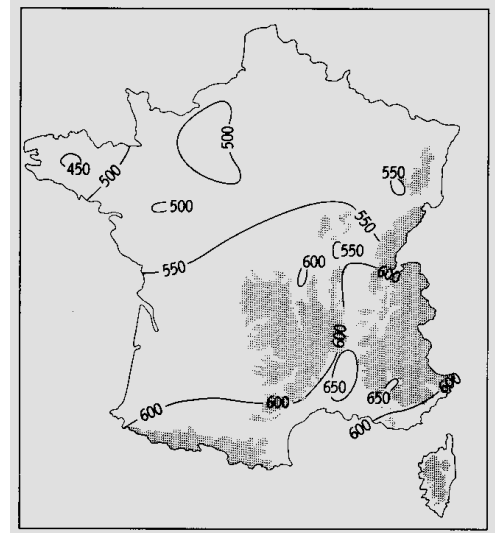
Très faible	< 20
Très faible à faible	20-40
Faible à moyen	40-60
Moyen à élevé	60-80
Élevé à très élevé	80-100
Très élevé	> 100

Caractérisation du régime thermique ESTIVAL

Très frais	< 15 °C
Très frais à frais	15-17 °C
Frais à doux	17-18°C
Doux à chaud	18-19°C
Chaud à très chaud	19-20°C
Très chaud	> 20°C

L'évaporation est une grandeur essentielle en climatologie. Elle exprime le passage de l'eau d'un état de liquide à un état de vapeur. Ce paramètre, exprimé en mm d'eau, est la résultante de phénomènes complexes liés à la température, aux rayonnements. Les données d'une cinquantaine de stations météorologiques, toutes pourvues de séries trentenaires (période 1951-1980) de température et d'humidité de l'air, de vitesse du vent, de durée d'insolation et de précipitations, ont été utilisées pour le tracé des cartes d'évaporation (Choisnel et Jacq 1998).

La carte ci-contre, limitée aux régions de basse altitude, représente la valeur annuelle médiane du flux d'évaporation. Les valeurs les plus basses, avec moins de 450 mm à Rostrenen, sont observées dans la pointe de Bretagne, tandis que les valeurs les plus élevées se situent dans la basse vallée du Rhône, ainsi que dans la basse vallée de la Durance, avec plus de 650 mm à Montélimar, Orange, Nîmes et Saint-Auban. Cette carte fait apparaître, contrairement au flux de précipitations annuelles, une variabilité spatiale de l'évaporation annuelle relativement modérée, **presque toutes les valeurs ponctuelles se situant entre 450 et 650 mm**. La localisation des valeurs les plus élevées du flux d'évaporation, sur le pourtour nord de la zone de climat méditerranéen en France, peut s'expliquer par la combinaison d'une forte énergie disponible à la surface (la limite du climat méditerranéen étant caractérisée par des évapotranspirations potentielles de l'ordre de 1 000 mm) et d'une relativement bonne disponibilité en eau, particulièrement en fin d'été et en début d'automne.



La figure ci-dessous donne les cartes de l'évaporation pour les mois de janvier, avril, juillet et octobre (valeurs médianes en mm ; période 1951-1980). Le mois de janvier est caractérisé par une très faible variabilité spatiale sur l'ensemble du territoire, les valeurs étant toutes comprises entre 10 et 20 mm (0,3 à 0,7 mm/jour), sauf à Nice et Biarritz qui affichent des valeurs supérieures à 35 mm (1,1 mm/jour). Il est remarquable de constater que, malgré un bilan radiatif de surface négatif à cette époque de l'année (décembre-janvier), le flux d'évaporation reste positif. Ce fait peut s'expliquer par le frottement de la masse d'air sur la surface du sol et de la végétation, lequel induit un transfert vertical turbulent ascendant de vapeur d'eau. La chaleur latente consommée par le processus d'évaporation est alors nécessairement empruntée à l'air, ce qui contribue à refroidir ce dernier. Les valeurs élevées obtenues pour Biarritz et Nice sont dues à la situation géographique particulière de ces deux villes, toutes deux situées à proximité à la fois de l'océan et d'une zone montagneuse. En particulier, la ville de Biarritz est réputée être le site le plus chaud de toute la côte Atlantique, avec une température moyenne de l'air en janvier supérieure à 8 °C, et être soumise, à cette époque de l'année, à des vents de sud générateurs d'un effet de foehn lors de leur passage au-dessus des Pyrénées.

En avril, la très faible variabilité spatiale est très probablement due, en année normale, à la bonne disponibilité en eau à cette époque de l'année. Les valeurs sont voisines de 60 mm (2 mm/jour), de légers maxima de l'ordre de 70 mm étant observés à Orange, Nîmes et Saint-Auban.

Le mois de juillet, par contre, est marqué par une variabilité spatiale plus grande, les valeurs s'étalant entre 60 mm (2 mm/jour) et 90 mm (3 mm/jour). Il est remarquable de constater que les valeurs les plus basses, de l'ordre de 60 mm se situent d'une part dans la pointe de Bretagne, d'autre part le long de la Côte d'Azur, et ce, pour des raisons diamétralement opposées. En effet, dans le cas de la Bretagne, l'examen détaillé des termes du bilan d'énergie de surface et du bilan hydrique du sol fait apparaître que c'est l'énergie disponible pour l'évaporation (caractérisée par

l'ETP) qui est le facteur limitant, et non l'état hydrique du sol qui ne subit qu'un faible déstockage (de 50 mm au maximum). En revanche, dans le cas du Sud-Est, c'est la disponibilité en eau qui apparaît comme le facteur limitant, le réservoir sol étant à son plus bas niveau dès la mi-juin.

Enfin, le mois d'octobre voit le retour d'un champ d'évaporation sur la France sans gradient notable, avec des valeurs situées entre 25 et 40 mm, et deux maxima locaux à Biarritz et Nice, tous deux supérieurs à 50 mm.

(moyenne trentenaire 1961-1990 – Cumul ETP Penman moyenne en mm)

Station	Hiver	Printemps	Eté	Automne	Année
□ Ouest					
Angers	7	182	395	116	699
Caen	11	160	327	105	603
Lorient	7	181	367	110	665
Poitiers	9	182	407	121	720
□ Centre					
Bourges	9	184	405	126	724
Clermont-	22	188	394	137	741
Ferrand					
Nevers	7	155	358	98	618
□ Nord-Est					
Besançon	4	158	363	96	621
Bourg St	9	162	361	106	637
Maurice					
Colmar	7	180	377	101	664
Langres	5	165	375	101	646
Luxeuil	3	146	344	86	579
Nancy	27	200	339	102	668
Strasbourg	6	174	369	96	646
Vichy	11	159	369	111	650
□ Sud-Est					
Pau	13	172	337	121	644
Tarbes	12	163	336	123	635
Toulouse	13	207	444	153	817
□ Sud-Ouest					
Montélimar	19	273	589	185	1067

**Caractérisation du niveau d'ETP Penman
PRINTANIER (en mm)**

Très faible	< 150
Faible	150-160
Moyen	160-180
Assez élevé	180-200
Elevé	200-250
Très élevé	> 250

**Caractérisation du niveau d'ETP (Penman)
ESTIVAL (en mm)**

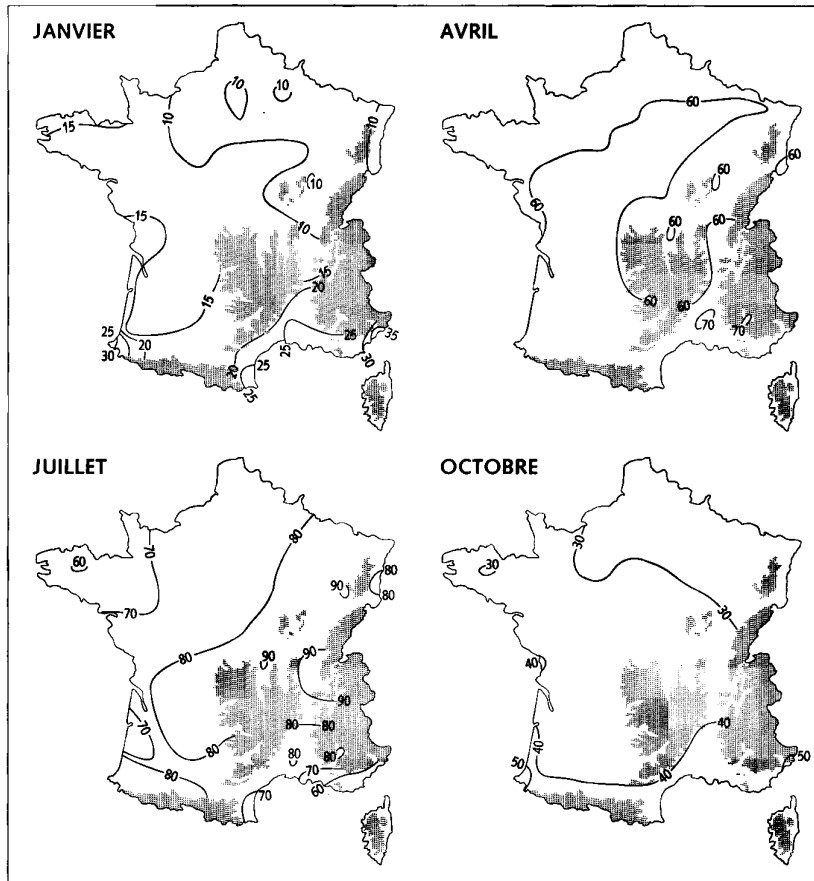
Très faible	< 300
Faible à moyen	300-350
Moyen à assez élevé	350-400
Assez élevé à élevé	400-450
Elevé à très élevé	450-500
Très élevé	> 500

Répartition saisonnière de l'ETP (en %)

Hiver	1 à 2%
Printemps	25 à 30%
Eté	50 à 60%
Automne	15 à 20%

ATTENTION...

des niveaux « faibles » ou « élevés » d'ETP ne signifient pas forcément l'absence ou la présence de stress hydrique pour les arbres. Il est indispensable de recadrer ces valeurs dans le régime pluviométrique et dans les conditions stationnelles de croissance des peuplements (réserve utile, LAI...). Un calcul de bilan hydrique est souhaitable pour une analyse fine.

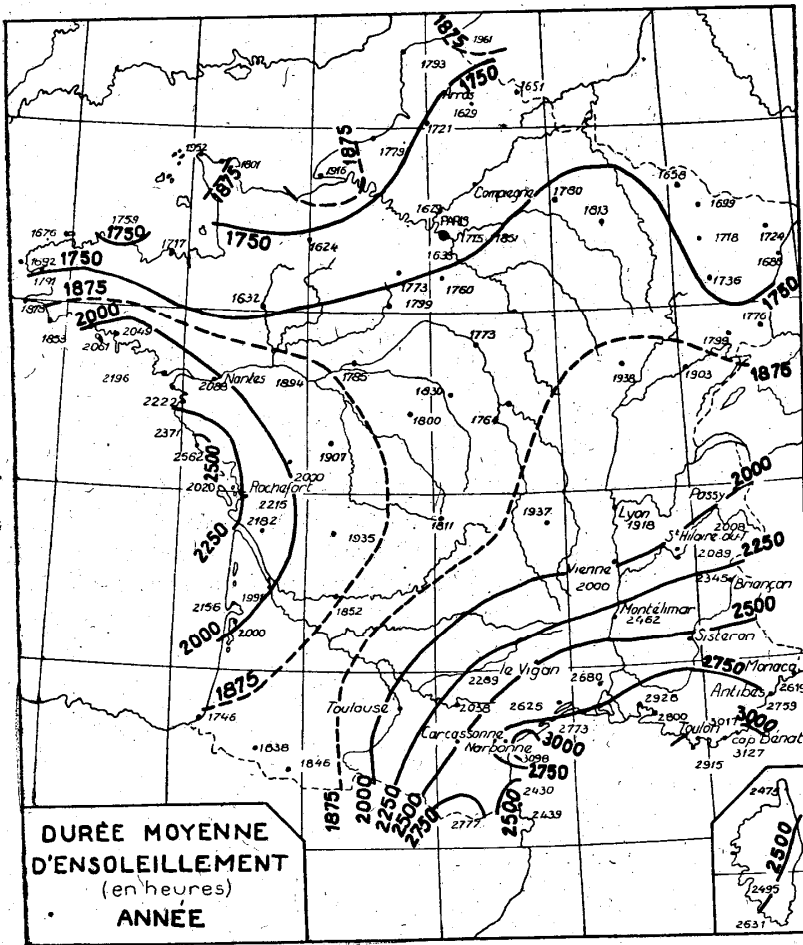


Cartes de l'évaporation pour les mois de janvier, avril, juillet et octobre (valeurs médianes en mm ; période 1951-1980) (Choisnel)

3.4. La durée d'insolation

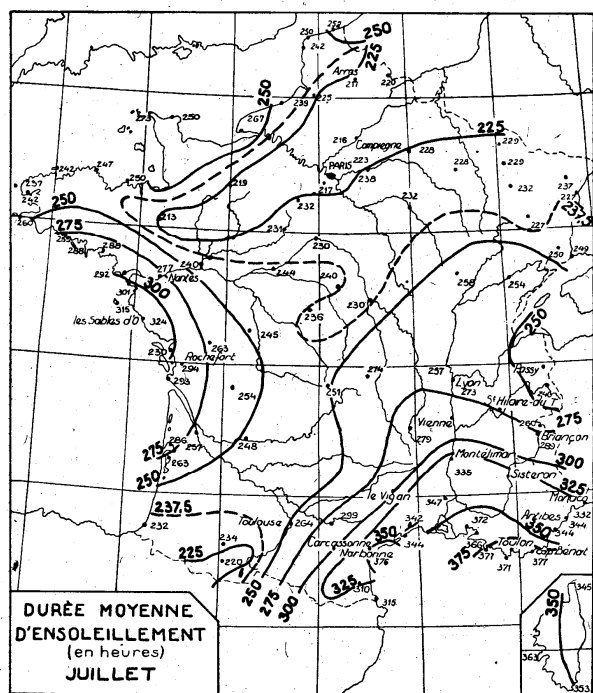
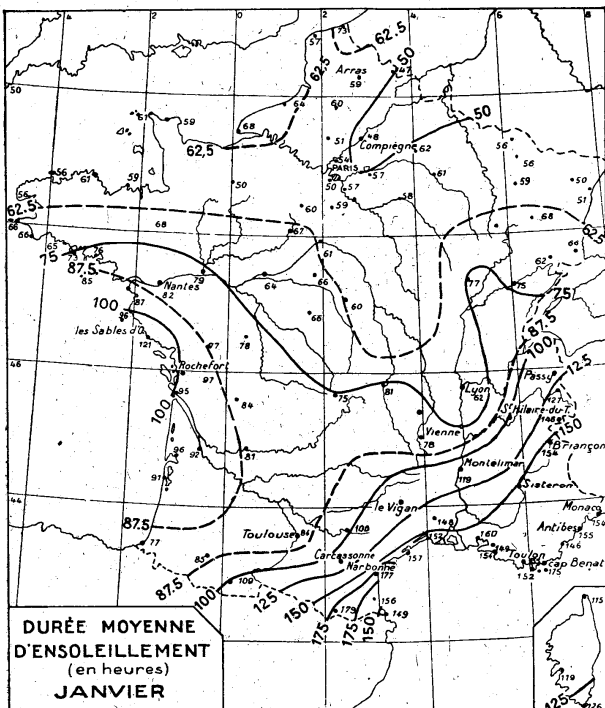
La durée d'insolation (en heures) varie également notablement selon les régions (exemple de moyennes sur des périodes anciennes 1926-1936 ; Sanson 1947). Les cartes ci-dessous illustrent les différents gradients particulièrement le gradient nord-sud qui se traduit par une durée moyenne annuelle d'insolation de moins de 1750 h à plus de 2500 h dans le sud de la France. **Cette variation de la durée d'insolation traduit l'effet de la latitude (=effet durée du flux lumineux).**

	ARRAS	PARIS	NANTES	ROCHEFORT-SUR-MER
Hiver.	190	211	257	292
Printemps.	463	519	619	642
Eté.	620	691	786	822
Automne.	356	361	426	459
Année.	1.629	1.782	2.088	2.215
	LYON	TOULOUSE	ANTIBES	NARBONNE
Hiver.	219	260	467	524
Printemps.	558	574	722	851
Eté.	752	740	965	1.055
Automne.	389	464	605	668
Année.	1.918	2.038	2.759	3.098



Caractérisation du niveau d'ensoleillement ANNUEL (en heures)

Très faible	< 1550
Faible	1550-1650
Moyen	1650-1750
Assez élevé	1750-1850
Elevé	1850-2200
Très élevé	> 2200



Quel que soit le paramètre climatique considéré, il est **IMPORTANT** de rappeler que l'utilisation de moyennes trentenaires annuelles ou mensuelles, bien que d'usage courant de par la facilité d'accès aux données, cachent les disparités réelles du climat. Les valeurs extrêmes (fortes chaleurs, sécheresse, gelées...) sont très importantes à considérer car elles jouent un rôle essentiel dans certains phénomènes observés dans les écosystèmes forestiers. Par exemple, la sécheresse de 1976 reconnue comme exceptionnelle dans de nombreuses régions a eu pour conséquence l'apparition de symptômes de dépérissement et la mortalité de très nombreux arbres. Dans la décennie 1970-80, cette année a joué un rôle essentiel ; rôle non mis en évidence par les calculs des bilans d'eau moyens.

4. LES REPRÉSENTATIONS GRAPHIQUES DU CLIMAT ET LES INDICES CLIMATIQUES

4.1. Définitions

En raison de la **variabilité spatio-temporelle** des paramètres climatiques et de la **nécessité de description synthétique**, de classement et de comparaison des types de climat et de végétation à travers le monde, de nombreux auteurs ont proposé diverses formules, indices et expressions graphiques, tenant compte d'un nombre plus ou moins élevé de facteurs. En 1943, Emberger écrivait « ... il n'est pas douteux que climat et végétation sont solidaires comme force et matière, mais il est clair qu'avant d'affirmer que telle ou telle espèce ou groupement permet de délimiter une aire aussi naturelle que les territoires climatiques, il faut **d'abord connaître le climat**, puis fixer les limites sur le terrain, et **alors seulement chercher les espèces**, qui à l'intérieur de l'aire délimitée, suivent le plus étroitement la frontière climatique...». Pour ces différents auteurs, **la principale difficulté était de définir à partir de quand un climat, une saison, sont-ils secs ?** On peut légitimement admettre qu'une période est sèche quand celle-ci dépense plus d'eau qu'elle n'en reçoit, donc qu'elle perd par évaporation et transpiration une quantité d'eau supérieure à celle des précipitations qui tombent pendant le même laps de temps.

Les éléments les plus couramment analysés sont les précipitations, les températures et l'évaporation pour établir le bilan de l'eau. On peut distinguer deux grands types d'indices selon leur finalité : **les indices climatiques globaux** et les **indices climatiques de production**.

- **Les indices climatiques globaux** fournissent des variables synthétiques qui combinent généralement des données climatiques moyennes calculées à partir de séries climatologiques correspondant à un poste d'observation. Ces indices sont valables globalement pour la zone de représentativité du poste considéré. Ils ont été tout d'abord utilisés pour classer et cartographier les climats selon leur aridité par les hydrologues et les géomorphologues (Köppen, Lang, De Martonne, Rubner, Gaussen et Bagnouls, Walter et Lieth, Moral...) puis par les botanistes et écologues (Emberger, Thornthwaite...). A l'échelle macroclimatique, ces indices permettent d'expliquer la répartition biologique des essences, de définir les limites d'aire biotique coïncidant avec celle d'un facteur climatique précis... Cependant, ce sont avant tout des formules mathématiques qui ignorent les exigences écologiques des plantes, les possibilités écologiques d'un territoire (caractéristiques du sol, topographie...) et la hiérarchie écologique des facteurs déterminant la répartition d'une essence dans un milieu géographique. Beaucoup de ces formules sont *empiriques* et n'ont *aucune signification physique*. Elles n'ont de signification que par la bonne corrélation existante avec la distribution de certains groupements végétaux ;
- **Les indices climatiques de production** sont destinés à permettre une estimation de la production d'un type de culture pour une période et dans une zone donnée. Dans ces indices, il existe un modèle climatique sous-jacent nécessitant l'introduction des principaux facteurs qui affectent la croissance des plantes (T, P, durée du jour, rayonnement global, évapotranspiration...).

Un indice climatique est une donc combinaison d'au moins deux valeurs numériques sur l'état de l'atmosphère pour caractériser le climat d'un lieu, en vue de la classification à l'échelle planétaire ou pour des applications spécifiques. Ces indices caractérisent le complexe chaleur-eau, c'est-à-dire, en fait, le facteur sécheresse ou l'aridité. Ils expriment la résultante utile des climats.

En désignant par P le pouvoir humidifiant d'un climat et par E son pouvoir desséchant ou évaporant, on peut envisager soit le rapport P/E, soit la différence P-E, soit enfin le rapport (P-E) / E (Curé 1945). En climatologie, on a surtout utilisé les formules se rattachant au premier groupe. Le tableau suivant présente une liste des indices bioclimatiques (*Lebourgeois et Piedallu, Revue Forestière Française, 57, 4, 313-358, 2005*).

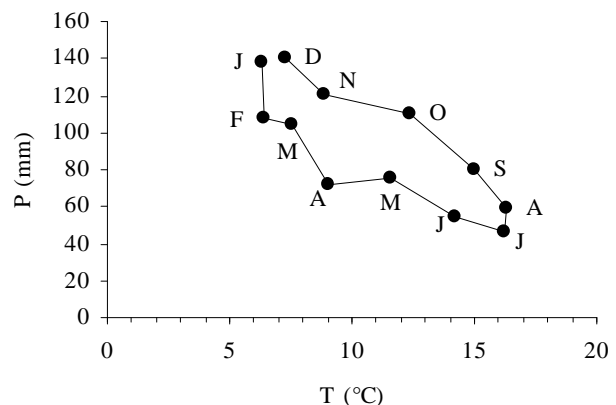
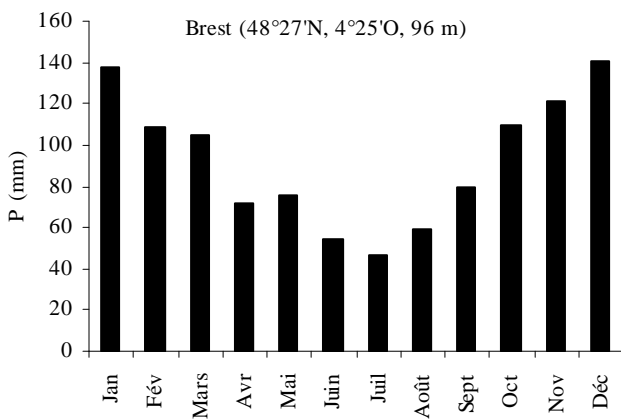
Liste (non exhaustive) des indices bioclimatiques globaux et de production.

<i>Indices globaux et classification</i>	<i>Indices de production</i>
<i>...fondés sur les pluies et les températures</i>	<i>...pour estimer la production végétale à l'échelle mondiale</i>
Indice de continentalité pluviométrique d'Angot (1906)	Indice CVP de Paterson (1956)
Indice de continentalité thermique de Gorczinski (1920)	Indice de Papadakis (1975)
Indice de Transeau	
Facteur de pluie de Lang (1915)	<i>...pour estimer les potentialités agroclimatiques d'une région</i>
Quotient de végétation de Cieslar (1937)	Indice héliothermique de Geslin (1947)
Facteur de pluie réduit d'Albert (1928)	Indice CVP de Paterson (modifié Pardé 1959)
Indice d'aridité de De Martonne (1926)	Indice de Huglin (1978)
Indice d'aridité d'Angström (1936)	Indice CA de Turc (1967)
Indice de sécheresse de Budyko (1958)	Indice ACRI (Agro-climatic Resource Index) de Williams (1983)
Indice pluviométrique annuel de Moral (1964)	
Indice ombrothermique de Gaussen et Bagnouls (1952)	<i>...pour estimer l'intérêt touristique d'une région</i>
Indice xérothermique de Gaussen et Bagnouls (1952)	Indice climatique touristique (Clause et Guerout 1955)
Quotient pluviothermique de Emberger (1930)	
Indice de sécheresse estivale de Giacobbe	
Indice de Mangelot (1951)	
Indice de sécheresse de Birot	
Angle de continentalité de Gams (1931-1932)	
Angle de continentalité de Michalet (Gams modifié)	
Classification de Köppen (1930-34)	
Classification de Rubner (1934)	
Classification de Walter et Lieth (1960-64)	
Classification de Azzi (1955)	
<i>...faisant intervenir le pouvoir évaporant de l'air (ETP)</i>	
Indice d'évaporation de Transeau (1905)	
Indice de Meyer (1926)	
ETP de Thornthwaite	
Indice d'humidité et d'aridité de Thornthwaite (1948)	
ETP de Blaney et Criddle	
ETP de Turc	
Diagramme d'Holbridge	
ETP de Penman	
ETP Penman-Monteith	
ETP Brochet-Gerbier	
Palmer Drought Severity Index (PDSI index) (1965)	

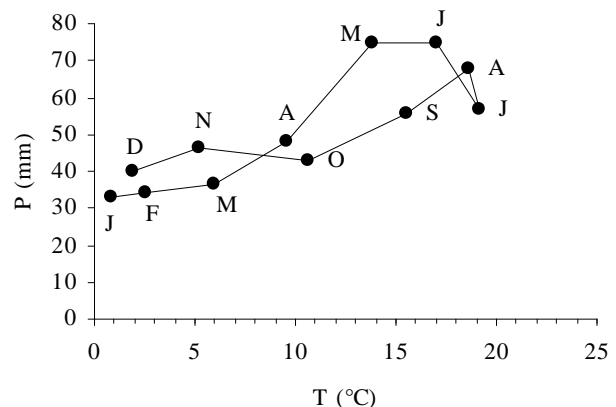
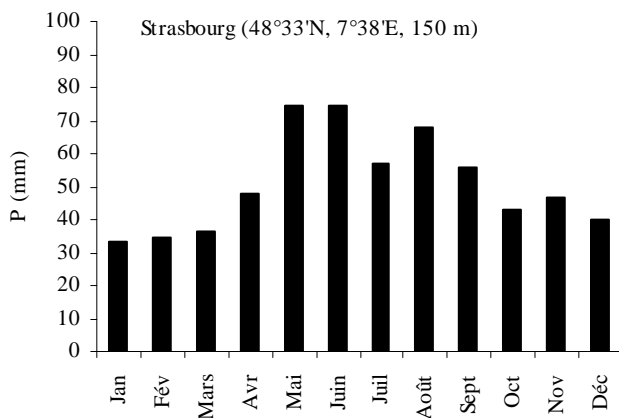
4.2. Une représentation graphique simple : les climatogrammes

On entend par régime pluviométrique, en un lieu donné, la répartition de la moyenne du cumul annuel des précipitations entre les différents mois de l'année (Choisnel et Jacq 1998). Il est généralement représenté par un diagramme indiquant, pour chaque mois, de janvier à décembre, les hauteurs de précipitations moyennes (ou médianes) mensuelles. La notion de régime pluviométrique ne se réfère donc qu'aux caractères du climat moyen, et ne rend pas compte de la variabilité d'une année à l'autre de la pluviométrie en un lieu donné et pour un mois donné. Les climatogrammes (climatogrammes = phytoclimogrammes) sont des simples graphiques établis, dans la plupart des cas, à partir des moyennes mensuelles de température (axe des X) et de pluviométrie (axe des Y). Ces représentations ont l'avantage de rendre plus frappantes les variations des phénomènes que l'on étudie, de faciliter les comparaisons et de faire apparaître les contrastes. Par leur forme, ils permettent de caractériser facilement des climats à saisonnalités thermique, pluviométrique, pluvio-thermique, voire sans saison (**figures 9a, b, c et 10a, b, c**).

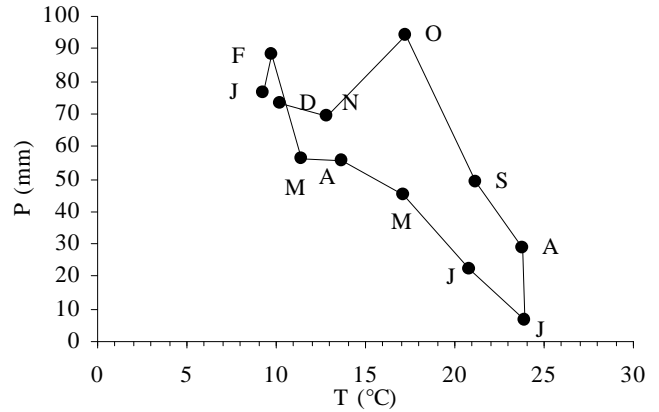
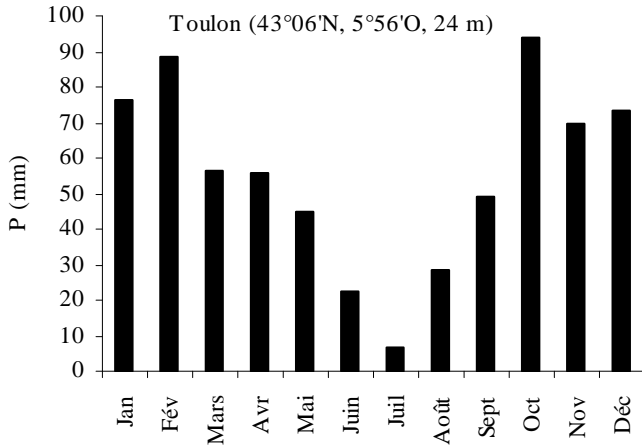
Le régime de **Brest** est typique du climat **océanique pur**, avec sa forme en U et son minimum pluviométrique en juillet (maximum en décembre). **Un climat océanique** est caractérisé par un total annuel élevé à très élevé (1110 mm à Brest) et une réduction en période estivale. La forme du climatogramme est "globuleuse" (climat peu contrasté ; pluie abondante et amplitude thermique faible (environ 10°C)).



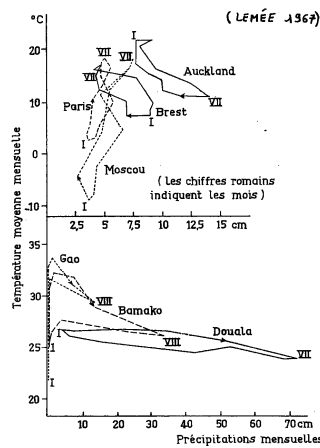
À l'inverse, **un climat continental** (exemple STRASBOURG) est caractérisé par des pluies annuelles moyennes à assez élevées et un pic en période estivale. La forme du climatogramme est "allongée" (climat très contrasté ; pluie moyenne et amplitude thermique forte (> 15°C)).



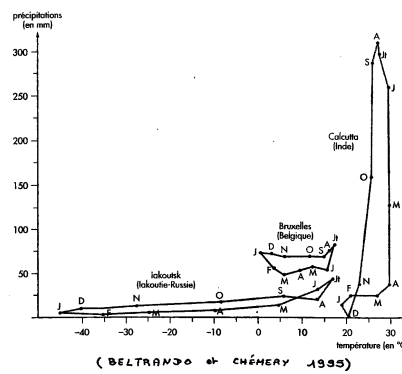
Un climat méditerranéen (exemple TOULON) est caractérisé par des pluies annuelles moyennes à assez élevées et un très fort déficit en période estivale. La forme du climatogramme est "en chapeau de gendarme" (climat très contrasté ; pluie moyenne avec une forte réduction estivale et amplitude thermique forte (> 15°C) et température élevée toute l'année).



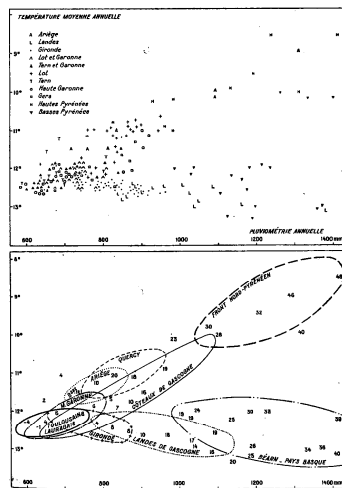
Les climatogrammes permettent également de définir les formations végétales et les espèces par les bioclimats et les situer dans des classes d'amplitude (figures).



Echelles Mésoclimatique et Locale



Exemples de climatogrammes.
 En haut : Auckland, Nouvelle-Zélande : climat tempéré océanique (Forêt pluvieuse tempérée). Brest : climat tempéré océanique (Forêt feuillue caducifoliée), Paris : climat tempéré subocéanique (id.). Moscou : climat froid continental (Forêt boréale de conifères).
 En bas : Douala : climat équatorial (Forêt pluvieuse équatoriale). Bamako : climat tropical subhumide (savane soudanaise). Gao : climat tropical subaride (steppe sahélienne).

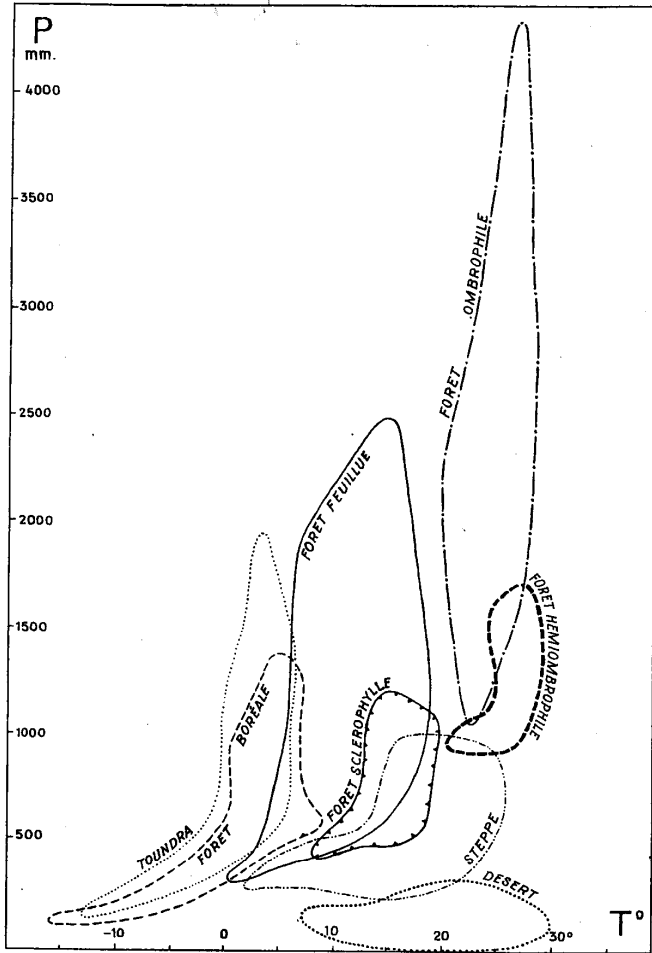


Distribution de la température moyenne annuelle en fonction de la pluviosité annuelle en Aquitaine (les nombres indiquent les valeurs locales de l'indice de sécheresse)

"...le groupement régional de combinaisons ombrothermiques permet une description très objective des neuf paysages écologiques principaux de l'Aquitaine. Trois d'entre eux (Gironde, Landes de Gascogne, Pays Basque) s'individualisent nettement par rapport aux autres. Ils constituent l'Aquitaine atlantique qui s'oppose à l'ensemble des six pays d'Aquitaine centrale. Chez ces derniers, les plus fortes valeurs de pluviométrie correspondent aux températures les plus basses alors que l'influence atlantique se traduit par une tendance à la corrélation inverse, ou tout du moins, par une neutralisation de l'écart thermique malgré une grande variabilité pluviométrique..."

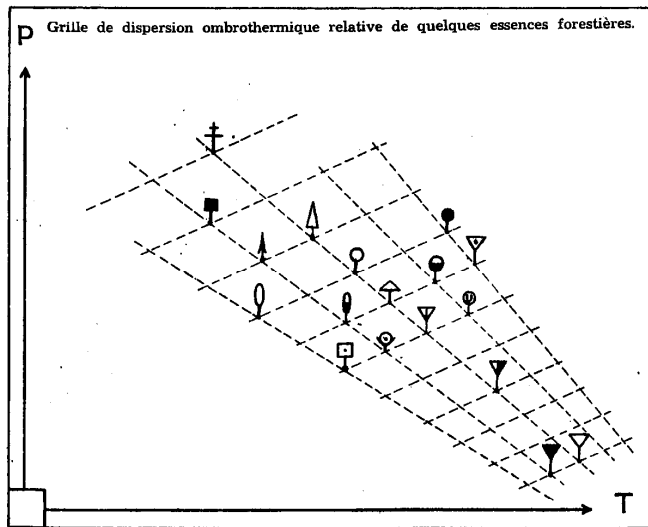
(modifié d'après Rey, 1960)

$$\text{Indice de sécheresse} : S = P \text{ mois le plus sec} / T \text{ mois le plus sec} \times 2$$



(in REY 1960)

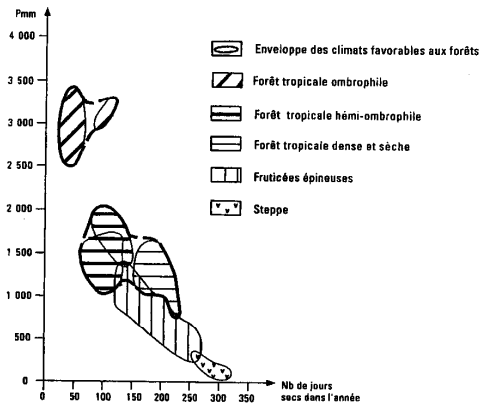
Aires ombrothermiques de formations végétales (d'après LIEB).)



- | | | |
|------------------|----------------------|----------------|
| † Melèze | ♀ Bouleau pubescent | ● Aune |
| ■ Pin a crochets | ♀ Bouleau verruqueux | ▼ Chêne Rouvre |
| ↑ Epicéa | ♀ Noisetier | ▼ — pédonculé |
| ▲ Sapin | ♀ Tilleul | ▼ — pubescent |
| ○ Hêtre | ♀ Charme | ▼ — vert |
| ⊠ Pin sylvestre | ♀ Orme | ▼ — Liège |

(REY 1960)

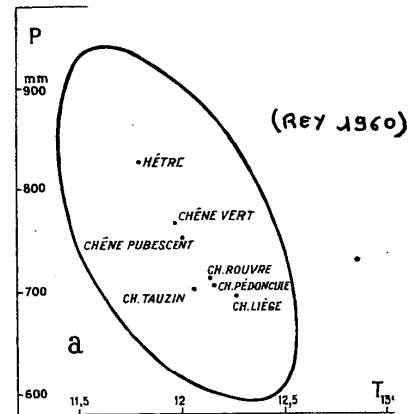
Végétation et bioclimat



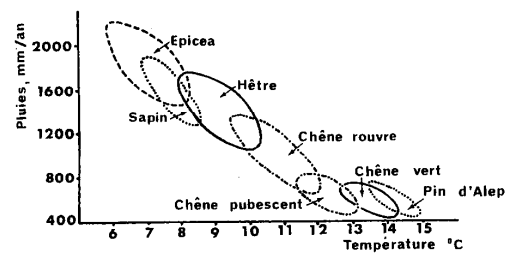
: grandes formations végétales en Inde (in AMAT et al, 1996)

Echelle Macroclimatique

Echelle Mésoclimatique



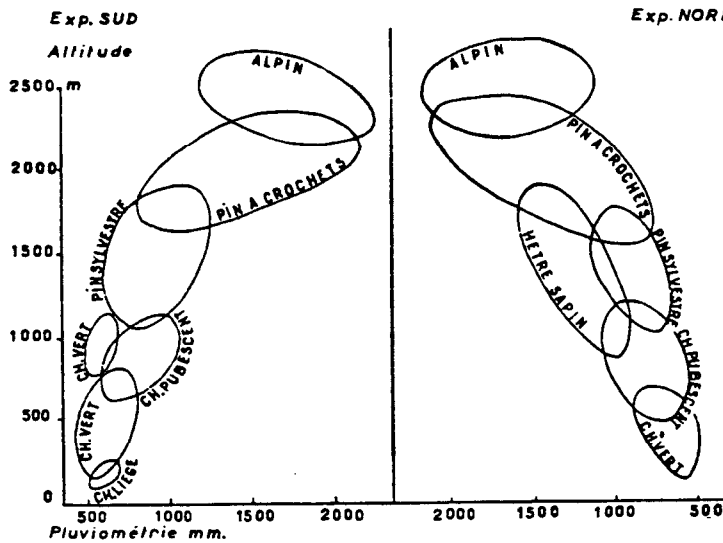
Distribution ombrothermique des séries de végétation. MONTAUBAN :



Niche pluviothermique de quelques essences arborées en France d'après leur distribution observée (d'après Lebreton, 1978) La température utilisée est la moyenne annuelle.

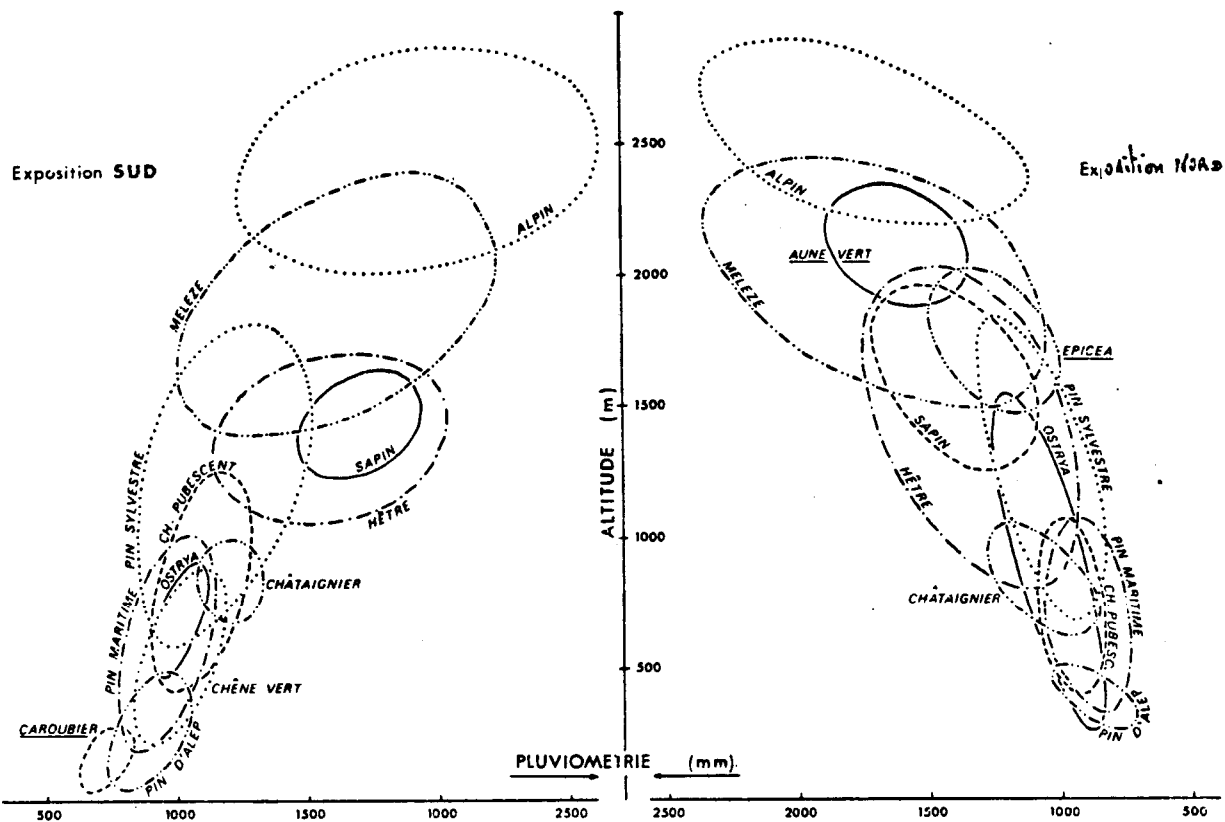
AIRES OMBROTHERMIQUES DE REY

extrait de Documents pour la carte de la végétation des Alpes
T. IV, 1966, p.47



Aire ombrothermique de différentes espèces forestières des Pyrénées-Orientales (d'après REY, modifié).

La région étudiée correspond sensiblement à celle dont les étages de végétation sont schématisés plus loin, figure 106. Ce diagramme de REY combine la pluviosité et l'altitude mais, du fait que celle-ci est liée à la température par une relation linéaire, c'est effectivement une synthèse entre l'eau et la température. Chaque courbe elliptique relative à une espèce est l'enveloppe de tous les points figuratifs correspondant aux stations de cette espèce qui ont été étudiées.



Diagrammes ombrothermiques des séries de végétation dans les Alpes maritimes. Ces diagrammes ont été établis par P. Rey à partir de la feuille « Nice » de la carte de la Végétation de la France au 1/200 000; la présentation en a été légèrement modifiée dans notre figure.

4.3. Les indices climatiques fondés sur les données de précipitations (P) et/ou de températures (T)

4.3.1.L'indice de continentalité pluviométrique d'Angot (1906)

Cet indice ne fait intervenir que les précipitations mensuelles et caractérise le degré de continentalité pluviale des sites

$$I_A = \frac{\sum P (6 \text{ mois les plus chauds})}{\sum P (6 \text{ mois les plus froids})}$$

4.3.2.L'indice de continentalité thermique de Gorczynski (1920) (modifié Daget 1968)

Il caractérise la continentalité thermique des sites par la concentration estivale des températures. On peut l'utiliser avec le coefficient d'Angot pour avoir une idée des variations pluviothermiques selon le degré de continentalité.

$$K' = \frac{1,7 A}{\sin (\gamma + 10 + 9h)} - 14$$

A = amplitude thermique annuelle moyenne en °C

γ = latitude en °

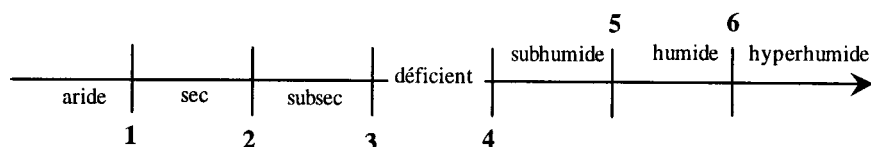
h = altitude en kilomètres

Un climat est continental ou semi-continental quand I_A est supérieur à 1 et K' supérieur à 25. En climat tempéré axérique (Europe du Nord par exemple), les deux continentalités sont associées et la continentalité thermique est particulièrement déterminante au niveau biologique, les fortes amplitudes thermiques annuelles étant conditionnées avant tout par la rigueur hivernale. En climat méditerranéen, la continentalité pluviale est toujours inférieure à 1 en raison de la forte sécheresse estivale. Par contre, au niveau thermique, ce climat étant par nature contrasté, les amplitudes annuelles sont importantes mais, comme elles dépendent avant tout de l'importance des températures estivales, elles sont peu déterminantes pour la végétation en tant que facteur thermique. En revanche, elles jouent un rôle important dans l'accentuation de l'aridité comme a pu le montrer Emberger avec son quotient pluviothermique.

4.3.3.Facteurs de pluie de Lang (1915-1920)

C'est le premier indice combinant les précipitations (en mm) et les températures moyennes mensuelles ou annuelles (en °C). Il s'écrit simplement :

$$I_L = P / T$$



Les valeurs inférieures à 1 correspondent aux déserts, celles entre 1 et 2 aux steppes et celles supérieures à 2 aux régions arborescentes.

Le quotient de végétation de Cieslar (1937) considère des intervalles de deux mois pendant la période végétative. Pour son facteur réduit de pluie, Albert (1928) ne considère que l'intervalle de temps où la température est supérieure à 0°C, son facteur de pluie réduit n'est qu'une modalité du facteur de Lang.

4.3.4. Le coefficient pluviométrique relatif d'Angot (q)

Pour mettre en évidence les régimes pluviométriques, la méthode la plus simple consiste à dresser des graphiques où sont reportées les hauteurs moyennes mensuelles des précipitations. Mais, d'une station à l'autre, les différences considérables dans le total annuel rendent les comparaisons difficiles et l'inégalité de la durée des mois fausse un peu les résultats. Le coefficient pluviométrique permet de pallier à ces deux inconvénients en exprimant le caractère plus ou moins pluvieux du mois considéré dans l'ensemble de l'année. Pour chaque mois, la valeur moyenne observée est rapportée à ce que serait la hauteur mensuelle d'eau si les pluies étaient distribuées de façon rigoureusement égale pour chaque jour de l'année.

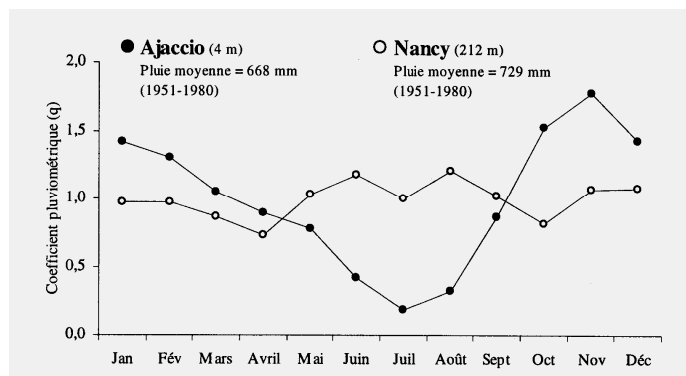
$P = \text{total annuel} \dots\dots\dots$
 $p = \text{total mensuel d'un mois de 30 jours} \dots\dots\dots$ } ... Valeur de référence d'un mois de 30 jours $\pi = P \times 30 / 365$

⇒ La valeur du coefficient q pour le mois est : $q = p/\pi$

Selon le mois, cette valeur sera inférieure ou supérieure à 1, mais la somme des 12 coefficients doit être égale à 12. La notion de régime pluviométrique repose sur les moyennes et ne peut donc pas s'appliquer dans les régions où la variabilité des précipitations devient très grande (zones arides pour lesquelles des années sans pluie peuvent se succéder). Dans des zones plus tempérées, ce coefficient permet d'opposer des climats à saisons bien tranchées et des climats où les précipitations se font tout au long de l'année avec de simples nuances saisonnières (exemples ci-dessous).

Dans la pratique, le calcul de ce coefficient s'effectue à l'aide de formules appropriées. Si les mois étaient tous égaux, on aurait $q = 12p/P$ d'où pour les mois de :

31 jours ($31/365 = 0.085$) ... $q = p/0.085P$ ⇒ **q = 11.76 p/P**
30 jours ($30/365 = 0.082$) ... $q = p/0.082P$ ⇒ **q' = 12.19 p/P**
28 jours ($28/365 = 0.077$) ... $q = p/0.077P$ ⇒ **q'' = 12.99 p/P**



L'intérêt majeur de ce coefficient est de rendre comparable entre elles les répartitions saisonnières des pluies dans des postes où celles-ci diffèrent considérablement en valeur absolue. Un mois recevant 60 mm de pluie dans un site où le total annuel dépasse 2000 mm sera considéré comme sec alors qu'il sera qualifié d'humide dans une station avec 400 mm de

pluie annuelle. L'inconvénient de cette représentation est que l'on perd l'information sur les conséquences physiques ou physiologiques de la valeur réelle des précipitations.

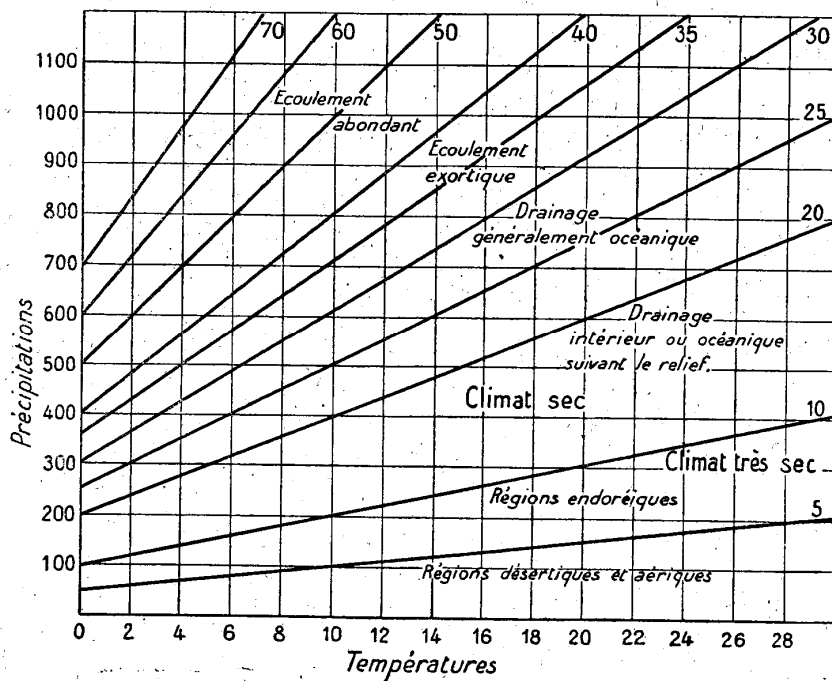
4.3.5. Indice d'aridité de De Martonne (1926)

En se basant sur des considérations essentiellement géographiques, De Martonne a défini comme fonction climatologique nouvelle l'indice d'aridité du climat par le quotient $I_{DM} = P/(T+10)$ (Coutagne 1943). Cet indice permet de caractériser le pouvoir évaporant de l'air à partir de la température ; l'évaporation étant considérée comme une fonction linéaire de la température. Il a été ajouté 10 aux moyennes thermométriques pour éviter les valeurs négatives de l'indice. On notera l'ingéniosité de la méthode, qui, à première vue, un peu déconcertante par les raisons qui ont fait ajouter 10 à la température- (pourquoi pas 7, ou 8 ou 12 ?), a conduit à une expression essentiellement empirique, mais intuitivement très satisfaisante, ayant une valeur hydrographique et climatologique indéniable (Coutagne 1943). De fait de sa simplicité, il a été beaucoup utilisé par les géographes.

L'aridité augmente quand la valeur de l'indice diminue. Une faible aridité correspondant à des pluies abondantes et/ou des températures basses. De Martonne a proposé six grands types de climats selon les valeurs de l'indice annuel.

$$I = \frac{P \text{ (mm)}}{T \text{ (}^\circ\text{C)} + 10}$$

Valeur de I_{DM}		Signification
< 5	aridité absolue	désert sans culture
5 à 10	désert (aride)	désert et steppe ; aucune culture sans irrigation
10 à 20	semi-aride	formations herbacées, steppes ou savanes. Irrigation nécessaire pour les cultures exigeant de l'humidité
20 à 30	semi-humide	prairie naturelle ; irrigation généralement non nécessaire
30 à 40	humide	les arbres jouent un rôle de plus en plus grand dans le paysage
> 40	humide	la forêt est partout la formation climatique. Les cultures de céréales tendent à être remplacées par les herbages



Cet indice ne doit être utilisé que pour un découpage en grandes zones climatiques. De Martonne a ainsi établi une carte des climats dans le domaine atlantique d'Europe (figure 14). L'importance du degré d'océanité et de continentalité des climats apparaît nettement. Les climats sont tout d'abord parfaitement ordonnés selon leurs caractères thermiques, en fonction de la latitude croissante, climats méditerranéens, tempérés et froids puis

— Carte des climats de DE MARTONNE [1934].

Climats méditerranéens

- C2 : Climat méditerranéen océanique (portugais)
- C3 : Climat méditerranéen continental (hellène)
- C4 : Climat méditerranéen steppique (syrien)

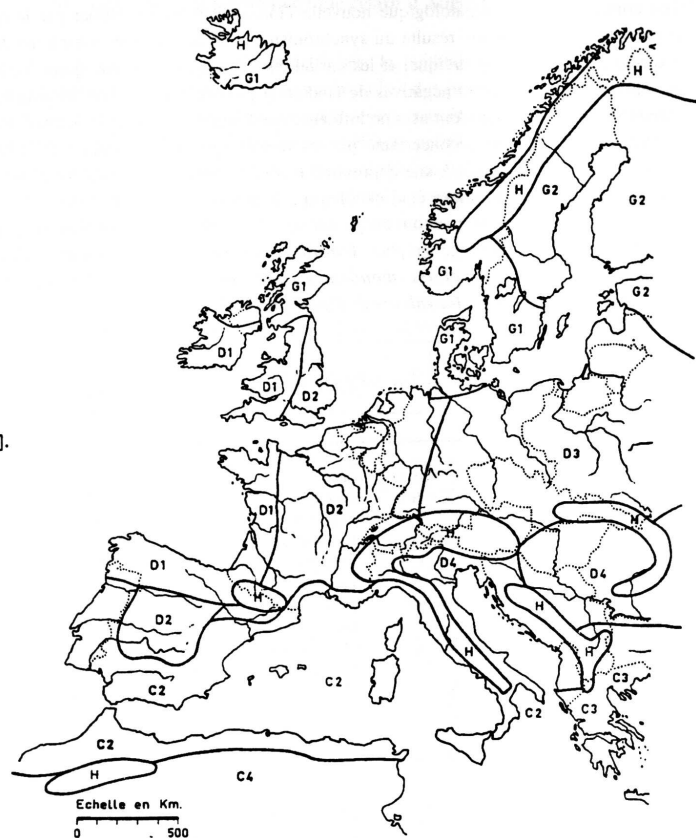
Climats tempérés

- D1 : Climat océanique (breton)
- D2 : Climat de transition (parisien)
- D3 : Climat continental (polonais)
- D4 : Climat sub-méditerranéen (danubien)

Climats froids

- G1 : Climat froid océanique (norvégien)
- G2 : Climat froid continental (sibérien)
- H : Climat polaire
- { Climat alpin

Figure 14

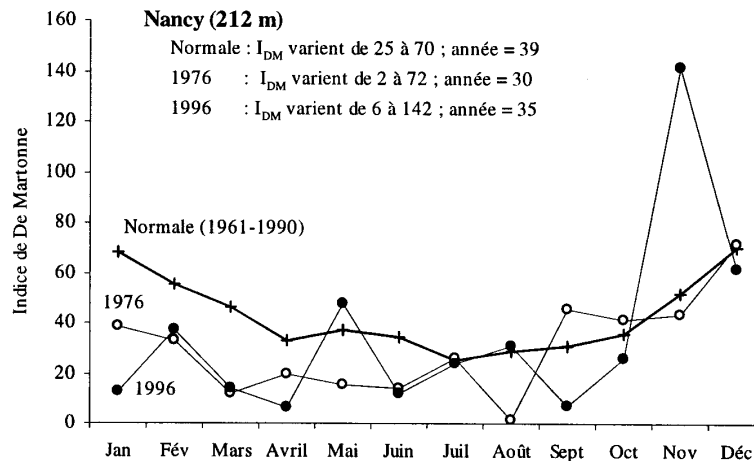


— Carte des climats de DE MARTONNE [1934].

- **niveau mensuel.** Pour un mois donné caractérisé par une précipitation et une température moyennes p et t , l'indice d'aridité est donné dans la formule ci-dessous. La pluviométrie est multipliée par 12 de façon à obtenir une valeur de l'indice comparable à celle de l'indice annuel.

$$I = \frac{12p \text{ (mm)}}{t \text{ (}^\circ\text{C)} + 10}$$

Cet indice présente un grand intérêt local pour caractériser une année particulière par rapport à l'année moyenne calculée sur 10 ans ou plus (**figure ci-dessous**).



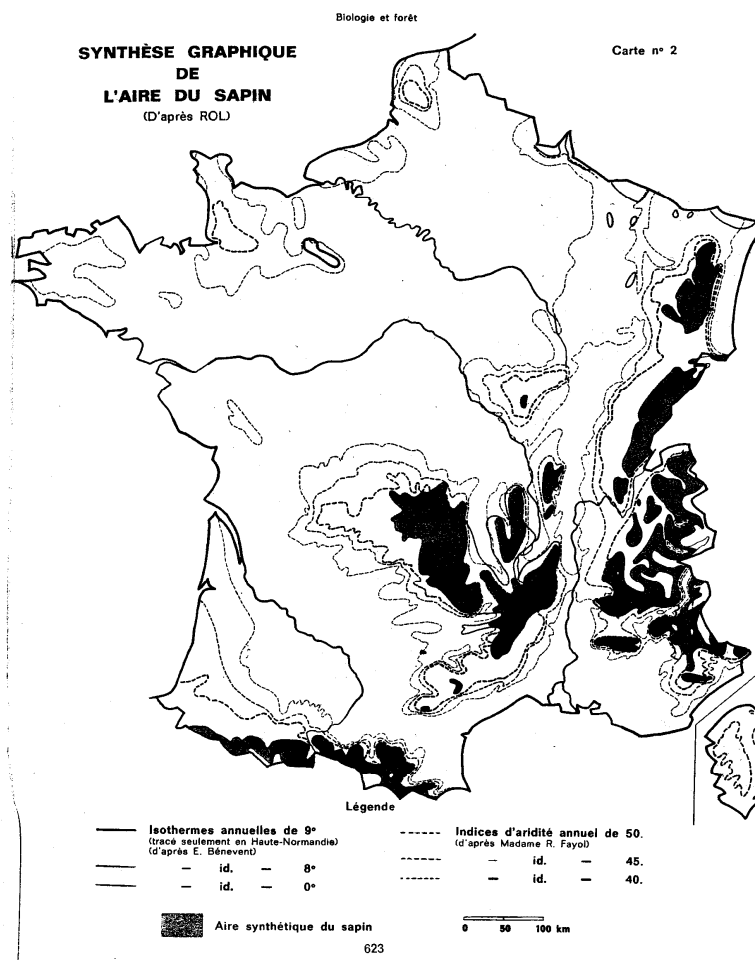
Ces procédés expriment la sécheresse mais ne permettent pas de savoir à partir de quel moment une saison est sèche. Dans l'impossibilité de résoudre ce problème, différents seuils plus ou moins arbitraires ont été proposés. Pour certains auteurs le mois pour lequel $P/(T+10) < 1$ est sec quand à la température de 25-30°C, le mois considéré reçoit 35 à 40 mm de pluie. Pour d'autres, ce rapport doit être inférieur à 1,66 c'est-à-dire que pour une température de 30°, il faut, pour qu'un mois soit sec, moins de 66 mm de pluie ; pour 25°, moins de 58 mm; pour 20°, moins de 50 mm... En règle générale, des valeurs proches de 20 caractérisent des mois particulièrement secs (possibilité de sécheresse).

Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Niort	76	59	50	35	35	25	19	27	33	39	67	76
Celles/Belle	83	63	50	56	38	25	21	28	36	38	67	82
Lezay	83	62	51	31	34	23	19	24	32	34	66	83
Poitiers	57	48	40	28	33	23	19	22	25	30	51	56
Lusignan	73	59	49	34	38	24	19	23	32	35	60	77
Ruffec	81	61	53	37	50	20	20	19	29	38	62	87
La Péruse	72	57	54	40	46	24	22	24	34	37	65	75
Champagne M.	76	63	58	40	45	24	19	24	33	37	65	73
Montbron	84	67	57	41	49	28	21	26	34	42	65	89

Station	Janv	Févr	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
Wissembourg	72	63	41	32	35	32	27	31	28	30	60	71
Zinswiller	83	76	46	36	38	37	29	39	30	33	65	73
Preuschof	83	74	49	38	40	38	31	40	34	32	64	72
Saverne	83	76	46	36	38	37	29	39	30	33	65	73
Niederbronn	83	76	46	36	38	37	29	39	30	33	65	73

Indices d'aridité mensuels pour la région Poitou-Charentes et les collines sous vosgiennes Est

L'indice de De Martonne a été utilisé dans des études sur la répartition des essences. Par exemple, l'aire du sapin pectiné en France correspond à des situations pour lesquelles I_{DM} est toujours supérieur à 50 avec une température moyenne annuelle comprise entre 0 et 8 °C (Rol 1937).



Pour l'aire naturelle du douglas, Claessens et Thibaut (1995) donnent des indices d'aridité faibles compris entre 14 et 37 pour la période de végétation, ou même entre 5 et 28 pendant les mois de juillet et août.

Variété	Localité	I annuel	I Mai-Sept	I Juil-Août
<i>P. m glauca</i>	Walla-Walla (Washington, Rocheuses, 302 m)	18	8	6
<i>P. m viridis</i>	Totoosh Island (forêt côtière, 31 m)	101	37	28
	Seattle (plaine, 4 m)	49	14	7
	Portland (Oreon, plaine, 9 m)	48	14	5
<i>P. m viridis</i>	Uccle (100 m)	39	33	34
	Baraque Fraiture (640 m)	79	53	53

En milieu méditerranéen français, Laaidi (1997) a montré que la répartition du caroubier, de la myrte et du lentisque était bien corrélée avec les variations d'indice d'aridité. C'est là où pousse le caroubier que l'indice d'aridité est en moyenne le plus élevé. Les stations à myrte viennent ensuite et, en dernier, celles à lentisque. À cet égard, il faut absolument éviter une erreur d'interprétation : plus l'indice de De Martonne est élevé, plus l'aridité est faible (précipitations importantes et/ou températures basses). Le lentisque est donc celui qui supporte le mieux la sécheresse, il est suivi du myrte puis du caroubier, hiérarchie qui correspond bien à leurs aires de répartition respectives, puisque le caroubier ne dépasse pas, à l'ouest, la Côte d'Azur et qu'il préfère les parties les plus arrosées de cette région, tandis que le myrte et, surtout, le lentisque poussent jusque dans la plaine du Bas-Rhône, très sèche. Il y a moins d'enseignement à tirer des

températures minimales, qui sont en moyenne identiques pour les trois espèces. On pourra toutefois remarquer que le minimum moyen le plus bas observé à l'intérieur de l'aire d'extension du caroubier s'établit à 2,7°C, contre 1,5°C dans les aires du lentisque et du myrte.

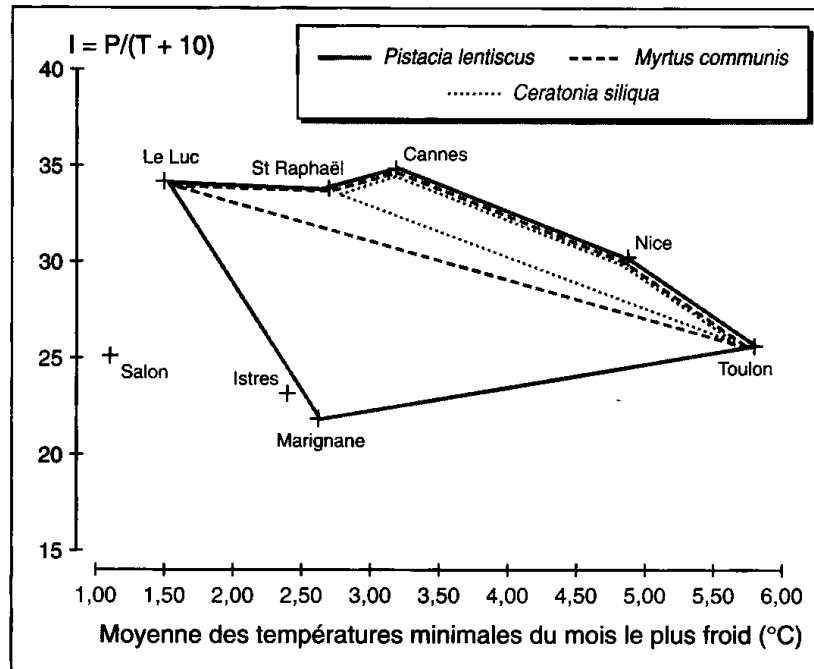


Tableau 1. Indice d'aridité de De Martonne

	I moyen	I min < I < I max	m moyen en °C	m(inf) < m < m (sup)
Lentisque	28,45	21,9 < I < 35	3,63	1,5 < m < 5,76
Myrte	30,60	26,2 < I < 35	3,63	1,5 < m < 5,76
Caroubier	32,79	30,6 < I < 35	3,60	2,7 < m < 4,50

I = indice de De Martonne [$I = P/(T + 10)$]; m : moyenne des minima du mois le plus froid; m(inf) : m de la station de minima le plus bas; m(sup) : m de la station de minima le plus élevé.

Dans une étude sur l'écologie des essences forestières, Charnay (2001) a précisé la répartition des principales espèces forestières dans les Alpes à l'aide de l'indice d'aridité. Dans le contexte très pluvieux étudié, des fortes valeurs de l'indice sont la résultante des fortes valeurs de pluie combinées à des températures faibles. Les seuils inférieurs de présence d'une espèce avec l'indice de De Martonne sont présentés dans le tableau suivant :

Chêne vert	< 30	Chênes pédonculé, sessile	40
Pin d'alep	< 30	Frêne commun	40
Peuplier noir	< 30	Hêtre	40
Erable de Montpellier	30	Mélèze	40
Chêne pubescent	30	Pin à crochets, cembro	40
Orme champêtre	30	Sapin pectiné	40
Alisier blanc	35	Tilleul petites feuilles	40
Alisier torminal	35	Erable plane, syco	45
Erable à feuille d'obier	35	Charme	45
Erable champêtre	35	Sorbier des oiseleurs	45
Merisier	35	Tilleul à grandes feuilles	45
Pin maritime	35	Epicéa	50
Pin noir d'Autriche	35	Orme des montagnes	50
Pin sylvestre	35	If, Aulne vert	55

4.3.6. Indice d'aridité d'Angström (1936-1937)

En 1936, Angström suggéra une modification de l'indice de De Martonne. Il montra que l'indice d'aridité était proportionnel à la durée des pluies, ce qui en retour était directement proportionnel à la somme des pluies et inversement proportionnel à une fonction exponentielle de

$$I = \frac{P}{1.07^T}$$

la température. Il définit son coefficient comme :

Dans cette fonction, le dénominateur double pour chaque augmentation de 10°C. Il publia des cartes pour le nord-ouest de l'Europe montrant les coefficients pour les mois de janvier et juillet

4.3.7. Indice pluviométrique annuel de Moral (1954)

Cet indice est surtout adapté pour la classification des climats dans la zone intertropicale. Pour Moral, la limite entre l'humidité et la sécheresse est donnée par la hauteur des pluies (en mm). I_M est inférieur à 1 pour un climat sec et supérieur à l'unité pour un climat humide.

$$I_M = P / T^2 - 10T + 200$$

$$I_M < 1 \dots \text{climat sec}$$

$$I_M > 1 \dots \text{climat humide}$$

4.3.8. Indice d'humidité de Manguet (1954)

Cet indice est surtout adapté pour la classification des climats dans la zone intertropicale. Les facteurs thermiques ne sont pas pris en compte car Manguet estime que dans ces régions la température ne joue pas un rôle direct. L'indice a été établi pour différencier les climats de plaine et des basses montagnes de l'Afrique Occidentale.

$$I = \frac{\left(\frac{P}{100}\right) + M_s + \left(\frac{H_{MAX}}{5}\right)}{nS + \left(\frac{500}{H_{MIN}}\right)}$$

a = facteur d'humidité



- P = pluviométrie moyenne annuelle (en mm)
- M_s = moyenne de la pluviométrie des mois secs (< 50 mm)
- H_{max} = humidité relative (en %) annuelle maximale

b = facteur d'aridité



- nS = nombre de mois secs
- H_{min} = humidité relative (en %) annuelle minimale

Les valeurs de I diminuent quand les différences entre a en b diminuent c'est-à-dire quand on va vers les climats plus secs. L'auteur considère 5 groupes de climats intertropicaux.

- | | |
|-------------------|--|
| I. $1 < 1$ | type sahélien (arbres rares, xérophiles spécialisés) |
| II. $1 < 1 < 2$ | type soudanien (formation plus dense, savane) |
| III. $2 < 1 < 3$ | type à forêt instable (formation plus dense mais instable) |
| IV. $3 < 1 < 7,5$ | type forêt mésophile (formation dense, arbre de grande taille) |
| V. $1 > 7,5$ | type forêt hygrophile (« rain forest ») |

4.3.9. Indices de Gaussen et Bagnouls (1952)

- **Indices et diagrammes ombrothermiques**

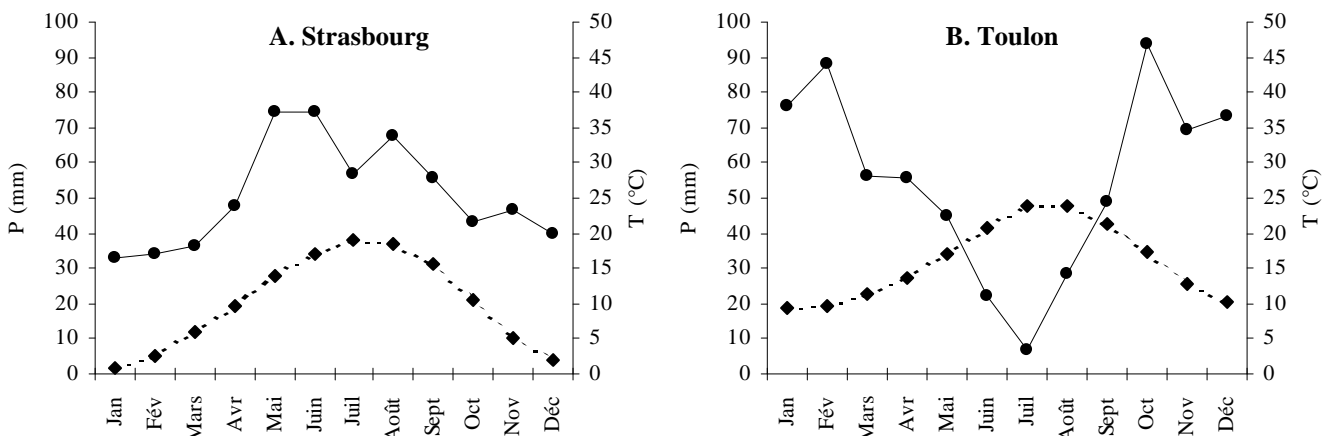
C'est encore à l'heure actuelle un des indices les plus utilisés. Cet indice tient compte des moyennes mensuelles des précipitations (P en mm) et de la température (T en °C) et donne une expression relative de la sécheresse estivale en durée et en intensité. Celle-ci est appréciée à travers un indice de sécheresse S (= **indice ombrothermique**) calculé en faisant la différence entre les courbes P et T pour le ou les mois les plus secs.

Un mois donné est considéré comme **sec** quand $P < 2T$ c'est-à-dire quand l'évapotranspiration potentielle (ETP) est supérieure aux précipitations. Inversement, quand $P > 2T$, le mois est considéré comme **humide**.

$P < 2T$MOIS SEC
 $P > 2T$MOIS HUMIDE

Pour repérer les mois "sec" et "humide" et mettre en évidence les périodes de sécheresse d'une localité, on trace généralement les **diagrammes ombrothermiques**. Ces diagrammes superposent les deux courbes de températures et de précipitations pour les 12 mois de l'année ce qui permet de définir une aire ombrothermique. Plus l'aire est importante et plus la saison est sèche (valeur de l'intégrale).

Les diagrammes ombrothermiques de Strasbourg (A) et Toulon (B) mettent clairement en évidence la différence de régime climatique avec, **en moyenne**, une très forte sécheresse estivale (juin–juillet–août) dans le contexte méditerranéen et « l'absence » de stress dans le contexte climatique alsacien sous influence continental. Ces représentations ne sont que des moyennes et masquent totalement les variations inter-annuelles qui peuvent être localement fortes et avoir des répercussions durables sur les écosystèmes forestiers (effets des sécheresses de 1976 et du début des années 1990...).



Pour les basses latitudes, Birot préfère qualifier de sec un mois pendant lequel $P < 4T$. Moral a, quant à lui, établi non pas deux mais quatre types de mois :

- ❑ mois pluvieux : $p \geq 0.1t^2 + t + 30$
- ❑ mois humide : $0.1t^2 + t + 30 > p \geq 0.1t^2 - t + 20$
- ❑ mois sec : $0.1t^2 - t + 20 > p \geq 0.05t^2 - t + 10$
- ❑ mois aride : $p < 0.05t^2 - t + 10$

L'établissement de diagrammes ombrothermiques selon la méthode préconisée par BAGNOULS et GAUSSEN, montre que pour les localités à hêtre dans la moitié nord de la France (*figures ci-contre*), il n'y a pas de période sèche, c'est-à-dire de période où, éventuellement la pluviosité P exprimée en mm est inférieure à 2 fois la température moyenne correspondante (Teissier *et al.* 1981).

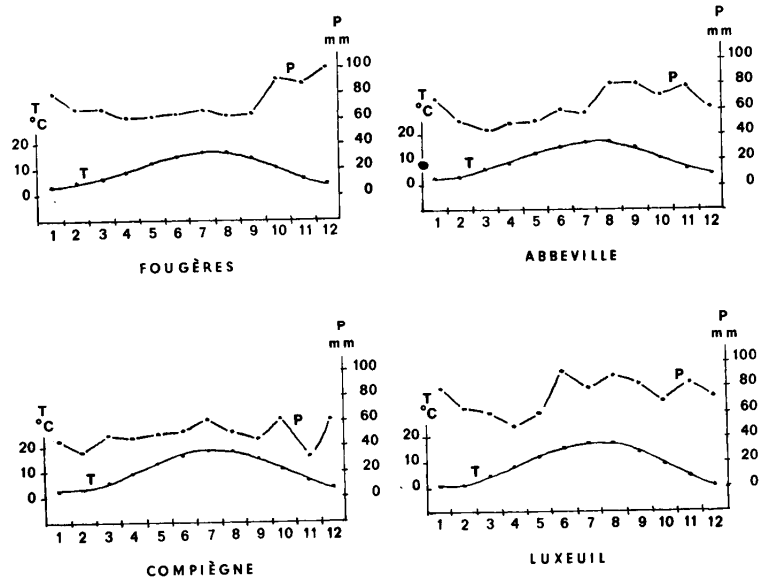


FIG. 11. - Diagrammes ombrothermiques de Bagnouls et Gausson pour 4 localités de hêtraie de la moitié nord de la France.

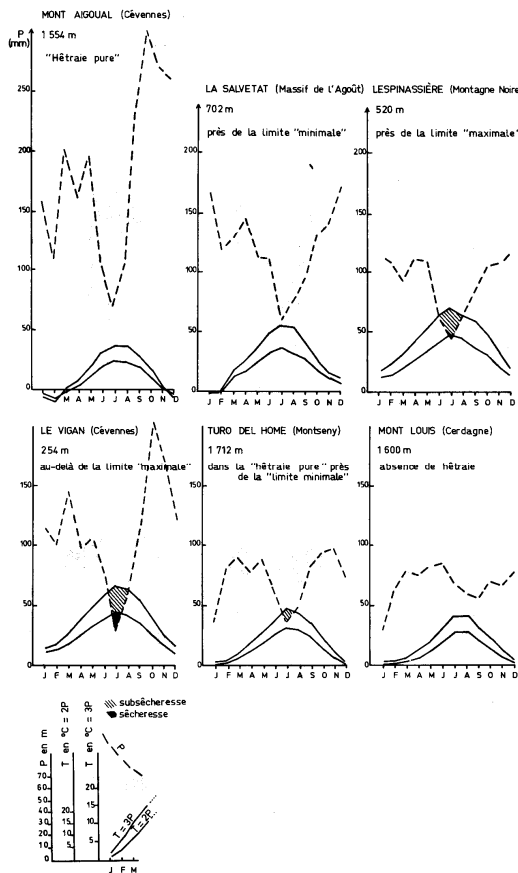
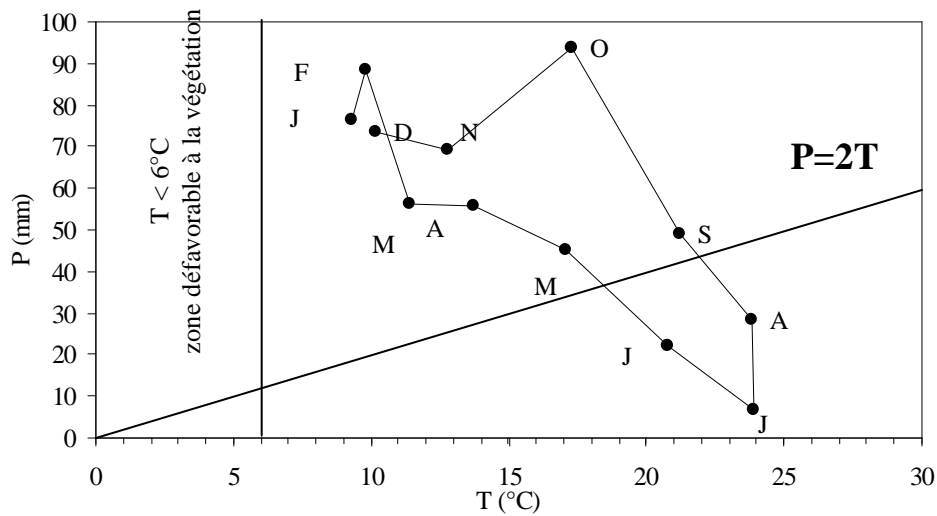


FIG. 14. - Graphiques ombrothermiques de six hêtraies méditerranéennes. (THIÉBAUT, 1979)

Les graphes pour quelques localités de hêtraies périméditerranéennes sont présentés ci-contre. Pour ces aires marginales du hêtre, la prise en compte des brouillards (fréquents) est essentielle à l'explication de sa répartition.

Il est possible d'associer climatogramme et seuil de sécheresse. A Toulon, on définit ainsi 3 mois secs (J, J et A) pour lesquels $P < 2T$.



Ce facteur est destiné à fournir des indications sur la durée de la période de sécheresse : "**il s'agit de compter le nombre de jours secs à travers les mois secs consécutifs**". Parmi les divers climats mondiaux, certains présentent une longue période de sécheresse coïncidant avec les températures les plus hautes du lieu considéré (humidité de l'air minimale). Cet indice ne s'applique pas pour les pays qui, au cours de l'année, ont une humidité suffisante et, en France, il prend tout son sens en zone méditerranéenne.

- **étape n°1** : définition des mois secs

Précipitation (mm)	Température (°C)
< 10	< 10
< 25	10 < T < 20
< 50	20 < T < 30
< 75	> 30

- **étape n°2** : pour chaque mois sec, on compte le nombre de jours "p" sans pluie. Les jours de brouillard ou de rosée seront comptés pour une demi-journée. Les jours de pluie sont comptés zéro

- **étape n°3** : Pour tenir compte de l'humidité relative, il est convenu d'appliquer un coefficient k d'équivalence :

si $H < 40\%$	$k = 1$ (jour sec)
si $41 < H < 60\%$	$k=0,9$
si $61 < H < 80\%$	$k=0,8$
si $81 < H < 90\%$	$k=0,7$
si $H > 91\%$	$k=0,6$
brouillard et rosée	$k=0,5$
pluie	$k=0,0$

Ainsi, les jours secs sont non seulement des jours sans pluie mais également présentant une humidité relative moyenne inférieure à 40%. Pour les autres jours secs, un coefficient de pondération (de 0,9 à 0) doit s'appliquer pour le décompte. L'indice xérothermique peut prendre toutes les valeurs de zéro à 365.

Exemple (théorique) :

Station d'Ajaccio

saison sèche juin, juillet, août

	juin (N=30)	juillet (N=31)	août (N=31)
Nb de jours			
..... de pluie	8 x 0,0 = 0,0	2 x 0,0 = 0,0	2 x 0,0 = 0,0
..... de brouillard	1 x 0,5 = 0,5	1 x 0,5 = 0,5	1 x 0,5 = 0,5
..... de rosée	1 x 0,5 = 0,5	0 x 0,5 = 0,0	1 x 0,5 = 0,5
total =	1	0,5	1
Nb de jours avec H			
..... < 40%	8 x 1,0 = 8,0	15 x 1,0 = 15	20 x 1,0 = 20
..... 41-60%	4 x 0,9 = 3,6	7 x 0,9 = 6,3	5 x 0,9 = 4,5
..... 61-80%	1 x 0,8 = 0,8	2 x 0,8 = 1,6	2 x 0,8 = 1,6
..... 81-90%	1 x 0,7 = 0,7	2 x 0,7 = 1,4	0 x 0,7 = 0,0
..... > 91%	6 x 0,6 = 0,6	2 x 0,6 = 1,2	0 x 0,6 = 0,0
total =	13,7	25,5	27,1
indice xérothermique	14,7	26,0	28,1

Pour les trois mois secs, l'indice xérothermique est 68,8 soit environ 70. Le **tableau** présente les indices calculés pour différentes stations.

Nombre de jours biologiquement secs selon Gausson pour différentes villes.

STATIONS	Nbre de Jours biologiquement secs X	Mois secs		Précipitations		Température en ° C		Etat hygrométrique moyen des mois secs en %
		Nombre	Noms	moyenne annuelle en m/m	total des précipitations mois secs	moyenne annuelle	moyenne du mois le plus chaud	
Poitiers	17	1	7	645	44	12	20	67
Agen	28	2	7-8	634	84	12	21	66
Toulouse	30	2	7-8	634	88	12	21	68
Digne	40	2	7-8	770	75	10	20	60
Avignon	43	2	7-8	630	78	14	24	62
Marseille	60	3	6 à 8	567	64	14	23	60
Perpignan	65	3	6 à 8	554	89	14	23	60
Alger	77	4	6 à 9	647	61	19	26	69
Constantine	95	4	6 à 9	511	62	16	26	46
Oran	100	5	6 à 10	428	55	18	25	73
Lisbonne	107	5	5 à 9	602	97	16	22	60
Gabes	266	11	12 à 10	172	134	19	27	62
Colomb-bechar	333	12	1 à 12	79	—	20	33	39

Pour cet indice, la comparaison avec la végétation montre que le nombre 40 marque en gros la limite de la région euméditerranéenne. Le nombre 100 marque la fin du chêne-liège ; de 100 à 150, il y a prédominance du pin d'Alep ; de 150 à 200, on voit encore des essences très xérophiles ; de 200 à 300, c'est le domaine de la steppe des hauts plateaux et 300 marque en gros le désert.

4.3.10. Quotient pluviothermique d'Emberger (1932)

L'indice d'Emberger définit le degré d'humidité du climat. Il prend en compte les précipitations annuelles P, la moyenne des maxima de température du mois le plus chaud (M) et la moyenne des minima de température du mois le plus froid (m). Comme pour l'indice xérothermique de Gaussen, il est plus particulièrement adapté **aux régions méditerranéennes** dans lesquelles il permet de distinguer différents étages climatiques. Dans ces régions, Emberger a remarqué que l'amplitude thermique (M-m), donc l'évaporation, est un facteur important de la répartition des végétaux. On sait en effet que, à température moyenne égale, **l'évaporation est d'autant plus grande que l'amplitude thermique est élevée**. Le facteur de pluie pris en compte est le produit du nombre de jours de pluie par an (n) par le cumul moyen annuel (P).

$$Q_E = \left[\frac{n P}{365 (M + m)(M - m)} \right] \times 100$$

Si le nombre de jours de pluie est inconnu, la formule simplifiée suivante a été proposée.

$$Q_E = \frac{P}{2 \left[\left(\frac{M + m}{2} \right) (M - m) \right]} \times 100 = \frac{100 P}{M^2 - m^2}$$

Un climat méditerranéen est d'autant moins sec que le quotient est grand. Il est également très important de noter que, à quotient équivalent, celui-ci à une valeur écologique différente selon les valeurs des températures qui y interviennent. **La valeur m est une différentielle très importante.** Elle est un seuil biologique. D'une manière générale, elle exprime assez bien le degré et la durée de la période critique des gelées, car plus m est bas, plus celles-ci sont sévères. Pour en tenir compte, il est indispensable de combiner Q_E avec m (Abaque de Sauvage). Cette abaque due à Sauvage permet de placer une station dans l'une des cinq classes de climat méditerranéen qui ont été définies (**figure 15**).

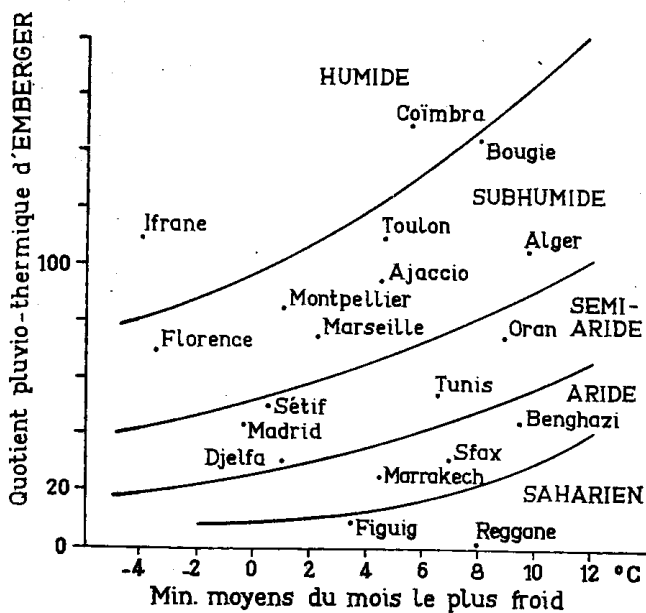


Figure 15. Abaque de Sauvage. Les villes de Florence, Marseille et Oran ont des valeurs Q_E équivalentes mais des températures minimales très différentes. Elles sont classées dans des climats différents et se caractérisent par une végétation très différente

— Zonation du climat méditerranéen suivant l'humidité et la température, et situation de quelques localités par rapport à ces caractères (d'après SAUVAGE).

Le climat méditerranéen peut être divisé en **trois faciès** selon la valeur de m :

- faciès froid : $m < -1$
- faciès moyen : $-1 < m < 2$
- faciès chaud : $m > 2$

et **cinq formes** selon la valeur de Q_E . Pour le faciès moyen, la valeur prise par Q_E varie de :

- $Q_E < 12$ saharien ou désertique $P < 100$ mm/an
- $12 < Q_E < 30$ aride $100 < P < 300$ mm/an
- $30 < Q_E < 60$ semi aride $300 < P < 600$ mm/an
- $60 < Q_E < 100$ sub humide $600 < P < 900$ mm/an
- $Q_E > 100$ humide $P > 900$ mm/an

En présence de températures négatives, on peut utiliser M et m à partir du 0° absolu, en degré Kelvin. Il suffit de multiplier par 1000 et non par 100.

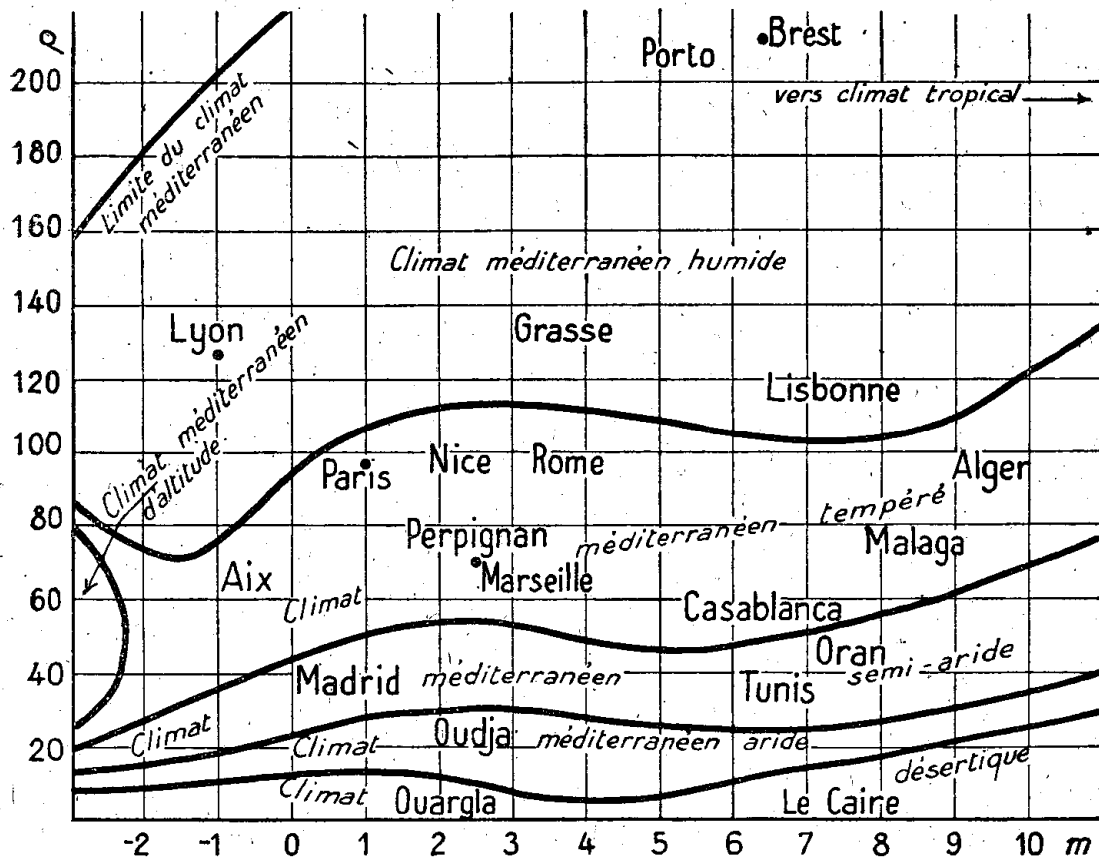


Diagramme relatif du climat méditerranéen

4.3.11. Indice de sécheresse estivale de Giacobbe

C'est une formule simple qui caractérise la sécheresse estivale en faisant le rapport des pluies estivales PE sur la moyenne des maxima du mois le plus chaud. En région méditerranéenne, on considère que l'été est sec quand le rapport est < 7.

4.3.12. Indice de sécheresse de Birot

Comme pour les deux indices d'Emberger et de Giacobbe, Birot caractérise la sécheresse estivale en région méditerranéenne et considère le rapport :

$$I = \frac{PxJ}{T}$$

avec J le nombre de jours de pluie

Birot énonce les définitions suivantes :

- tout mois dont l'indice est inférieur à 10 est considéré comme aride
- l'indice d'aridité estivale E est la somme de toutes les différences (10-I_m) pour tous les mois où i est inférieur à 10
- la végétation méditerranéenne est possible quand une région a au moins un mois dont l'indice est inférieur à 10

4.3.13. Synthèse de la définition des mois secs

La présentation de l'ensemble de ces indices montre que la définition de l'aridité varie selon les auteurs ainsi que les valeurs seuils des combinaisons P et T. Le tableau ci-dessous récapitule celles-ci. P et T sont les précipitations et les températures du mois considéré. J est le nombre de jours de pluie.

Auteur	Un mois est sec si...
Andrews et Mazé (Formule de De Martonne)	$P/(T+10) < 1$
Scaetta (Formule de De Martonne)	$P/(T+10) < 1.66$
Gaussen	$P < 2T$
Birot	$P < 4T$
Birot	$PJ/T < 10$
Moral	$0.1T^2 - T + 20 > P \geq 0.05T^2 - T + 10$

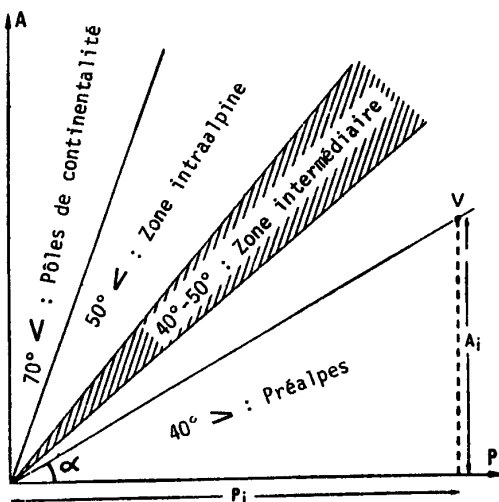
4.3.14. Angle de continentalité hydrique de Gams (1931-1932)

Cet indice permet de comprendre et de préciser la répartition spatiale des pluies en rapport avec l'orographie. Il cherche à s'affranchir de l'effet de l'augmentation des précipitations avec l'altitude en considérant le rapport P/A entre la pluviométrie totale annuelle (P en mm) et l'altitude (A en m) de la station considérée. Cet indice est valable pour des altitudes supérieures à 900 m. La continentalité exprime l'éloignement par rapport à la côte. Quand la continentalité augmente (éloignement de la mer), on observe une diminution des pluies pour une altitude donnée c'est-à-dire que, pour une même altitude, les zones les plus externes recevront davantage de pluie que les zones plus internes. Les nuages étant moins nombreux, ces dernières sont également plus ensoleillées et présentent des variations thermiques journalières et saisonnières nettement plus fortes.

L'angle (α) de continentalité hydrique est défini comme l'angle dont la cotangente a pour valeur le rapport P/A (figure 16). **L'angle α augmente et tend vers 90° quand la pluviométrie diminue relativement à l'altitude du poste considéré**

Pour des altitudes $> 900\text{m}$:

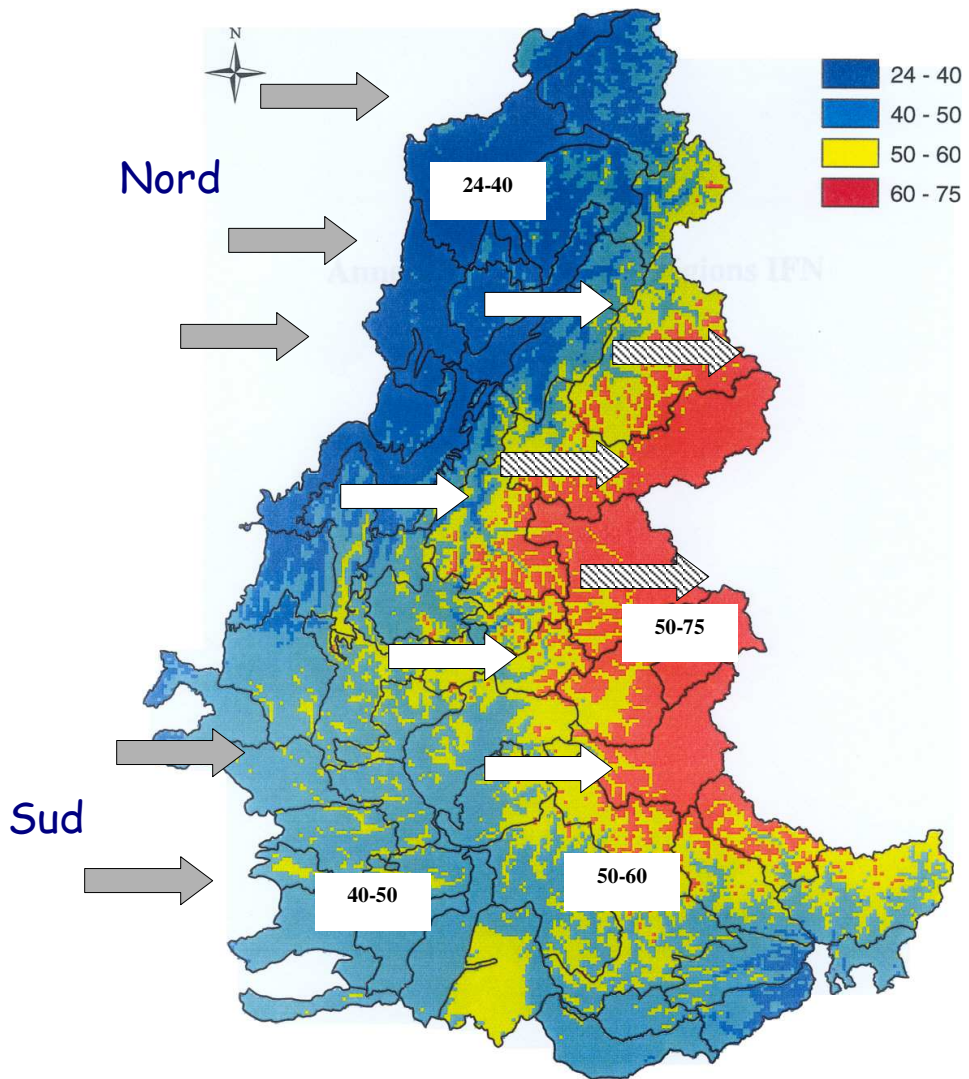
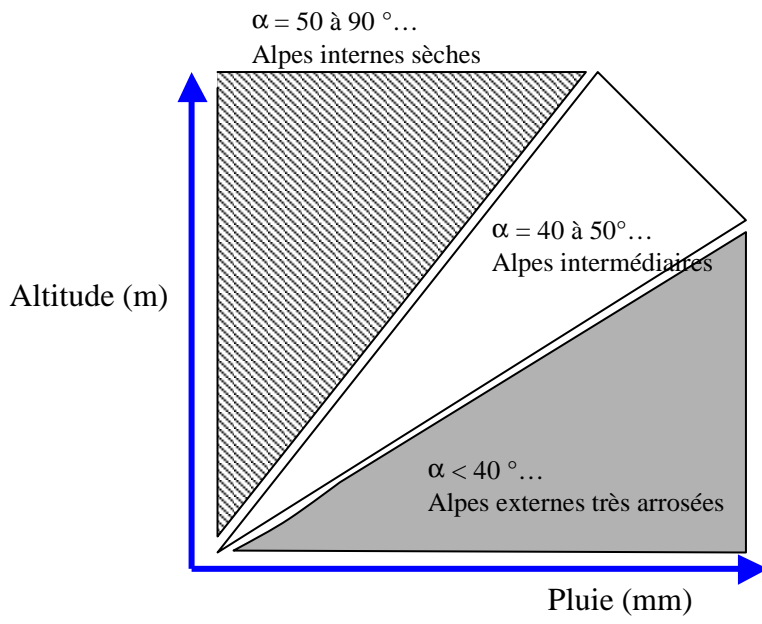
$$\text{Cot}(\alpha) = \frac{P \text{ (mm)}}{A \text{ (m)}} \quad \text{ou} \quad \tan(\alpha) = \frac{A \text{ (m)}}{P \text{ (mm)}} \quad \text{avec} \quad \alpha = \tan^{-1}$$



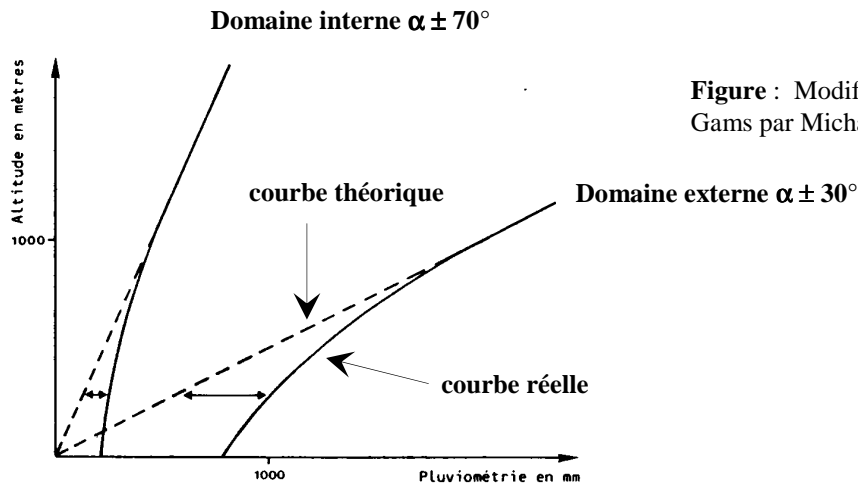
Selon la valeur de l'angle, trois zones ont été déterminées :

- $\alpha < 40^\circ$: Alpes externes fortement arrosées
- $40 < \alpha < 50^\circ$: Alpes intermédiaires
- $\alpha > 50^\circ$: Alpes internes faiblement arrosées

Cet indice a été très utilisé pour étudier le climat des Alpes (Ozenda 1985). Inférieur à 10° dans certaines régions très humides et de base altitude de l'avant-pays alpin, cet angle de continentalité peut dépasser 70° dans les vallées intra-alpines les plus sèches ; les valeurs entre 40° et 50° correspondant à la zone intermédiaire en tre le climat du Hêtre et celui des Pins. Des travaux plus récents de Nouals (1999) décalent les limites à 56 et 66° et Bonnassieux (2000) à 50 et 60° . Pour l'ensemble des Alpes, ces indices s'étalent de 24 à 75° (Charnay 2001).



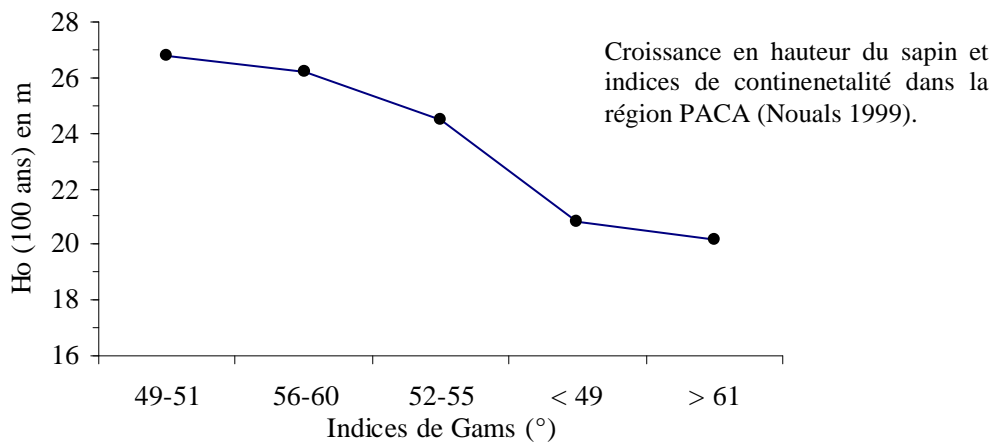
Pour être applicable à des altitudes inférieures, Michalet (in *Revue d'Ecologie Alpine*, I, 1991, 45-60) a proposé une correction. Cet auteur a montré que, quand l'altitude diminue, la diminution réelle des pluies est moins importante que celle prévue par la courbe théorique ; l'écart étant d'autant plus grand que les pluies sont abondantes (**figure**).



$$\text{Cot}(\alpha) = \frac{P - \left(\frac{900 - A}{100} \times \frac{P}{10} \right)}{A}$$

A 800 m, il faut retrancher 10% à P ; 20% à 700 m et 30% à 600 m

Dans son étude sur le sapin pectiné en région PACA, Nouals (1999) a montré une bonne relation entre Gams et la croissance en hauteur du sapin pectiné. Un climat trop interne froid et sec (> 61) est défavorable à la croissance du sapin. Un climat trop externe (< 49) semble également défavorable en raison certainement d'une influence méditerranéenne (augmentation de la sécheresse estivale). L'optimum de croissance se situe donc entre 50 et 60° dans la région étudiée.



5. LES INDICES CLIMATIQUES DE PRODUCTION

Ils sont destinés à permettre une estimation de la production d'un type de culture pour une période et dans une zone données (voir Guyot 1997 pour plus de détails).

5.1. Indice CVP de Paterson (1956) (modifié par Pardé 1959)

En 1956, Paterson, chercheur forestier Suédois, propose un nouvel indice (CVP : Climate – Vegetation – Productivity) permettant d'estimer la productivité potentielle d'une forêt selon des paramètres climatiques qu'il juge déterminant c'est-à-dire la température, l'humidité, la longueur de la saison de végétation et l'intensité des radiations solaires. En 1959, Pardé modifie la formule de Paterson pour la rendre applicable dans le contexte national. Plus cet indice est fort et plus la productivité ligneuse potentielle est élevée.

$$I = \frac{T_v P G E}{1200 T_a}$$

T_v = température moyenne en °C du mois le plus chaud

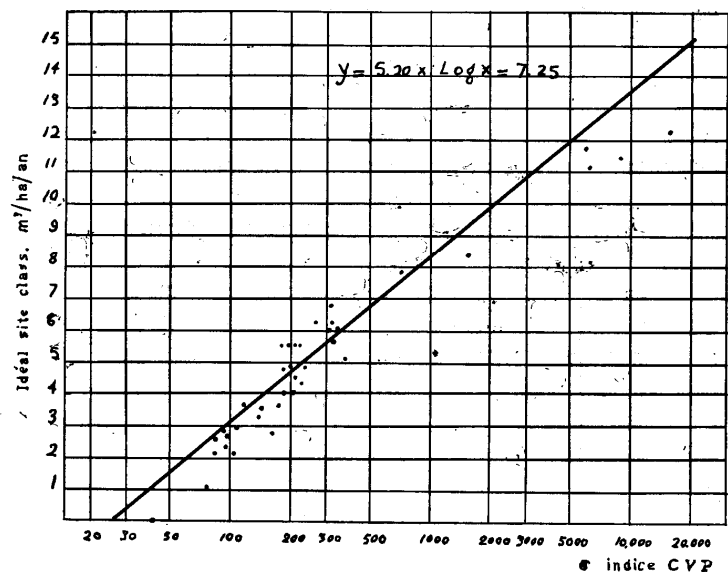
T_a = amplitude thermique entre le mois le plus chaud et le mois le plus froid

P = cumul annuel de pluie (en mm)

G = longueur de la saison de végétation

E = radiation solaire locale en %

RELATION ENTRE L'INDICE CVP
ET LA PRODUCTIVITE POTENTIELLE

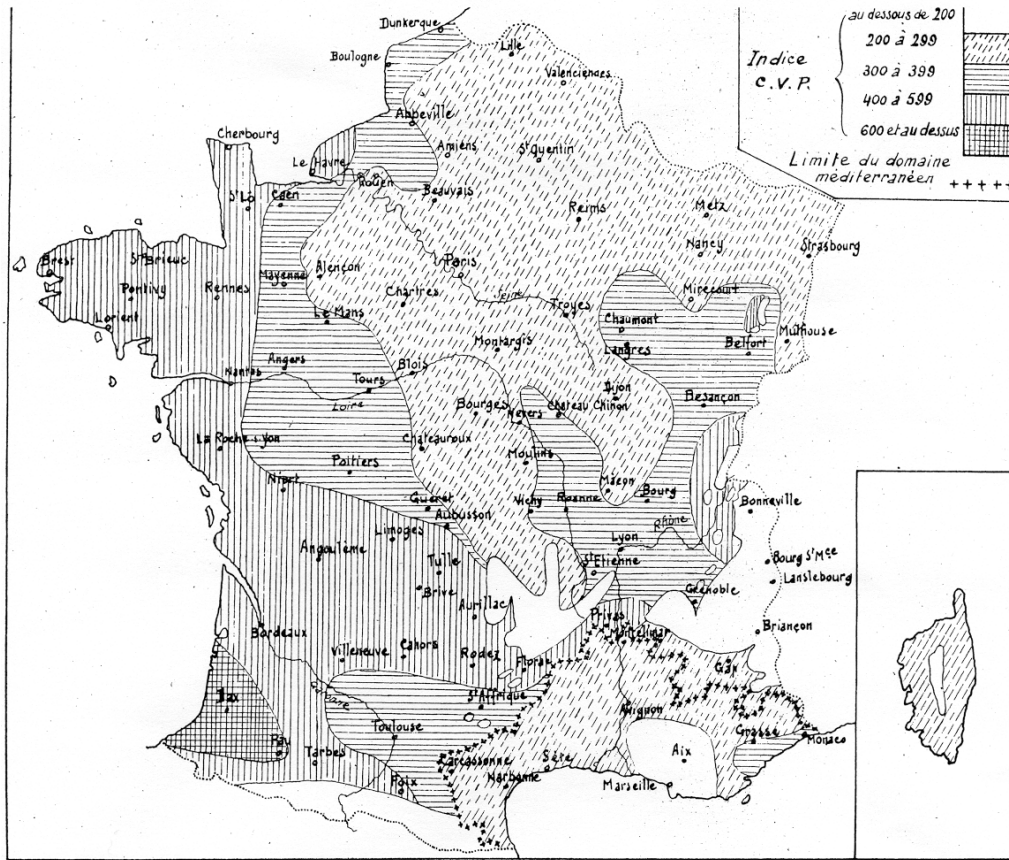


Détermination de la longueur de la saison de végétation (en France) :

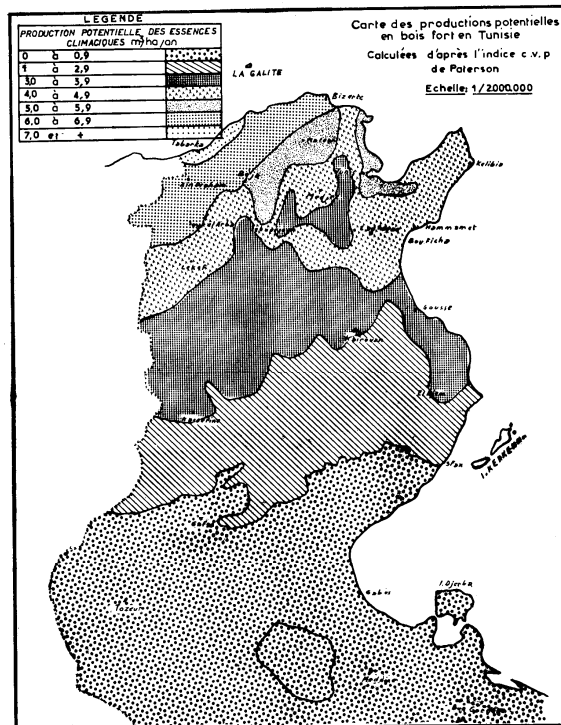
- zone non méditerranéenne : un mois de végétation active a une température moyenne mensuelle d'au moins 7°C ;
- zone méditerranéenne : la limite est fixée à 10°C en éliminant les mois pour lesquels $P < 2T$

Cet indice donne des potentialités climatiques forestières régionales (voir carte) mais ne tient absolument pas compte du sol. En 1959, Pardé voyait une application pratique de cet indice en tant qu'outil de décision pour le reboisement : "mieux vaut reboiser d'abord en régions à fortes

possibilités de production (donc I élevé). Le découpage de la France que nous avons obtenu peut permettre d'orienter l'effort de reboisement vers les objectifs les plus rentables".



En 1970, cet indice a été utilisé par Djaziri (1970) pour étudier la production potentielle des forêts climaciques de Tunisie en fonction des facteurs climatiques et de la situation latitudinale du pays. Cet auteur a ainsi distingué 7 régions de productivités croissantes allant du sud au nord de la Tunisie (de moins de 1 m³ à plus de 7 m³/ha.an).



5.2. Indice de Papadakis (1975)

Il s'appuie sur une fonction d'action *a priori* des variables climatiques à l'échelle mensuelle et permet d'estimer les potentialités de production d'une région donnée. Le climat est caractérisé par un jeu de 12 indices mensuels

$$A = \left[\left(\frac{12}{DJ} \right)^{0.75} x \left(\frac{1}{10^{0.1 T_x}} + \frac{10^{0.1 T_n}}{10^5} + \frac{0.5}{10^{2.5 H}} + \frac{1}{10^2} \right) \right]^{-1}$$

- T_x = moyenne mensuelle des températures maximum journalières
- T_n = moyenne mensuelle des températures minimum journalières
- $H = (P+W)/ETP$
- P = précipitations moyennes mensuelles
- W = eau disponible dans le sol au début du mois et déterminée à partir du bilan hydrique théorique
- ETP = évapotranspiration potentielle moyenne mensuelle
- DJ = longueur moyenne du jour pour le mois considéré

5.3. Indice de Huglin (1978)

Il a été mis au point pour la vigne et correspond au cumul des températures journalières sur la période allant du premier avril au 30 septembre. Cet indice a été corrélé à des paramètres de qualité du vin et permet ainsi de classer les terroirs viticoles.

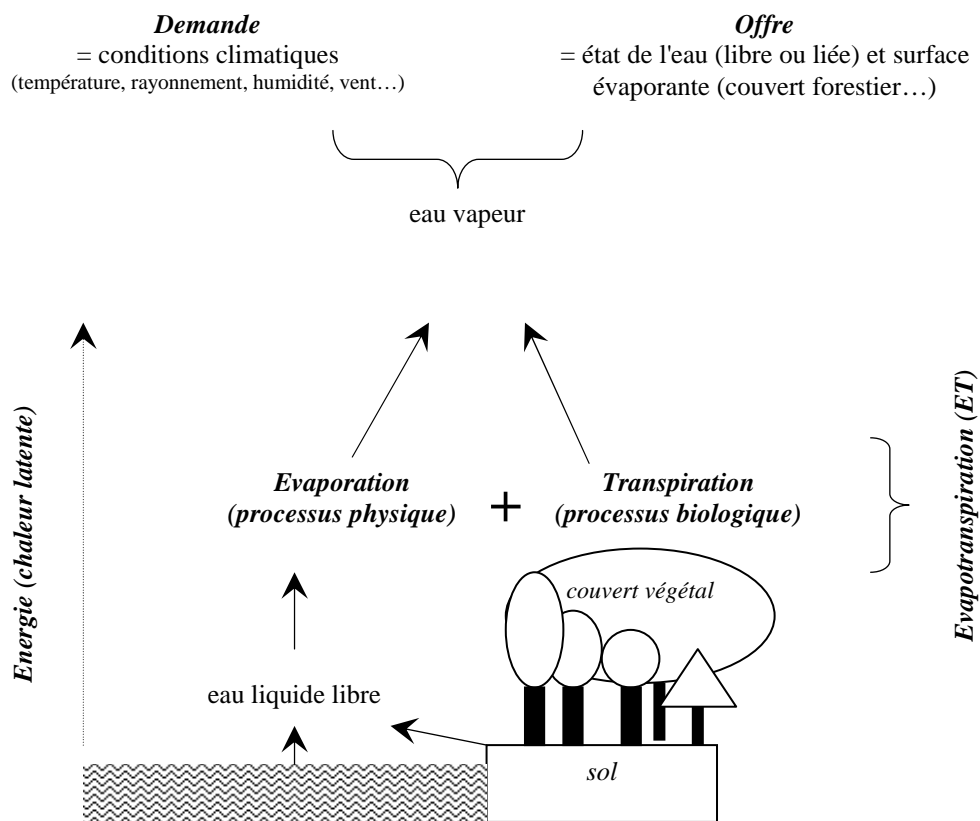
$$I_H = \left[\sum (T_m - 10) + \sum (T_x + 10) \right] x \frac{n}{2}$$

- T_x = température maximum
- T_m = température moyenne
- n = coefficient de longueur du jour (varie de 1.02 à 1.06 en France)

6. L'ÉVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE

6.1. Définitions

L'évapotranspiration (ET) concerne l'ensemble des processus renvoyant dans l'atmosphère sous forme gazeuse une partie des précipitations (forme liquide). Ce phénomène combine les pertes en eau par **évaporation directe** d'eau liquide (eau libre ou eau du sol dans les 15 premiers cm environ) et par **transpiration** de la biomasse. L'évapotranspiration s'exprime en mm d'eau pour une période donnée et peut intervenir à tout moment du cycle de l'eau à condition qu'il y ait assez d'eau à évapotranspirer et une énergie suffisante. En effet, ce phénomène nécessite une quantité importante d'énergie que l'on appelle chaleur latente de vaporisation de l'eau. Il faut 2,45 10⁶ J pour évaporer 1 kg d'eau à 20°C (=1 mm d'eau = 1 litre d'eau par m² = 1 kg).



L'intensité de l'évapotranspiration dépend :

- 1) **De la demande** c'est-à-dire des apports énergétiques (rayonnement, température) nécessaires à l'évaporation – et qui conditionnent l'humidité atmosphérique – ainsi que du vent – qui remplace éventuellement l'air humide, au contact de la surface liquide ou humide par de l'air plus sec. Ces apports énergétiques proviennent essentiellement du *bilan radiatif* et plus particulièrement du rayonnement net ;
- 2) **De l'offre** c'est-à-dire de la disponibilité de l'eau évaporable qui est une fonction de l'état de la surface, de la nature de la couverture végétale, etc. Cette disponibilité est en fait la résultante de l'ensemble des résistances qui s'opposent au transfert de la vapeur d'eau depuis les "sites" de vaporisation jusqu'à l'air libre :

- ❖ *résistance de l'air (ra)* qui dépend de la vitesse du vent, de la hauteur de la végétation et de la rugosité de la surface supérieure du couvert ;
- ❖ *résistance de l'espace poreux végétal (rp)* qui dépend de la densité et de la structure du couvert végétal et de la vitesse du vent ;
- ❖ *résistance de la couche superficielle du sol (ro)* qui, quand il est desséché, freine l'évaporation du sol (croûte = mulch) ;
- ❖ *résistance des stomates (rs)* au transfert de vapeur d'eau depuis la chambre sous stomatique jusqu'à l'extérieur de la feuille.

Selon la disponibilité en eau et le type de la couverture herbacée considérée, on distingue différentes valeurs de l'évapotranspiration

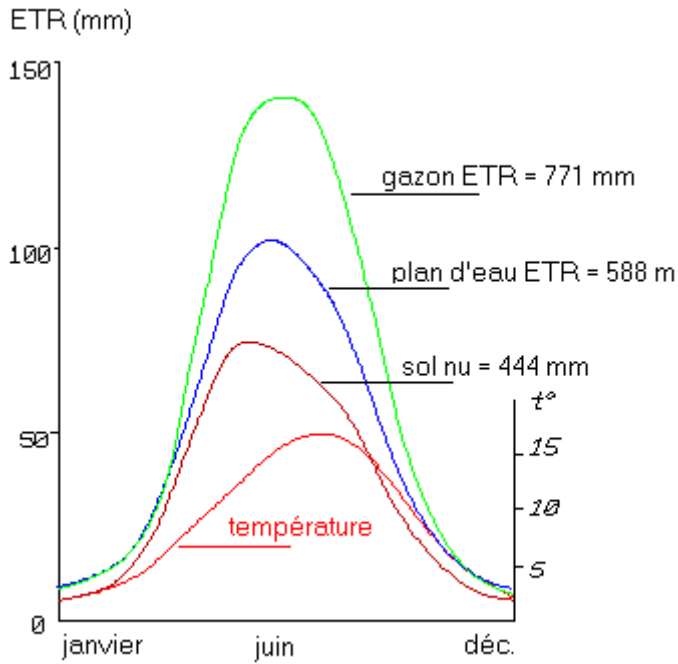
- ***l'évapotranspiration potentielle (ETP)*** : c'est l'évapotranspiration qui se produirait dans le cas où la ***quantité d'eau*** évaporable ou transpirable ***n'était pas limitée***. Cette évapotranspiration n'est conditionnée que par l'éloignement de la saturation dans lequel se trouve l'air, c'est-à-dire par les seules conditions climatiques ambiantes. L'ETP, qui est parfois appelée ***évapotranspiration maximale (ETM)*** ou ***demande climatique***, évolue donc au cours de la saison et est généralement croissante. Dans un tel cas, la demande est inférieure à l'offre. Un sol nu, mouillé en surface par une pluie évapore à l'ETP. Pour un couvert végétal, cette situation correspond à une ouverture totale des stomates et à une absence de régulation des échanges et des pertes en eau (alimentation en eau optimale). Il faut cependant noter que, dans la réalité, l'ETM n'atteint jamais l'ETP car, même si les stomates sont largement ouverts, le couvert végétal offre de par sa structure une certaine résistance au transfert de la vapeur d'eau. Le seul cas où l'on a ETP=ETM est celui d'un gazon bien alimenté en eau pour lequel on estime que la structure ne joue pas un rôle majeur dans la transfert de la vapeur d'eau ;
- ***l'évapotranspiration réelle (ETR)*** correspond au cas général dans les conditions naturelles. Pour un couvert végétal, elle correspond à la quantité d'eau ***réellement transpirée*** et prend en compte la disponibilité réelle en eau. ***L'ETR est donc toujours inférieure à l'ETP***. L'ETR correspond donc à la situation où la demande est supérieure à l'offre. Elle est fixée par :
 - ❖ *les conditions climatiques et en particulier du bilan radiatif et du vent ;*
 - ❖ *la disponibilité de l'eau à la surface et de la résistance au transfert de l'eau dans le complexe sol – végétation – atmosphère (résistance stomatique...)* ;
 - ❖ *des caractéristiques de la surface évaporante (taille et surface des houppiers, disposition des feuilles...).*

Sur le plan agronomique et forestier, on est conduit à définir essentiellement trois données :

ETP = évapotranspiration potentielle pour laquelle le seul facteur limitant correspond à une donnée climatique

ETM = évapotranspiration potentielle maximale pour laquelle le seul facteur limitant correspond à une donnée climatique. Cependant, même en l'absence de stress en eau, un couvert végétal offre une certaine résistance au transfert de la vapeur d'eau. Par définition, $ETM \leq ETP$

ETR = évapotranspiration réelle pour laquelle le seul facteur limitant est le système surface évaporante – liaison de l'eau. Par définition $ETR < ETM \leq ETP$



Exemple d'évapotranspiration réelle mesurée sur des parcelles aux Pays-Bas (<http://www.u-picardie.fr/~beaucham/mst/eau-sol.htm> - d'après Lambert, 1996).

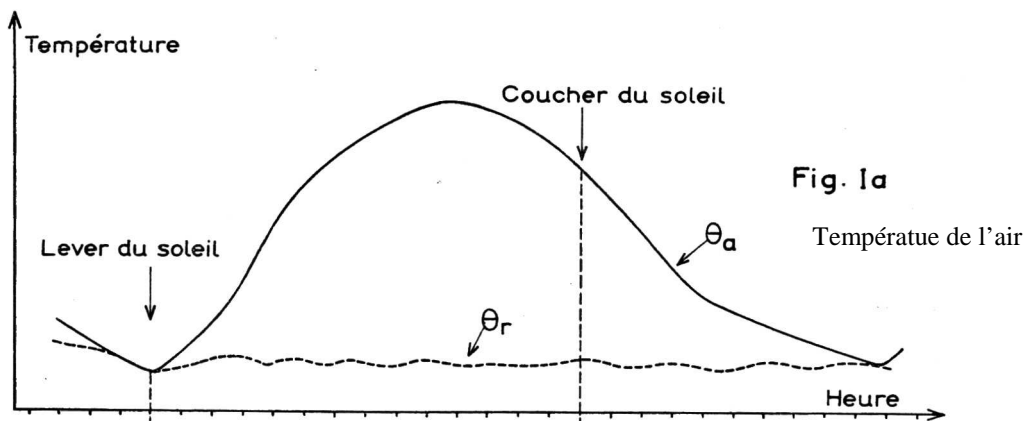
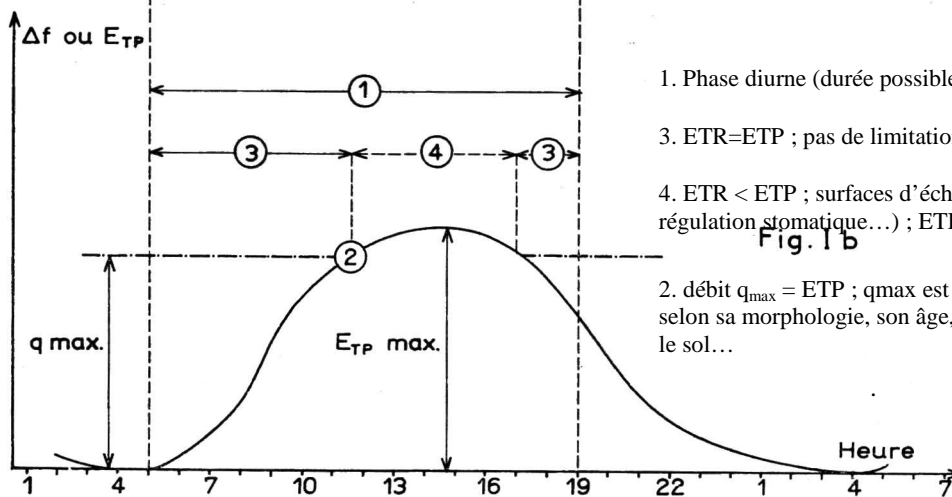


Fig. 1a

Température de l'air



1. Phase diurne (durée possible d'ouverture des stomates)
2. débit $q_{max} = E_{TP}$; q_{max} est le débit d'eau que peut assurer la plante selon sa morphologie, son âge, son système racinaire, l'état de l'eau dans le sol...
3. $ETR = E_{TP}$; pas de limitations au niveau des surfaces d'échange
4. $ETR < E_{TP}$; surfaces d'échange limitantes (eau non disponible, régulation stomatique...); $ETR/E_{TP} \ll 1$

Fig. 1b

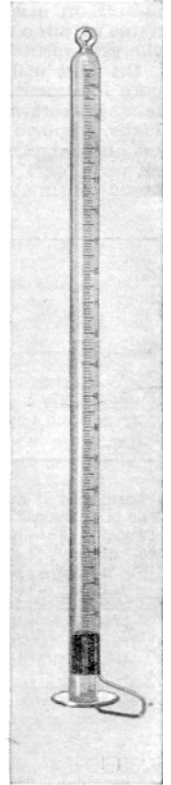
Evolution du rapport ETR/ETP pendant la journée (Modifiée d'après Bouchet 1961)

6.2. Méthodes directes d'estimation de l'évapotranspiration

On peut distinguer deux grandes méthodes : l'évaporomètre et les cases lysimétriques. Ces mesures sont fondées sur l'évaporation d'une certaine masse d'eau.

6.2.1. L'évaporomètre Piche

L'évaporomètre Piche, employé en France et adopté dans divers pays, est constitué par une simple éprouvette en verre, de 1 centimètre carré environ de section et de 35 centimètres de longueur, remplie d'eau et fermée par une rondelle de papier buvard, maintenue au moyen d'une bague métallique faisant ressort. L'éprouvette étant retournée et placée verticalement, l'eau s'évapore progressivement par l'intermédiaire de la rondelle de buvard : c'est un évaporomètre à surface évaporante d'eau « artificielle ». Une division de la graduation correspond à 1 mm d'eau évaporée pour un disque de buvard de 30 mm de diamètre (surface évaporante : 13 cm²). Il est normalement installé sous l'abri météorologique ouvert sur les côtés. Bien entendu, la forme et aussi les dimensions de la surface qui évapore jouent un rôle important dans les mesures. Il en est de même de la température de la masse d'eau qui évapore, elle-même fonction des caractéristiques propres de l'appareil utilisé. Suivant le type d'instrument, les indications recueillies dans des conditions de milieu identiques peuvent être ainsi très différentes. De même, il reste évident qu'il n'y a pas, a priori, de commune mesure entre l'évaporation déterminée dans ces conditions et les pertes en eau subies par un sol, une plante ou encore un lac, une rivière ou une simple mare à la surface du sol. Cependant, toutes ces pertes par évaporation ou transpiration dépendent d'un certain nombre de facteurs physiques tels que la température de l'air, le rayonnement solaire, la vitesse du vent, etc. Elles dépendent aussi du degré de sécheresse de l'air, de sa plus ou moins grande teneur en vapeur d'eau, c'est-à-dire de son humidité. La détermination de la quantité d'eau évaporée journalièrement par une masse d'eau donnée peut fournir une mesure relative et globale de ces influences diverses et simultanées et nous renseigner, sinon sur les pertes d'eau exactes d'un sol ou d'une plante, du moins sur le pouvoir évaporant de l'air dans un lieu et à un instant donnés. C'est bien en effet la signification que l'on attache aux mesures d'évaporation telles qu'elles sont effectuées dans les stations météorologiques.



6.2.2. Les cases lysimétriques

Pour la deuxième méthode, l'ETR peut être considérée comme le terme résiduel de l'équation du bilan hydrique du sol après que tous les autres termes aient été mesurés :

$$\Delta S = (P + I) - (D + R + ETR)$$

avec :

ΔS = variation du stock d'eau dans le sol

P = pluie

I = irrigation

D = drainage

R = ruissellement (échanges latéraux d'eau)

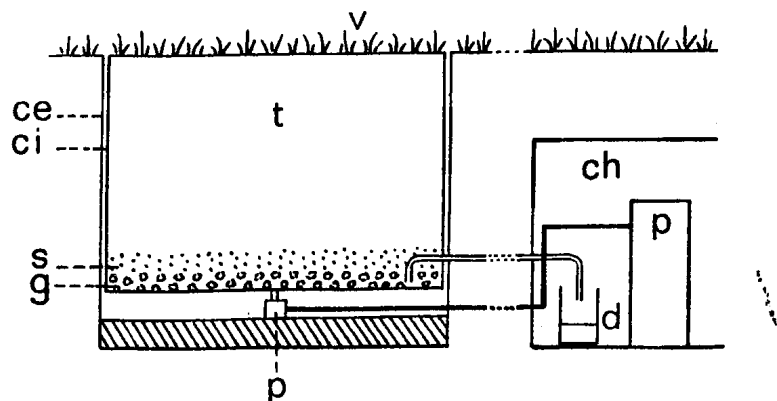
Si l'on se place dans le cas où le ruissellement est nul et que les mesures commencent après que le sol se soit ressuyé (drainage = 0), alors on obtient une équation simplifiée :

$$\Delta S = P + I - ETR$$

Connaissant les pluies incidentes et les apports par irrigation (dans le cas de culture), la difficulté majeure consiste à estimer la variation du stock du sol entre deux dates.

Une case lysimétrique est un bac exposé en plein air qui contient un sol couvert d'un certain type de végétation, ou laissé à nu, dont on évalue la quantité d'eau infiltrée et drainée par rapport à celle apportée par les précipitations. Certains lysimètres peuvent être pesés régulièrement pour connaître le volume d'eau contenu dans le sol. La profondeur d'un lysimètre varie de 0,5 à 2 mètres, sa surface de 0,3 à 4 m². Un dispositif de pesée permet d'établir ΔS . Le ruissellement est éliminé par l'horizontalité de la surface, les sorties par drainage sont recueillies, les précipitations sont mesurées par un pluviomètre. L'ETR est alors connue par différence. Si les bacs sont maintenus à une humidité optimale par recharge journalière, on mesure l'ETM. Si aucun apport n'est effectué alors c'est l'ETR qui est mesurée. Pour que la mesure reste représentative des conditions naturelles, par forts déficits en eau du sol, la cuve doit être aussi profonde que possible. A cet égard, même une profondeur de deux mètres, sous culture herbacée, peut s'avérer insuffisante par forte sécheresse. De plus, la représentativité des mesures exige de limiter au maximum les échanges advectifs entre le dispositif et son environnement immédiat (anneau de garde). La surface évaporante à prendre en compte est aussi délicate quand il y a transgression de la végétation au dessus des bords des cuves.

Les variations du stock d'eau dans le sol peuvent également être appréhendées à l'aide d'appareillage complexe du type humidimètre neutronique (sonde à neutron), reflectomètre dans le domaine temporel (sonde TDR)...



— Schéma d'un évapotranspiromètre pesable et de son dispositif de mesures. v : couverture végétale uniforme; ce : cuve cylindrique extérieure; ci : cuve intérieure remplie de terre t; s et g : couches de sable et de gravier; p : dispositif de pesée; d : récipient recevant l'eau de drainage; ch : chambre souterraine. (LEMÉE 1978)

6.3. Formules d'estimation de l'évapotranspiration

Ces formules ont été établies soit à partir des ajustements statistiques de mesures directes (Blaney et Criddle, Thornthwaite, Turc...), soit sur une analyse physique des phénomènes d'évapotranspiration (Penman et Brochet-Gerbier). Seules les formules les plus courantes sont présentées (par ordre croissant de complexité).

6.3.1. Formule de Blaney et Criddle (1950)

(source <http://www.fao.org/docrep/S2022E/s2022e00.htm#Contents>)

Cette formule a été développée dans les années 1950 pour les zones arides ou semi-arides de l'ouest des Etats-Unis. Elle est très souvent utilisée pour estimer le besoin en eau des cultures car elle ne nécessite que deux informations : la température moyenne de l'air et la durée relative du jour exprimée en %. Elle fournit le même type d'information que la formule de Thornthwaite avec les mêmes avantages et inconvénients. Dans des conditions extrêmes (vent, sécheresse, fort ensoleillement), l'ETP est sous-estimée (> 60%) tandis que pour un temps calme, humide et nuageux, l'ETP est surestimée (> 40%).

$$\text{ETP (mm/jour)} = p (0,46 T + 8,13)$$

ETP = Evapotranspiration (mm/jour)

T = température moyenne journalière (°C)

p = pourcentage journalier d'heures diurnes par rapport au nombre d'heures diurnes annuelles ; p est fonction de la latitude

Etape 1 : Détermination de la température journalière moyenne T

La méthode de Blaney-Criddle fait toujours référence à des valeurs moyennes mensuelles. Par exemple, si la température moyenne de juillet est 19°C, cela signifie que pour tout le mois de juillet la température journalière est de 19°C. Si la station fournit des données journalières minimales et maximales, la température journalière moyenne est calculée de la façon suivante ; n

$$T_{\text{max}} = \frac{\sum_1^n T_{\text{max}}}{n} \quad T_{\text{min}} = \frac{\sum_1^n T_{\text{min}}}{n} \quad T = \frac{T_{\text{max}} + T_{\text{min}}}{2}$$

étant le nombre de jours dans le mois

Etape 2 : Détermination du pourcentage journalier d'heures diurnes p

Les valeurs de p, qui dépendent de la latitude du lieu, sont présentées dans le tableau ci-dessous.

Nord	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
Sud	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin
60°	.15	.20	.26	.32	.38	.41	.40	.34	.28	.22	.17	.13
55	.17	.21	.26	.32	.36	.39	.38	.33	.28	.23	.18	.16
50	.19	.23	.27	.31	.34	.36	.35	.32	.28	.24	.20	.18
45	.20	.23	.27	.30	.34	.35	.34	.32	.28	.24	.21	.20
40	.22	.24	.27	.30	.32	.34	.33	.31	.28	.25	.22	.21
35	.23	.25	.27	.29	.31	.32	.32	.30	.28	.25	.23	.22
30	.24	.25	.27	.29	.31	.32	.31	.30	.28	.26	.24	.23
25	.24	.26	.27	.29	.30	.31	.31	.29	.28	.26	.25	.24
20	.25	.26	.27	.28	.29	.30	.30	.29	.28	.26	.25	.25
15	.26	.26	.27	.28	.29	.29	.29	.28	.28	.27	.26	.25
10	.26	.27	.27	.28	.28	.29	.29	.28	.28	.27	.26	.26
5	.27	.27	.27	.28	.28	.28	.28	.28	.28	.27	.27	.27
0	.27	.27	.27	.27	.27	.27	.27	.27	.27	.27	.27	.27

Etape 3 : Exemple

Juillet Nancy (Lat = 48°) p=0,35 et T moy = 18°C

ETP = 0,35 x (8,13 + 0,46 x 18) = 5,8 mm/jour

L'évapotranspiration potentielle moyenne journalière de juillet est 5,8 mm.

Le tableau suivant présente les valeurs journalières de l'ETP selon la formule de Blaney et Criddle dans différentes zones climatiques et selon différents niveaux de température moyenne journalière

Zone Climatique	faible (< 15°C)	moyenne (15- 25°C)	élevée (> 25°C)
Désert -aride	4-6	7-8	9-10
Semi aride	4-5	6-7	8-9
Sub-humide	3-4	5-6	7-8
Humide	1-2	3-4	5-6

6.3.2. Formule de Thornthwaite (1948)

Climatologue et botaniste, Thornthwaite (1948) a été le premier à introduire les notions d'ETP et d'ETR. Sa formule s'appuie sur des données facilement accessibles : la température moyenne de l'air et la durée théorique de l'insolation qui dépend de la saison et de la latitude. C'est à partir des nuages de points expérimentaux qu'il a établi sa formule de calcul.

L'évapotranspiration potentielle climatique (**ETP en mm/mois**) est obtenue par la formule ci-

$$ETP = 16 \times \left[\frac{10T}{I} \right]^a \times F$$

dessous.

T = température moyenne mensuelle en °C

I = indice thermique annuel, somme des 12 indices mensuels

$$I = \sum_{j=\text{janvier}}^{\text{décembre}} I_j \Rightarrow I_j = \left(\frac{T_j}{5} \right)^{1,514}$$

a = fonction complexe de l'indice I

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} (I^3) - 7,71 \cdot 10^{-5} (I^2) + 1,792 \cdot 10^{-2} (I) + 0,49239$$

$$a = 0,018 (I) + 0,492$$

F = terme correctif fonction de la durée théorique de l'insolation variant avec la latitude et la saison (ci-dessous, latitude Nord)

Lat	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
40	0,84	0,83	1,03	1,11	1,24	1,25	1,27	1,18	1,04	0,96	0,83	0,81
41	0,83	0,83	1,03	1,11	1,25	1,26	1,27	1,19	1,04	0,96	0,82	0,8
42	0,82	0,83	1,03	1,12	1,26	1,27	1,28	1,19	1,04	0,95	0,82	0,79
43	0,81	0,82	1,02	1,12	1,26	1,28	1,29	1,2	1,04	0,95	0,81	0,77
44	0,81	0,82	1,02	1,13	1,27	1,29	1,3	1,2	1,04	0,95	0,8	0,76
45	0,8	0,81	1,02	1,13	1,28	1,29	1,31	1,21	1,04	0,94	0,79	0,75
46	0,79	0,81	1,02	1,13	1,29	1,31	1,32	1,22	1,04	0,94	0,79	0,74
47	0,77	0,8	1,02	1,14	1,3	1,32	1,33	1,22	1,04	0,93	0,78	0,73
48	0,76	0,8	1,02	1,14	1,31	1,33	1,34	1,23	1,05	0,93	0,77	0,72
49	0,75	0,79	1,02	1,14	1,32	1,34	1,35	1,24	1,05	0,93	0,76	0,71
50	0,74	0,78	1,02	1,15	1,33	1,36	1,37	1,25	1,06	0,92	0,76	0,7

Exemple :

Nancy (moyenne 1961-1990). Les ETP sont exprimées en mm (valeurs arrondies).

Lat = 48°

I (janvier à décembre) = 0,115 + 0,372 + ... + 0,269 = **37,2**

a = 0,018***37,2**+0,492 = **1,16**

Pour Janvier :

$$I_j = (1,2/5)^{1,514} = 0,115$$

$$F = 0,76$$

$$ETP = 16 [(10 \times 1,2)/37,2]^{1,16} \times 0,76 = 3,3 \text{ mm/mois}$$

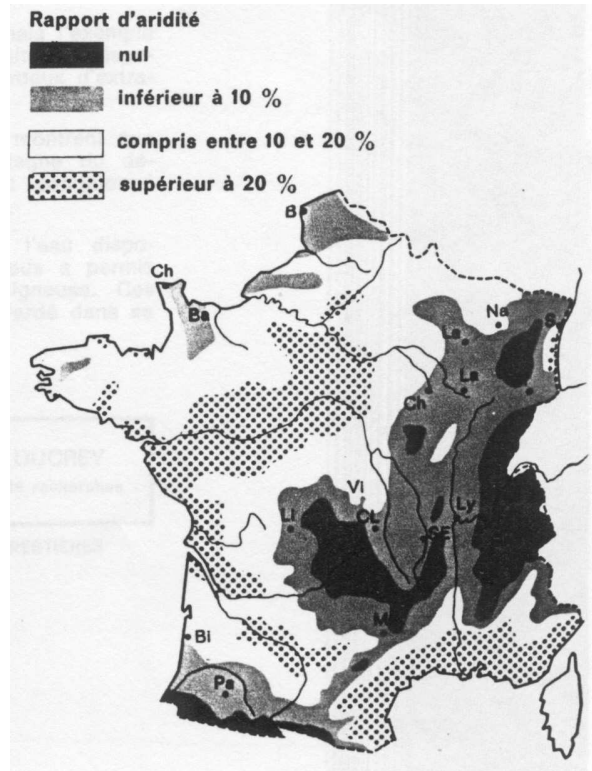
	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
T (°C)	1,2	2,6	5,5	8,8	12,8	16	18	17,7	14,8	10,4	5,1	2,1
I _j	0,115	0,372	1,155	2,353	4,150	5,818	6,954	6,779	5,171	3,031	1,030	0,269
F	0,76	0,8	1,02	1,14	1,31	1,33	1,34	1,23	1,05	0,93	0,77	0,72
ETP	3	8	26	50	88	116	134	121	84	49	18	6

L'ETP peut être utilisée ponctuellement. Cependant, pour comparer les données entre elles et pouvoir, par exemple, tracer des cartes de potentialité, il faut se ramener à des conditions comparables. Dans ce but, Thornthwaite a défini un rapport d'aridité de la forme :

$$Ra = \frac{ETP - E_{TR}}{ETP} \times 100$$

Arléry *et al.* (1954) ont calculé ces rapports Ra pour la France. La figure ci-dessous représente la répartition en France des rapports d'aridité 0, 10 et 20 % (extraite de Aussenac et Ducrey 1974). Ces rapports ont été calculés à partir d'une réserve en eau du sol RUM = 100 mm. Bien évidemment, et localement, le rapport d'aridité variera selon que RUM sera supérieur ou inférieur à 100 mm. Cette carte fait apparaître des zones à rapport d'aridité important supérieur à 20% dans les régions méditerranéennes, la vallée de la Garonne, les Charentes, la Vendée et la vallée de la Loire et des régions à rapport d'aridité faible inférieur à 10 %. Ces dernières englobent et même dépassent les régions de production supérieures à 10 m³/ha/an définies par Pardé. Il est alors permis de penser que ces régions à rapport d'aridité faible ont une production

potentielle forestière qui approche 10 m³/ha/an. Cette carte inclut en plus des zones montagneuses, des régions de plateaux et de plaines car elle est établie à partir de deux critères, l'ETP et les précipitations. Ainsi, les zones isolées, définies par Pardé dans le Morvan, la région de Chaumont et de Langres, se rejoignent et s'étendent à une plus vaste superficie.



6.3.3. Formule de Turc (1955, 1961)

C'est une formule utilisée à l'échelle mensuelle ou décadaire qui rend bien compte du bilan hydrique à l'échelle d'un bassin versant et pour les régions subhumides. La formule originale de Turc prend deux formes selon l'humidité relative moyenne et exprime les données de rayonnement en **en cal. cm⁻². jour⁻¹**.

Pour une humidité relative > 50% (Hr) (cas général des régions tempérées), on a :

$$ETP \text{ (mm /10 jours)} = 0,13 \times (R_g + 50) \times \left(\frac{T}{T + 15} \right) \quad (\text{formule 1})$$

$$ETP \text{ (mm /mois)} = 0,40 \times (R_g + 50) \times \left(\frac{T}{T + 15} \right) \quad (\text{formule 2})$$

(0,37 pour le mois de février)

T = température moyenne de l'air sous abri des 10 jours ou mensuelle
 R_g = Rayonnement global en **en cal. cm⁻². jour⁻¹**. Pour les stations où il n'est pas mesuré, on utilise la formule d'Angström

$$R_g = R_{g_a} \times \left(0,18 + 0,62 \left(\frac{h}{H} \right) \right)$$

Rg_a = radiation théorique maximale au lieu considéré

h = durée d'insolation effective (en heure)

H = durée d'insolation théorique (en 1/10 d'heure)

Rg_a et H dépendent de la latitude et de la saison. Ils sont donnés dans des tables. Le rapport h/H est appelé la fraction d'insolation

note : si $Hr < 50\%$, on multiplie par un terme correctif $(1+(50-Hr)/70)$

L'unité de rayonnement proposée par Turc n'étant pas normalisée (cal/cm^2), Guyot (1997) a modifié les coefficients originaux. Dans cette formule, le rayonnement est exprimé en MJ/m^2 (Météo-France donne généralement des J/cm^2 ... attention à la conversion !) ex: $348 \text{ J}/\text{cm}^2 \Rightarrow 3,48 \text{ MJ}/\text{m}^2$

$$ETPc \text{ (mm/10 jours)} = 3,11 \times (Rg + 2,09) \times \left(\frac{T}{T + 15} \right)$$

T = température moyenne de l'air sous abri des 10 jours

Rg = Rayonnement global en MJ/m^2

Le Tableau ci-dessous donne les radiations solaires Rg selon la latitude (en $\text{cal. cm}^{-2} \cdot \text{jour}^{-1}$) calculées à partir des stations Météo-France (Moyenne 1961-1990).

Radiations solaires globales directe et diffusée (Rg en $\text{cal}/\text{cm}^2/\text{jour}$) selon la latitude pour l'ETP Turc Moyenne à partir des données Météo-France (89 stations -Moyennes Chritian Piedallu)												
Lat	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
41	174.7	240.2	315.4	429.1	515.7	583.8	604.7	525.7	405.3	284.3	205.5	159.8
41.5	167.9	235.8	323.0	424.5	512.0	573.1	597.2	516.7	397.7	272.5	192.9	149.6
42	160.7	230.4	327.1	419.0	507.2	562.7	588.8	507.8	389.8	261.1	181.3	140.0
42.5	153.4	224.2	328.1	412.8	501.5	552.4	579.7	499.0	381.8	250.3	170.4	131.0
43	145.9	217.3	326.2	406.1	495.0	542.5	570.0	490.5	373.6	240.1	160.3	122.5
43.5	138.3	209.8	321.9	398.9	487.9	532.8	559.8	482.0	365.3	230.4	151.0	114.5
44	130.8	201.9	315.6	391.4	480.4	523.4	549.4	473.8	356.9	221.3	142.4	107.0
44.5	123.4	193.7	307.5	383.7	472.6	514.4	538.7	465.7	348.6	212.7	134.5	100.0
45	116.2	185.4	298.2	376.1	464.7	505.8	528.0	457.9	340.3	204.7	127.3	93.6
45.5	109.2	177.1	287.9	368.6	456.9	497.6	517.4	450.2	332.0	197.2	120.7	87.7
46	102.6	169.0	277.1	361.3	449.4	489.8	507.1	442.7	324.0	190.4	114.8	82.2
46.5	96.5	161.3	266.0	354.5	442.4	482.5	497.2	435.5	316.0	184.1	109.4	77.3
47	90.9	154.0	255.2	348.2	435.9	475.6	487.8	428.4	308.3	178.3	104.6	72.8
47.5	85.9	147.4	244.9	342.6	430.2	469.4	479.1	421.6	300.9	173.2	100.4	68.8
48	81.6	141.6	235.5	337.8	425.5	463.6	471.3	415.1	293.8	168.7	96.6	65.3
48.5	78.1	136.6	227.4	334.1	421.9	458.5	464.4	408.8	287.0	164.7	93.4	62.2
49	75.5	132.8	220.9	331.4	419.5	454.0	458.6	402.7	280.7	161.4	90.6	59.6
49.5	73.8	130.2	216.5	330.0	418.7	450.1	454.1	397.0	274.7	158.6	88.3	57.5
50	73.1	129.0	214.5	330.0	419.5	447.0	451.0	391.5	269.3	156.5	86.3	55.8
50.5	73.6	129.3	215.3	331.5	422.1	444.5	449.4	386.3	264.4	155.0	84.7	54.5
51	75.2	131.3	219.2	334.8	426.7	442.8	449.6	381.3	260.1	154.1	83.5	53.7
51.5	78.2	135.1	226.6	339.8	433.5	441.8	451.6	376.7	256.4	153.8	82.6	53.3

6.3.4. Formule de Penman

L'élaboration de cette formule procède d'une démarche scientifique, mais elle intègre aussi une certaine part d'empirisme. C'est une formule complexe nécessitant la prise en compte de nombreux paramètres à un pas de temps court (journalier). Elle fournit les valeurs les plus proches de la réalité mais est peu « accessible » au forestier de terrain. Elle est beaucoup utilisée dans la recherche car elle tient compte de la source d'énergie à disposition et modélise le déplacement de la vapeur depuis les surfaces évaporatives. Des modifications ont été apportées afin de tenir compte, entre autres, de la résistance aérodynamique du couvert. La modification la plus citée est celle apportée par Monteith (1981) et porte le nom de Penman-Monteith.

$$ETP \text{ (en mm / jour)} = \frac{\Delta Rn + \gamma L Ea}{(\Delta + \gamma) \times L}$$

$$Rn = Iga (1 - a) \left(0.18 + 0.62 \frac{h}{H}\right) - \sigma T^4 \left(0.56 - 0.08\sqrt{e}\right) \left(0.10 + 0.90 \left(\frac{h}{H}\right)\right)$$

- Rn = rayonnement net de la surface (en $J \text{ cm}^{-2} \text{ mm}^{-1}$) qui peut être mesuré ou calculé
 - Iga = rayonnement global en l'absence d'atmosphère (cal cm^{-2})
 - a = albedo
 - h/H = fraction d'insolation = rapport de la durée réelle d'insolation et de la durée théorique (en heure et 1/10)
 - σ = constante de Stefan-Boltzman = $5.6698 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$
 - T = température de l'air en degré Kelvin
 - e = tension de vapeur d'eau
- Δ = pente de la courbe de tension de vapeur saturante à la température de l'air (en $\text{mb } ^\circ\text{C}^{-1}$)
- Ea = pouvoir évaporant de l'air : $Ea = 0.26 (ew - e) \phi(v)$
 - ew = tension de vapeur saturante à la température de l'air
 - e = tension de vapeur d'eau
 - $ew - e$ = déficit de saturation de l'air
 - $\phi(v)$ = fonction de la vitesse du vent. Si la mesure est faite à deux mètres de hauteur alors on a $\phi(v) = 1 + 0.54 V$ (en m s^{-1})
- L = chaleur latente de vaporisation de l'eau ($2.56 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$)
- γ = constante psychrométrique de Bowen = $0.665 \text{ mb } ^\circ\text{C}^{-1}$

6.3.5. Formule de Penman-Monteith (1965)

La formule de Penman donne l'évaporation potentielle théorique d'une nappe d'eau. Cette valeur est une valeur limite maximale qui dépend principalement des facteurs climatiques, et dans une moindre mesure, de l'état de surface par l'intermédiaire du coefficient d'échange convectif $\phi(V)$ qui entre dans la définition de Ea . Quand on passe à un couvert végétal, il faut alors introduire deux résistances aux transferts convectifs :

- la résistance aérodynamique r_a à la diffusion de la vapeur d'eau dans la couche limite au dessus du couvert (s m^{-1})
- la résistance aérodynamique interne r_c du couvert (s m^{-1})

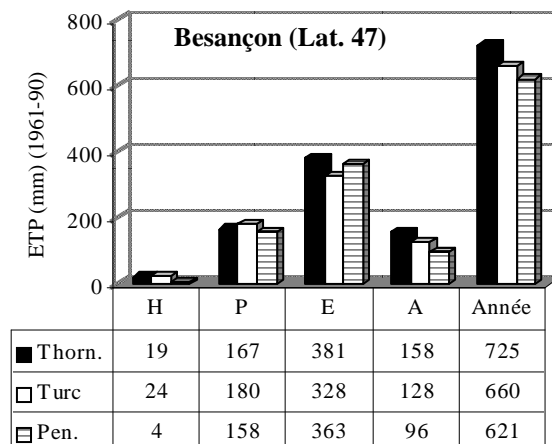
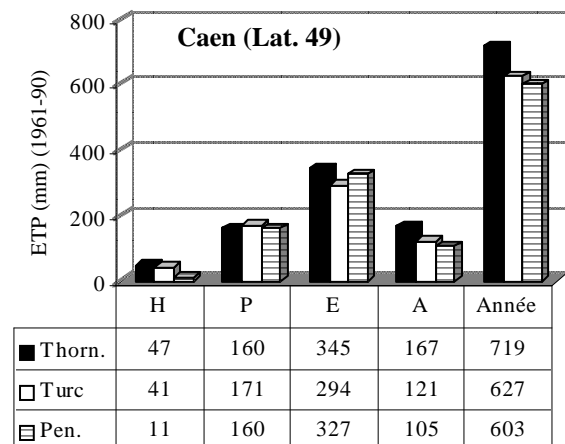
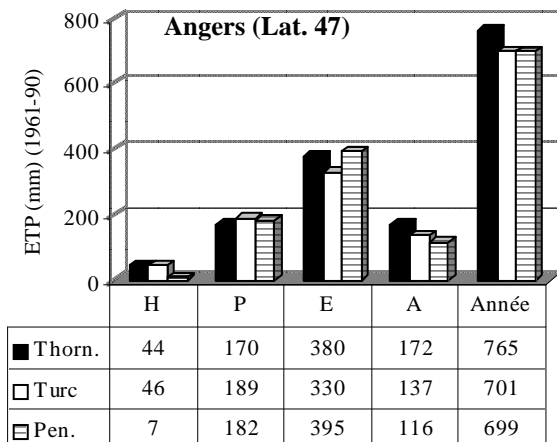
$$ETP \text{ (en mm / jour)} = \frac{\Delta Rn + \gamma L E_a}{(\Delta + \gamma) \left(\frac{ra + rc}{ra} \right) \times L}$$

Pour le calcul des ETP, les équivalences suivantes sont importantes à connaître !

1 kwh	85984,27 calories (cal)
1 kwh/m ²	85,9845 cal/m ²
1 cal/cm ²	0,041868 MégaJoules/m ² (MJ/m ²)
1 MJ/m ²	23,884589 cal/cm ²
1 kwh	3,6 MJ
1 J/cm ²	0,01 MJ/m ²
1 W	1 J/s
1 W/m ²	1 J/s/m ²

6.4. Comparaison des différentes formules de l'évapotranspiration

Les figures ci-dessous présentent les comparaisons des valeurs moyennes trentenaires (moyenne 1961-90) des ETP pour 3 stations du réseau Météo-France.



Une analyse effectuée sur 28 stations du réseau Météo-France (Lebourgeois, non publié) montre que, **au niveau des moyennes trentenaires**, les ETP Thornthwaite et Turc tendent à surestimer l'ETP en automne et en hiver. Au printemps, la formule de Thornthwaite tend à sous-estimer (5 à 20%). Pour Turc, aucune tendance générale ne se dégage. En été, la formule de Turc tend à sous-estimer (10 à 20%). Pour la formule de Thornthwaite, la tendance est moins nette. A ce niveau d'analyse, la variabilité apparaît donc importante. Pour le praticien de terrain, les formules de Turc et Thornthwaite sont les plus facilement accessibles mais la formule de Penman reste la meilleure estimation de l'ETP (à partir d'une formule).

Cette comparaison à l'échelle annuelle et saisonnière sur les moyennes trentenaires peut-être trompeuse car des variations mensuelles inter-annuelles peuvent être masquées. Le tableau ci-dessous présente la fréquence de valeurs surestimées ou sous-estimées des ETP Thornthwaite et Turc par rapport à l'ETP de « référence » Penman. Pour chaque station, les valeurs mensuelles des mois d'avril à octobre (saison de végétation ; 7 mois) ont été calculées sur la période 1961-90 (30 ans). Ainsi, pour chaque cas [(Thornthwaite/Penman) et (Turc/Penman)], 210 valeurs ont été comparées. Pour Alençon, par exemple, la formule de Thornthwaite surestime les valeurs de l'ETP dans 78% des cas. L'analyse du tableau suggère donc que, sur la saison de végétation et pour les 28 stations analysées, l'ETP Thornthwaite surestime l'ETP et l'ETP Turc sous-estime les valeurs.

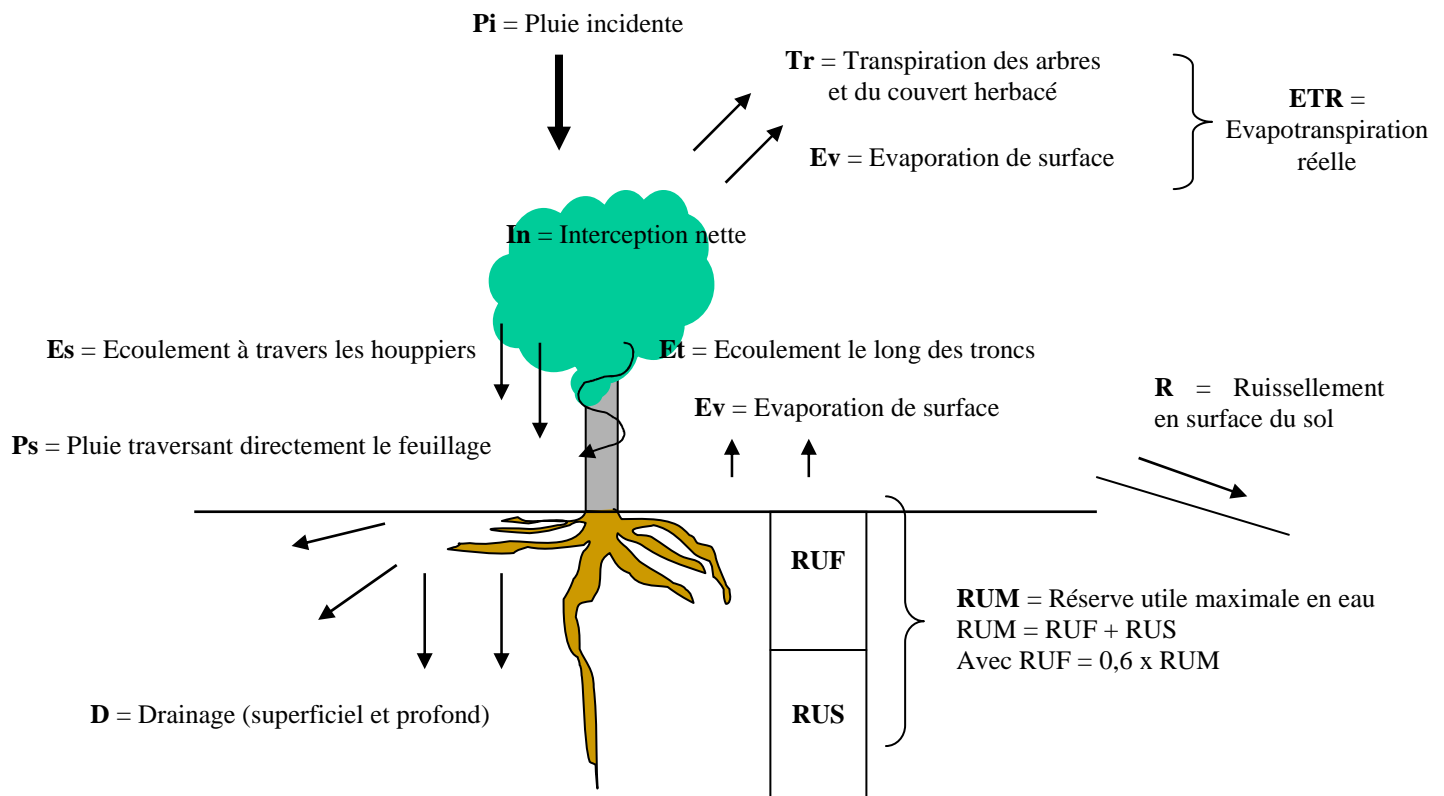
En région méditerranéenne, Seguin (1975) a montré que la formule de Thornthwaite sous-estime l'ETP de 40% de novembre à mai et de 25% en été.

	(Thornthwaite – Penman)		(Turc – Penman)	
	Surestimation (Th-Pen >0)	Sous-estimation (Th-Pen <0)	Surestimation (Turc-Pen >0)	Sous-estimation (Turc-Pen <0)
Alençon	0,78	0,22	0,6	0,4
Angers	0,48	0,52	0,31	0,69
Ambérieu	0,64	0,36	0,48	0,52
Besançon	0,8	0,2	0,53	0,47
Boug St Maurice	0,59	0,41	0,49	0,51
Bourges	0,44	0,56	0,35	0,65
Caen	0,68	0,32	0,43	0,57
Clermond-Ferrand	0,47	0,53	0,37	0,63
Colmar	0,65	0,35	0,34	0,66
Embrun	0,2	0,8	0,18	0,82
Langres	0,51	0,49	0,36	0,64
Le Bourget	0,54	0,46	0,3	0,7
Le Mans	0,68	0,32	0,29	0,71
Lorient	0,44	0,56	0,35	0,65
Luxeuil	0,84	0,16	0,56	0,44
Montélimar	0,14	0,86	0,1	0,9
Nancy	0,71	0,29	0,33	0,67
Nevers	0,71	0,29	0,54	0,46
Pau	0,77	0,23	0,86	0,14
Poitiers	0,42	0,58	0,34	0,66
St Auban	0,1	0,9	0,12	0,88
St Dizier	0,72	0,28	0,34	0,66
St Girons	0,75	0,25	0,83	0,17
St Quentin	0,68	0,32	0,4	0,6
Strasbourg	0,73	0,27	0,37	0,63
Tarbes	0,75	0,25	0,85	0,15
Toulouse	0,36	0,64	0,38	0,62
Vichy	0,67	0,33	0,55	0,45

7. BILAN HYDRIQUE FORESTIER

Pour le forestier, l'analyse des conditions climatiques moyennes (régime pluvio-thermique, fréquence des gelées...) permet d'appréhender les conditions moyennes de croissance des peuplements. Cette analyse, indispensable, peut être complétée par **un calcul de bilan hydrique qui permet de suivre l'évolution dans le temps de la réserve utile en eau du sol** et ainsi caractériser plus finement les niveaux de contraintes hydriques subis par les arbres ; contraintes qui affectent plus ou moins directement la production des essences (Aussenac et Ducrey 1974, Choisnel 1992b).

Un bilan hydrique forestier permet donc de faire la balance entre les quantités d'eau entrant et sortant du complexe sol – forêt et d'estimer le degré de satisfaction des besoins en eau. Il quantifie l'évapotranspiration potentielle et le déficit hydrique.



Les termes du bilan hydrique en forêt (figure ci-dessus) comprennent : les entrées, les sorties et les réservoirs internes.

7.1. Les entrées

Elles correspondent à l'eau entrant dans le système sous forme essentiellement **de pluies**. Les brouillards, la rosée, les apports ascendants par nappes aquifères et latéraux par ruissellement (terrain en pente) participent également aux entrées mais sont beaucoup plus difficiles à quantifier.

Concernant les pluies, toute l'eau incidente n'est pas disponible au niveau du sol pour l'alimentation hydrique des arbres. Une partie importante est **interceptée** par le feuillage. Le bilan

peut s'écrire de la façon suivante. P_i est la part potentiellement disponible et $(P_s + E_s + E_t)$ la fraction réellement utilisable. L'interception I_n peut se définir comme la part de l'eau que recueillent les couronnes et qui est directement évaporée : $I_n = P - (P_s + E_s + E_t)$.

La pluie au sol, c'est-à-dire la pluie « utile » permettant au réservoir du sol de se recharger, est obtenue par différence entre la pluie incidente (P_i) et l'interception des précipitations (I_n) en ajoutant l'écoulement le long des troncs (E_t). Cette pluie s'infiltre verticalement dans le sol.

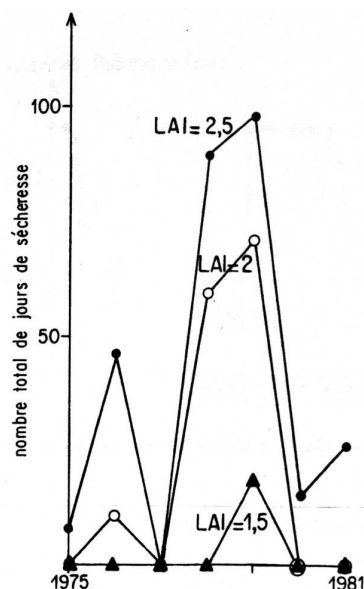
L'interception des pluies va dépendre de différents paramètres liés au climat mais également au peuplement. Parmi ces paramètres, on peut citer (voir cours n°3) :

- La durée et l'intensité des pluies ;
- l'espèce à travers :
 - La morphologie de la ramification et du feuillage ;
 - La surface des houppiers estimée à travers le LAI (Leaf Area Index = surface de feuille en m^2 par m^2 de surface au sol). A partir d'un LAI de $6 m^2/m^2$, on considère que le peuplement est fermé (Bréda 1999) ;
 - Type et grosseur des troncs ;
 - La structure du peuplement à travers la densité des tiges ;
 - de la saison...

A partir de différentes synthèses (voir *chapitre III*), il apparaît que l'interception I_n varie de **25 à 45%** pour les **résineux** et de **15 à 30%** pour les **feuillus**. L'interception est considérée comme constante au cours de l'année pour les résineux. Pour les feuillus, elle peut être réduite pendant la période d'expansion des feuilles et de sénescence. Pour le calcul d'un bilan hydrique dans le cas d'un peuplement de hêtre, on retranchera, par exemple, 20% aux totaux pluviométriques mensuels pour estimer l'eau disponible pour les arbres.

Il est également important de rappeler que l'intensité des pluies incidentes joue un rôle essentiel. Des pluies incidentes de moins de 1 mm pour les feuillus et de 2 mm pour les résineux sont totalement interceptées et n'arrivent jamais au sol. Par exemple, une pluie de 2 mm par jour sur 30 jours correspond à un total de 60 mm de pluie hors couvert mais à « aucune » pluie utile pour la forêt... l'eau étant totalement interceptée par les feuilles !

La surface foliaire agit non seulement sur l'interception mais gouverne également la transpiration du couvert (voir plus loin). C'est un élément essentiel du bilan hydrique. Pour des conditions climatiques équivalentes, l'intensité d'un stress hydrique est fortement modulée selon la valeur de l'indice foliaire. Dans une analyse de sensibilité d'un modèle de bilan hydrique, Rambal (1984) montre qu'une diminution du LAI se traduit par une nette diminution du nombre de jours secs (figure ci-dessous).



7.2. Les sorties

Elles correspondent à l'eau sortant dans le système par **drainage D** superficiel et profond dans le sol hors de la zone d'exploitation des racines, au **ruissellement R** sur les pentes, à l'**évapotranspiration** qui associe la **transpiration Tr** du couvert et l'**évaporation Ev** de surface. L'essentiel dans les sorties est l'estimation de l'évapotranspiration (voir plus loin).

7.3. Les stocks d'eau

Ils correspondent essentiellement au stock du sol que l'on peut estimer à travers **le calcul de la réserve utile maximale en eau (RUM)**. La réserve utile en eau est un paramètre **essentiel** du modèle car, reflétant la capacité du sol à stocker l'eau, elle conditionne, en grande partie, la capacité de résistance des arbres à des réductions de précipitations et à des sécheresses pendant la saison de croissance.

La détermination et les caractéristiques de chaque horizon reposent sur différents principes (voir cours de pédologie). La profondeur de chaque horizon est définie à partir des descriptions pédologiques des sols et de l'enracinement observé à chaque niveau (densité et taille des racines). Pour chaque horizon, la réserve utile maximale potentielle en eau (RUM) a été estimée à partir des coefficients (T) de réserve potentielle en eau associés à chaque texture, des charges en éléments grossiers (CC) et de l'épaisseur de la couche de sol correspondante (E en cm).

$$RUM_h = T \times E \times \left[\frac{100 - CC}{100} \right]$$

Par exemple, les valeurs du coefficient T pour chaque classe de texture peuvent être obtenues à partir du triangle de Jamagne (Baize 1988)

Texture	S	SL	SA	LIS	LS	LmS	LSA	LAS	LI	Lm	LA	AS	A	AL	Alo
Coef T	0.70	1.00	1.35	1.20	1.45	1.60	1.65	1.75	1.30	1.75	1.95	1.70	1.75	1.80	1.65

Par exemple :

Horizon 1 : E=35 cm, LS=1.45 et CC=10%

$$RUM_1 = 1,45 \times 35 \times \left[\frac{100 - 10}{100} \right] = 45,7mm$$

Horizon 2 : E=70 cm, AS=1.70 et CC=25%

$$RUM_2 = 1,70 \times 70 \times \left[\frac{100 - 25}{100} \right] = 89,2mm$$

Le sol a une réserve utile maximale potentielle en eau de :

$$RUM_{totale} = 45,7 + 89,2 = 134,9 = 135mm$$

Cette RUM correspond à l'eau potentiellement disponible. Cette RUM se décompose en une RUF ou réserve utile facilement utilisable et une RUS ou réserve utile de survie. La RUF correspond à 60% de la RUM (ici RUF = 0,6 x 135 = 81 mm) (Granier *et al.* 1995). La RUS correspond à 40% de la RUM (ici = 54 mm). Ces valeurs sont importantes à considérer car elle conditionne l'estimation de l'ETR (voir plus loin).

7.4. Principe de calcul d'un bilan hydrique forestier

Un bilan hydrique permet de suivre l'évolution dans le temps de la réserve utile en eau du sol. La variation du contenu est donc la différence entre les entrées et les sorties :

$$\Delta RU = Pu - D +/- R - ETR$$

ΔRU = Variation de la réserve hydrique du sol sur la période considérée

ETR = évapotranspiration réelle

Pu = pluie utile ($P_i - I_n + E_t$)

D = Drainage

R = Ruissellement

Les méthodes de calcul du bilan hydrique sont nombreuses et dépendent de l'échelle spatiale et temporelle considérée. Les modèles les plus complexes utilisent des données journalières et estiment le bilan à une échelle fine (Granier *et al.* 1999). Pour le forestier de terrain, ces modèles ne sont pas applicables d'une façon simple.

Les deux modèles présentés ici sont largement utilisés car ils utilisent des données mensuelles facilement accessibles et mettent en jeu des calculs aisés. Il s'agit de la méthode de Palmer et de la méthode de Thornthwaite.

Calcul du bilan hydrique selon la méthode de Palmer (1965)
Définitions des indices de sévérité de sécheresse
(Palmer Drought Severity Index, PDSI)

I. Calcul du bilan hydrique

La méthode de Palmer commence par le calcul d'un bilan hydrique (à l'échelle mensuelle ou hebdomadaire) en utilisant des données de température et de précipitation. **Le calcul permet donc de suivre l'évolution temporelle du contenu en eau du sol c'est-à-dire les phénomènes de vidage et de recharge en eau des différentes couches du sol.**

Le sol est considéré comme ayant deux couches avec des capacités de rétention en eau différentes. Dans son article original, Palmer (1965) divise le sol en une couche de surface (surface layer) représentant environ 25 mm de la capacité totale de stockage et une couche profonde (underlying layer) contenant le reste. La réserve utile maximale en eau du sol (**AWC = Available Water Content** en mm = RUM : Réserve Utile Maximale en eau du sol en mm) est donc la somme de la réserve utile du premier horizon (**S_s = Storage of the superficial layer**) et de l'horizon profond (**S_u = Storage of the underlying layer**) quand les deux horizons sont à leur capacité maximale. Si, pour un mois donné, les deux horizons sont à la capacité au champ, alors on aura $S_s = S_{smax}$ et $S_u = S_{umax}$. Quand le sol se vide, alors on aura $0 \leq S_s < S_{smax}$ et $0 \leq S_u < S_{umax}$. Au cours du temps, les valeurs de S_s et S_u varient donc selon l'épuisement des réserves en eau. Ces deux valeurs témoignent donc de l'état des réserves **au début** de chaque période de calcul (le mois généralement). Dans le calcul, l'eau de la couche profonde ne peut pas être prélevée tant que l'horizon de surface n'est pas totalement vide. D'une façon analogue, en période de recharge, on ne peut pas recharger le second horizon si le premier n'est pas à sa capacité maximale.

Les modèles récents de bilan hydrique fondés sur la prise en compte des processus écophysologiques de régulation du fonctionnement des écosystèmes ont montré que la régulation des pertes en eau correspondait à certains seuils de contenu en eau du sol. Ainsi, le compartiment sol peut être divisé en deux couches. Une couche dans laquelle l'eau est facilement utilisable

(RUF = réserve utile facilement utilisable = **S_s**) et une seconde dans laquelle les prélèvements sont difficiles (RUS = réserve utile de survie = **S_u**). Cette RUS correspond à 40% de la RUM. Dans le processus de modélisation, le sol sera donc divisé en deux couches : une couche superficielle correspondant à 60% de la RUM et une couche profonde correspondant à 40% (Granier et al. 1999).

L'évapotranspiration potentielle (**PE, Potential Evapotranspiration = ETP**) est généralement calculée à partir de la formule de Thornthwaite (1948). On sait cependant que la formule de Turc est plus précise car elle intègre des données de rayonnement (Lebourgeois et Piedallu, RFF, 2005). L'ETP Turc devra être utilisée de préférence.

Les variations du stock d'eau des deux couches (**$\Delta S_s = L_s$ et $\Delta S_u = L_u$; L pour Loss**) dépendent de l'ETP, P, AWC et de l'état des réserves dans les deux couches S_s et S_u . Le but est de calculer l'**EvapoTranspiration Réelle (ET ou ETR)**.

La procédure de calcul est la suivante.

Il faut toujours commencer par comparer P et ETP.

Pour un mois donné n,

- **Si $P \geq ETP$ alors**
 - $\Delta S_s = \min [(S_{smax} - S_{s(n-1)}) \text{ où } (P - ETP)]$ avec $0 < \Delta S_s \leq S_{smax}$
 - si $S_{u(n-1)} = S_{umax}$ alors $\Delta S_u = 0$
 - si $S_{u(n-1)} < S_{umax}$ alors $\Delta S_u = \min [(S_{uma} - S_{u(n-1)}) \text{ où } \{(P - ETP) - \Delta S_s\}]$. Ce test permet de vérifier que l'on ne peut pas dépasser la valeur maximale du contenu en eau du second horizon. La recharge est donc limitée à la valeur de S_{umax} . Le reste part en drainage
 - $RO = P - ETP - \Delta S_s - \Delta S_u$. Le drainage (**RO, RunOff**) a lieu quand les deux couches sont ou reviennent à leur capacité maximale
 - $L = 0$
 - $ETR = ETP$. Dans son calcul initial, Palmer considère l'égalité entre les deux valeurs pour ces conditions. Cependant, pour tenir compte des résistances diverses au transfert de l'eau, il est tout à fait envisageable de prendre en compte un coefficient

de réduction de 0.7 à 0.9. de l'ETP. Ainsi, on pourrait considérer que $ETR = 0.8 ETP$

- $S_s = \max [S_{s(n-1)} \text{ où } (S_{s(n-1)} + \Delta S_s)]$
- $S_u = \max [S_{u(n-1)} \text{ où } (S_{u(n-1)} + \Delta S_u)]$
- S_s et S_u ne peuvent évidemment pas dépasser S_{smax} et S_{umax}
- $S = S_s + S_u$

• **Si $P < ETP$ alors**

- $\Delta S_s = \min [S_{s(n-1)} \text{ où } (ETP-P)] < 0$
- $\Delta S_u = [(P + |\Delta S_s| - ETP) \times [S_{u(n-1)} / AWC]; \Delta S_u \leq S_{u(n-1)}$
- $L = |\Delta S_u| + |\Delta S_s|$
- $ETR = L + P$
- $RO = 0$
- $S_s = [S_{s(n-1)} - |\Delta S_s|]$
- $S_u = [S_{u(n-1)} - |\Delta S_u|]$
- $S = S_s + S_u$

A part le bilan hydrique, la méthode de Palmer calcule trois autres termes : la recharge potentielle (**Potential Recharge, PR**), le déficit potentiel (**Potential Loss, PL**) et le drainage potentiel (**Potential RunOff, PRO**).

- Pour un mois n , la **recharge potentielle PR** est définie comme la somme d'humidité nécessaire pour retourner à la capacité maximale de rétention en eau du sol. La formule de calcul est la suivante :

$$PR = AWC - S_{(n-1)}$$

- Pour un mois n , le **déficit potentiel PL** est défini comme la somme d'humidité qui **pourrait être** perdue par le sol par évapotranspiration en absence de précipitation.

$$\begin{aligned} PL &= PL_s + PL_u \\ PL_s &= \min (S_{s(n-1)}, PE) \\ PL_u &= [(PE - PL_s) - L_s] \times [S_{u(n-1)} / AWC], \\ PL_u &\leq S_u \end{aligned}$$

- Pour un mois n , le **drainage potentiel** est défini comme les pluies potentielles moins la recharge potentielle. Palmer (1965) assimile ces pluies potentielles à la capacité maximale de rétention en eau du sol AWC. Dans ces travaux initiaux, Palmer reconnaît que cette approche est très arbitraire. Il a suggéré par la suite que, pour un mois donné, les pluies potentielles pourraient être le triple des valeurs moyennes observées pour le mois. Cette

approche est encore arbitraire mais montre bien l'indépendance entre ces pluies et AWC.

$$PRO = AWC - PR = (S_s + S_u)$$

II. Calcul des valeurs de PDSI

1. Calcul des coefficients $\alpha, \beta, \gamma, \delta$

Les valeurs potentielles, PE, PR, PL et PRO sont utilisées pour calculer quatre coefficients qui sont **dépendants du climat de la région étudiée**. Ces coefficients sont calculés à partir des valeurs **moyennes** (symbole * dans la suite du texte) pour chacun des 12 mois sur la période considérée. Ainsi, si les données sont disponibles sur la période 1950-2000, les moyennes pour chacun des 12 mois seront calculées sur 51 années.

Ainsi, pour chaque mois ($i=1$ à 12),

$$\begin{aligned} \alpha_i &= ET_i^* / PE_i^* \\ \beta_i &= R_i^* / PR_i^* \\ \gamma_i &= RO_i^* / PRO_i^* \\ \delta_i &= L_i^* / PL_i^* \end{aligned}$$

2. Calcul des différences d

Ces coefficients sont utilisés pour calculer les différences d pour chaque mois entre les précipitations réelles P et les précipitations P^* (Climatically Appropriate For Existing Conditions precipitation, CAFEC precipitation). La différence d peut être considérée comme un écart d'humidité par rapport à la normale.

Ainsi, pour chaque mois de chaque année de la période considérée, la formule est :

$$\begin{aligned} d &= P - P^* \\ \Rightarrow d &= P - \alpha_j PE + \beta_j PR + \gamma_j PRO - \delta_j PL \end{aligned}$$

La définition de P^* est identique à un bilan hydrique simple pour lequel les précipitations sont égales à l'évapotranspiration plus le drainage (et la recharge en eau) plus ou moins les variations du contenu en eau du sol.

3. Calcul de l'indice d'écart d'humidité Z

Etant donné que ces écarts sont destinés à être comparés pour des localités différentes et

pour tous les mois de toutes les années disponibles, il est indispensable de les standardiser. Les écarts sont donc pondérés par un indice Z. Cet indice Z exprime donc un écart relatif pour chaque mois par rapport aux

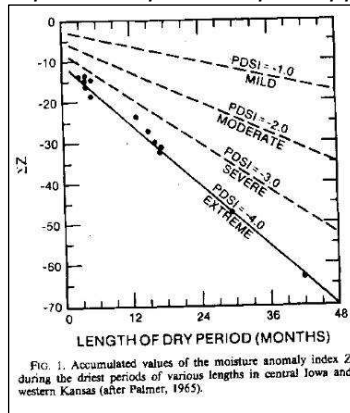


FIG. 1. Accumulated values of the moisture anomaly index Z during the driest periods of various lengths in central Iowa and western Kansas (after Palmer, 1965).

conditions moyennes pour ce mois dans la situation climatique étudiée (=localité géographique).

Cet indice Z (moisture anomaly index, Z) est défini comme :

$$Z = K_i^* \cdot d$$

K_i est un facteur de pondération défini pour chaque mois de chaque année sur la période considérée ($i = 1$ à 12 mois). Sa formule est :

$$K_i = (17.67 \times K_i^*) / [\sum_{(i=1 \text{ à } 12)} (D_i^* \times K_i^*)]$$

- $K_i^* = 1.5 \times \log_{10} [(T_i^* + 2.8) / D_i^*] + 0.5$

$$\Rightarrow T_i^* = (PE_i^* + R_i^* + RO_i^*) / (P_i^* + L_i^*)$$

T est une mesure du rapport entre la demande et l'offre d'humidité

$\Rightarrow D_i^* =$ moyenne des valeurs absolues de d calculées sur toute la période considéré. Une valeur moyenne pour chaque mois ($i = 1$ à 12).

Selon la xéricité du mois, Z peut être négatif (mois secs) ou positif (mois humides). L'amplitude de variation est généralement de -4 à +4.

4. Calculs des PDSI

Par la suite, il est possible de cumuler ces valeurs de Z sur différentes périodes (par exemple la période estivale) (voir figure 1 issue de Palmer 1965). Palmer a cumulé ces valeurs pour les périodes sèches dans 13 localités de l'Iowa et du Kansas. Palmer a observé une relation linéaire entre la somme des Z et la durée en mois de la période sèche.

Il a défini ces périodes sèches comme des sécheresses extrêmes en leur assignant arbitrairement une valeur de PDSI de -4.

Il a ensuite défini arbitrairement d'autres niveaux de xéricité. Le même raisonnement a été appliqué pour les conditions humides. In fine, Palmer a défini 11 types de conditions d'aridité selon les valeurs de PDSI (tableau ci-dessous).

TABLE 1. Classification of recent weather according to PDSI (X).

X	Class
≥ 4.00	Extremely wet
3.00 to 3.99	Very wet
2.00 to 2.99	Moderately wet
1.00 to 1.99	Slightly wet
0.50 to 0.99	Incipient wet spell
0.49 to -0.49	Near normal
-0.50 to -0.99	Incipient drought
-1.00 to -1.99	Mild drought
-2.00 to -2.99	Moderate drought
-3.00 to -3.99	Severe drought
≤ -4.00	Extreme drought

A partir de là, il est possible de calculer les valeurs de PDSI pour chaque mois sur la période étudiée. La formule est ($i = 1$ à 12) :

$$PDSI_i = 0.897 \times PDSI_{i-1} + 1/3 \times Z_i$$

Pour le premier mois de la première année
 $PDSI_i = 1/3 \times Z_i$

Après ces calculs mensuels, Palmer (1965) a été confronté au problème d'estimation du début et de la fin de la sécheresse (et d'une façon analogue au début et à la fin d'une période humide). En utilisant l'équation ci-dessus, il est possible d'obtenir une valeur cumulée de PDSI proche de zéro avec des alternances de courtes périodes humides, très sèches ou proches de la normale. On ne sait pas alors précisément la fin de la période sèche.

C'est pour répondre à la question à partir de quand doit-on considérer que la sécheresse débute, s'arrête ou est « constituée » que Palmer (1965) a imaginé d'autres indices.

5. Calcul des « pourcentages de probabilités » (percentage probability)

L'idée de Palmer a été de séparer les valeurs de PDSI en trois classes :

- $PDSI_1$ = indice de sévérité pour une période humide en cours d'établissement. Les valeurs sont toujours > 0 . On considère que la période est humide dès que l'on a des valeurs $PDSI_1 \geq 1$ après la fin d'une période définie comme sèche ou humide. Pour cette période $PDSI_1 = PDSI_3$;
- $PDSI_2$ = indice de sévérité pour une période sèche en cours d'établissement. Les valeurs sont toujours < 0 . On considère que la période est sèche dès que l'on a des valeurs $PDSI_2 \leq -1$ après la fin d'une période définie comme sèche ou humide. Pour cette période $PDSI_2 = PDSI_3$;
- $PDSI_3$ = indice de sévérité pour toute période sèche ou humide qui étaient établies. La fin d'une période humide ou sèche correspond à des indices proches de zéro c'est-à-dire entre -0.5 et +0.5. A cette période, $PDSI_3$ est nul.

La fin d'une période sèche est supposée arriver quand $PDSI_i \geq PDSI_{i-1}$ avec :

$$PDSI_{e_i} = -2.691 \times PDSI_{3(i-1)} - 1.5$$

Cette valeur représente l'humidité nécessaire pour réduire la sévérité d'une sécheresse établie de -0.5 pour un mois donné.

La fin d'une période humide est supposée arriver quand $PDSI_i \leq PDSI_{i-1}$ avec :

$$PDSI_{e_i} = -2.691 \times PDSI_{3(i-1)} + 1.5$$

Cette valeur représente l'humidité nécessaire pour augmenter l'humidité de +0.5 pour un mois donné.

A partir de là, Palmer calcule une valeur P_e qui peut être considérée comme un pourcentage de probabilité qu'une sécheresse (ou une période humide) est terminée. Il ne s'agit pas d'une véritable probabilité mais plutôt d'une mesure de l'humidité nécessaire pour mettre fin à une période de sécheresse ou humide.

$$P_e = \left[\frac{\sum_{(j=0 \text{ à } j)} U_{(i-j)}}{PDSI_{e_i} + \sum_{(j=1 \text{ à } j)} U_{(i-j)}} \right] \times 100$$

Dans le cas d'une sécheresse établie, Palmer (1965) note qu'une valeur de $PDSI_e$ de -0.15 maintiendrait un index de -0.5 de mois en mois. Ainsi, toute valeur ≥ -0.15 devrait aboutir à la fin d'une sécheresse. Il a ainsi défini la valeur $U_{(i)}$ comme :
 $U_{(i)} = PDSI_{e_i} + 0.15$

Après l'établissement d'une sécheresse ($PDSI \leq -1$), l'équation précédente est appliquée au premier mois présentant une valeur $PDSI_{e_i} \geq -0.15$ et successivement pour les mois suivants jusqu'à ce que P_e soit égal à 0 ou à 100. Le paramètre j° correspond au nombre de valeurs successives de $U_{(i)}$ calculées avant le mois courant. La même procédure est appliquée pour une période humide mais avec : $U_{(i)} = PDSI_{e_i} - 0.15$.

6. Quelques critiques de la méthode

- utilisation de ETP Thornthwaite.
- le calcul suppose que la capacité de rétention en eau du sol est indépendante des variations saisonnières ou annuelles du couvert végétal et du développement racinaire.
- Quand $P \geq PE$ alors l'évapotranspiration réelle (ET) est égale à PE. Ce modèle suppose que c'est vrai pour tout le mois ce qui est erroné dans la réalité.
- Quand $P < PE$ et que le contenu en eau du sol diminue, alors le modèle suppose que ET est une fonction du contenu en eau du sol qui reste. Le type de relation entre PE et ET peut être considérée linéaire (Thornthwaite et Matter, 1955). Palmer (1965) considère que c'est une fraction de EP.
- Palmer fixe arbitrairement la valeur de 25 mm pour la première couche.
- Le drainage calculé par Palmer inclut la recharge du sol et le drainage superficiel. Aucun arrière effet n'est considéré dans le modèle.
- Le modèle de Palmer est un modèle de type seuil qui suppose qu'aucun drainage n'a lieu si les deux couches ne sont pas à la capacité au champ.
- Concernant les valeurs de PDSI, Palmer a fixé arbitrairement des

valeurs de -4 comme étant des sécheresses extrêmes.

III. Bibliographie

- Alley, W.M.** 1984. The Palmer Drought Severity Index: Limitations and Assumptions. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, 1100-1109.
- Karl, T.R.** 1983. Some spatial characteristics of drought duration in the United States. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22, 1356-1366.
- Karl, T.R.** 1985. The sensitivity of the Palmer Drought Severity Index and Palmer's Z-Index to their calibration coefficients including potential evapotranspiration. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25, 77-86.
- Palmer, W.C.** 1965. Meteorological drought. Office of Climatology, Research paper n°45, Weather Bureau, Washington, D.C., 58 pages
- Wells, N., Goddard, S., Hayes, M.J.**, 2004. A self-calibrating palmer drought severity index. *Journal of Climate*, 17, 2335-2351.

CALCULS DES VARIABLES DE BASE DU BILAN HYDRIQUE

1. Etat du sol en janvier 2002

On considère que les deux couches sont à la capacité au champ c'est-à-dire que **Ss** et **Su** ont une valeur respectivement de 60 et 40 pour une valeur de **AWC** de 100.

2. Calcul en janvier 2002

P > ETP (44 > 5). Quel est l'état du contenu en eau des deux couches ? Pour le premier horizon Ss, on sait qu'il est rempli au maximum au début de janvier 2002. Il a donc une valeur de 60. Les pluies P étant supérieures à l'ETP, il n'est pas utile de puiser dans le sol pour répondre à la demande. Ainsi, la variation du stock d'eau en janvier pour l'horizon superficiel est nulle **ΔSs = 0**. Etant donné que l'on n'a pas puisé dans le premier horizon, la variation du stock dans le second horizon est également nulle. **C'est un principe de base du calcul de Palmer : on ne puisé dans le second horizon que si le premier est vide.** Ainsi, **ΔSu = 0**. A partir de **ΔSs** et **ΔSu**, on peut estimer **L** (loss), c'est-à-dire les pertes en eau des deux horizons. C'est la perte en eau du système pour le mois n. L est donc la somme en valeur absolue des pertes des deux couches **quand les valeurs de ΔSs et ΔSu sont négatives**. Ici L=0.

$$L = | \Delta Ss | + | \Delta Su |$$

P > ETP et **L = 0** alors **ETR = ETP** donc 5. Le drainage RO est égal à $(P - ETP - \Delta S_s - \Delta S_u)$ donc $(44-5-0-0) = 39$. **A la fin du mois**, on n'a pas puisé dans le sol donc les valeurs de Ss, Su sont maximales avec des valeurs de 60 et 40. Les variations **ΔSs** et **ΔSu** utilisables pour le mois suivants (février) sont nulles. On repart en février avec une situation maximale équivalente à celle de janvier.

3. Calcul en février 2002

P > ETP (135-22). Le raisonnement est le même que pour janvier.

4. Calcul en mars 2002

P > ETP (61-35). Le raisonnement est le même que pour février.

5. Calcul en avril 2002... on commence à vider le premier horizon

$$P < ETP = 35 - 60 = -25$$

Evolution du contenu en eau des deux horizons :

Etant donné qu'au mois de mars Ss était remplie et égale à 60, on peut effectivement puiser dans cet horizon (et ceci pour un maximum de 60). La variation du stock d'eau en avril dans cet horizon est donc de $\Delta Ss = (P - ETP) = -25$. Il reste donc à la fin du mois d'avril dans cet horizon superficiel : $Ss = (60-25) = 35$. Le premier horizon se vide mais aucun prélèvement n'est effectué dans le second. Ainsi, $\Delta Su = 0$ et le second compartiment est donc rempli à son maximum fin avril : $Su = 40$. Fin avril, il reste donc dans le sol $S = 35 + 40 = 75$. Le sol commence à se vider et les pertes L sont donc de $|\Delta Ss| + |\Delta Su| = 25 + 0 = 25$.

Estimation de l'ETR :

L'ETR est une fonction des pluies qui arrivent et de la capacité du sol à fournir l'eau demandée c'est-à-dire des variations du stock. Ici $l'ETR = L + P$ d'où $ETR = 25 + 35 = 60$. Ici la demande a été satisfaite car le sol était à sa capacité maximale. Ceci a compensé le manque de pluies.

Estimation du drainage :

Le drainage RO est égal à 0 car $P < ETP$

6. Calcul en mai 2002... on commence à vider le second horizon

$$P < ETP = 49-90 = -41$$

Evolution du contenu en eau des deux horizons :

Il reste 35 mm à prélever dans le premier horizon. Le premier horizon sera donc vide à la fin du mois ($\Delta Ss = -35$ et $Ss = 0$). **Comme le premier horizon est vide, il faut prélever dans le second.** Ce que l'on peut prélever dans le second horizon est une fraction qui dépend de l'état de Su et de S. Ainsi, ce qui est prélevé ΔSu est donné par la formule suivante :

$$\Delta Su = (P + |\Delta Ss| - ETP) \times Su/S \Rightarrow$$

$$\Delta Su = (49 + 35 - 90) \times 40/100 = -2.4$$

L sera donc égal à $(35) + (2.4) = 37.4$. A la fin du mois de mai, Ss sera nul et Su sera de $40 - 2.4 = 37.6$ et S sera donc $0 +$

$37.6 = 37.6$. **A la fin du mois de mai**, le sol contient donc seulement 37.6 au lieu des 100 initiaux.

L'ETR en mai sera égale à 49 des pluies plus les 37.4 des variations du stock d'eau = 86.4. Le drainage RO sera évidemment nul. Pour la première fois, il y a donc un déficit d'évaporation de $90 - 86.4 = 3.6$

7. Calcul en juin 2002

$$P < ETP = 24 - 115 = -91$$

Evolution du contenu en eau des deux horizons :

Comme le premier horizon est vide, il faut prélever dans le second. Ce que l'on peut prélever dans le second horizon est une fraction qui dépend de l'état de Su et de S. Ainsi, ce qui est prélevé ΔSu est donné par la formule suivante :

$$\Delta Su = (P + |\Delta Ss| - ETP) \times Su/S \Rightarrow$$

$$\Delta Su = (24 + 0 - 115) \times 37.6/100 = -34.2$$

L sera donc égal à $(0) + (34.2) = 34.2$. A la fin du mois de juin, Ss sera nul et Su sera de $37.6 - 34.2 = 3.4$ et S sera donc $0 + 3.4 = 3.4$.

A la fin du mois de juin, le sol contient donc seulement 3.4 mm au lieu des 100 initiaux.

L'ETR en juin sera égale à 24 des pluies plus les 34.2 des variations du stock d'eau = 58.2. Le drainage RO sera évidemment nul. Il y a donc un déficit d'évaporation de $115 - 58.2 = 56.8$

8. Calcul de juillet à septembre... même principe que juin

9. Calcul en octobre 2002.... Les pluies redeviennent supérieures à l'ETP. On recharge les horizons

$P > ETP \Rightarrow 88 - 37 = +51$. Ces 51 en « excès » vont servir à remplir les horizons. Ces 51 mm vont servir à remplir le premier horizon. Ainsi, la variation $\Delta Ss = +51$. A la fin du mois, le contenu du premier horizon est donc de $Ss = 51$ mm au lieu de 0. Le contenu en eau du second horizon Su reste à 1. S est donc $51 + 1 = 52$. Le drainage RO est nul car l'excédent de pluies sert à recharger le premier horizon. Le déficit d'évaporation est nul.

10. Calcul en novembre 2002

$P > ETP \Rightarrow 124 - 21 = +103$. 9 vont servir à finir de remplir le premier horizon. $\Delta S_s = +9$ et $S_s = 60$ mm au lieu de 51. Il reste 94 mm dont 39 vont être utilisés pour recharger complètement le second horizon. Le contenu en eau du second horizon S_u revient donc à 40 en fin du mois. Le drainage RO correspond à la différence $103 - 9 - 39 = 55$. Le déficit d'évaporation est nul.

11. Calcul en décembre 2002

Même principe que janvier...

MÊMES PRINCIPES POUR LES ANNÉES 2003 ET 2004**CALCULS DES VARIABLES SUP.**

12. A chaque pas, il est possible de calculer le **déficit d'évaporation (DE)** qui est la différence entre la demande climatique (ETP) et la fourniture par le système (ETR). Des conditions contraignantes aboutissent à des déficits d'évaporation important

13. La valeur R correspond à la recharge du sol après des épisodes pendant lesquels le sol se vidait. Il correspond aux valeurs de ΔS_s et ΔS_u supérieures à zéro.

14. Il est possible de calculer, pour chaque mois (n), des conditions potentielles maximales qui pourraient se produire selon différentes hypothèses. Ces valeurs indiquent **des états potentiels** par rapport aux conditions réelles observées.

a. La valeur **PR** correspond à la **recharge potentielle** (Potential Recharge). Cette valeur PR est définie, pour chaque début du mois, comme **la somme d'humidité nécessaire pour que le sol soit à sa capacité maximale** (ici AWC de 100). Ainsi, pour le mois n, $PR(n) = AWC - S(n-1)$.

b. La valeur de **PL** correspond aux **pertes potentielles**

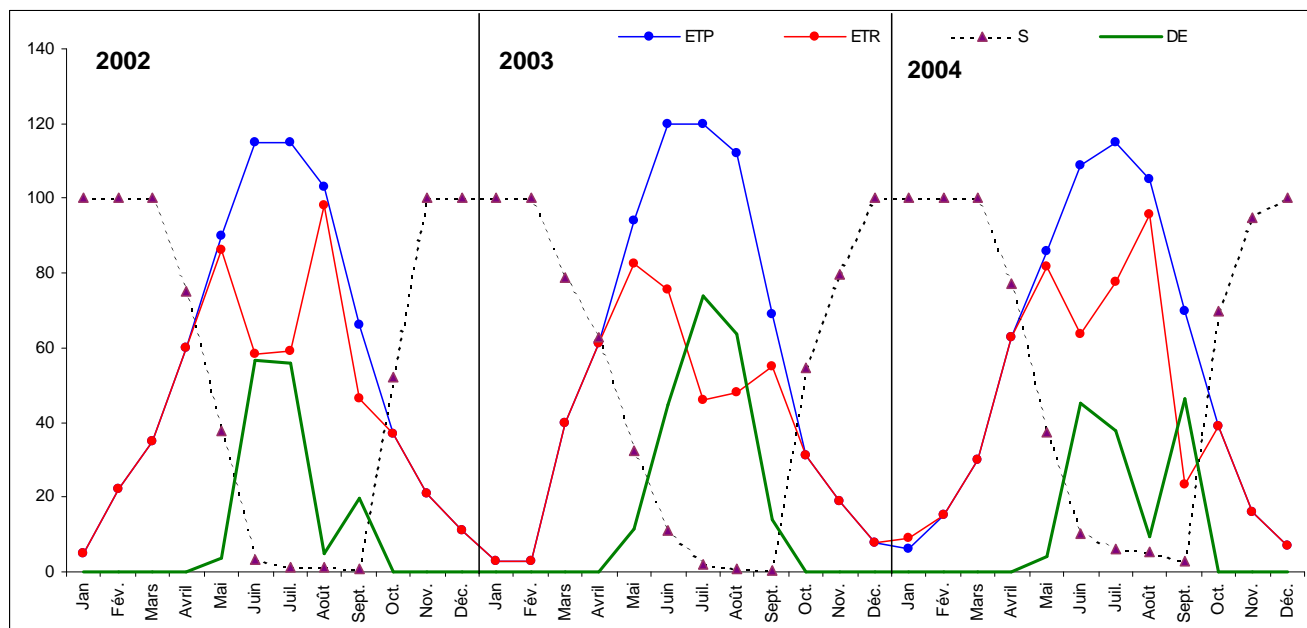
(Potential Losses) **du sol dans le cas de précipitations nulles**. L'hypothèse est que, pour la période considérée, l'ETP et les conditions d'humidité de sol sont équivalentes à celles observées. La perte potentielle PL d'un mois n est estimée par rapport aux pertes potentielles des deux horizons s et u d'où, $PL = PLS + PLu$

- i. $PLs(n) = \text{le plus petit de } ETP(n) \text{ où } Ss(n-1)$
- ii. $PLu(n) = (ETP_{(n)} - PLS_{(n)}) \times (Su_{(n-1)} / AWC) \dots$ PLu est calculée seulement si le premier horizon se vide.

COMMENTAIRES SUR LE BILAN HYDRIQUE DES ANNEES 2002 À 2004

La figure ci-dessous présente l'évolution temporelle des principaux paramètres du bilan hydrique c'est-à-dire l'ETP, l'ETR, le DE et l'état de la réserve utile S. Le contenu en eau du sol commence à diminuer à partir d'avril 2002 et le sol ne retrouvera sa capacité au champ qu'au mois de novembre.

En 2002, le DE est observé pendant 5 mois avec une réserve qui n'est plus à sa capacité au champ pendant 7 mois (avril à octobre). Le rapport ETR/ETP est égal à 79% ce qui signifie que près de 80% de la demande a été satisfaite. Les pluies de fin d'année ont permis de reconstituer la réserve. Ainsi, en 2003, on repart avec un sol à la capacité au champ. En 2003, le sol se vide dès mars avec une recharge complète seulement au mois de décembre. Là encore, 5 mois de DE et un sol qui n'est plus à sa capacité au champ pendant 7 mois. L'année ayant été chaude et sèche, le DE est plus important avec seulement 69% de la demande satisfaite. Il est à noter que le sol a été quasiment vide pendant 3 mois. En 2004, le même schéma est observé avec cependant un DE plus faible et 79% de la demande satisfaite. Il est à noter que grâce aux fortes pluies du mois d'août, le DE a été limité (voir le creux sur la figure).



Exemple d'un calcul du bilan hydrique selon Palmer (1965)

Nous allons calculer le bilan hydrique sur la période 2002 à 2004 à partir des données de la station de Nancy-Tomblaine. Les données de T sont exprimées en °C, l'ETP a été calculée avec la formule de Turc. Les deux couches de sols ont une capacité maximale respectivement de 60 mm (couche de surface, Ss) et 40 mm (couche profonde, Su) pour un total de 100 mm (=AWC). A chaque pas, il faut comparer P, ETP, et les pertes en eau des deux couches de sol (L). L'estimation de l'ETR sera fonction de ces comparaisons. A partir de là, on pourra calculer les drainages, estimer les variations des contenus en eau des deux couches, l'état des réserves pour le mois suivant, les périodes de recharge (R = somme des variations des contenus en eau du sol quand ces valeurs sont positives)... 8 variables sont indispensables au calcul de bilan hydrique. Les 4 autres variables des colonnes de droite sont utiles pour les calculs ultérieurs des PDSI (voir explications à la fin de la présentation de la méthodologie de calcul).

	T (°C)	P (mm)	ETP (mm)	ΔS_s 1 (Ls)	ΔS_u 2 (Lu)	ETR L+P ou ETP	L 1+2 si 1 et/ou 2 < 0	RO	Ss	Su	S	DE (ETP- ETR)	R 1+2 si 1 et/ou 2 > 0	PR = AW C - S(n- 1)	PL	
	Variables d'entrée			Variables de base estimées lors du calcul de bilan hydrique								Variables supplémentaires				
										60	40	100				
déc 2002																
Jan	1.5	44	5	0	0	5	0	39	60	40	100	0	0	0	5	
Fév.	7.2	135	22	0	0	22	0	113	60	40	100	0	0	0	22	
Mars	6.9	61	35	0	0	35	0	26	60	40	100	0	0	0	35	
Avril	9.6	35	60	-25	0	60	25	0	35	40	75	0	0	0	60	
Mai	13.8	49	90	-35	-2.4	86.4	37.4	0	0	37.6	37.6	3.6	0	25	57	
Juin	19.4	24	115	0	-34.2	58.2	34.2	0	0	3.4	3.4	56.8	0	62.4	43.2	
Juil.	19.0	57	115	0	-2	59	2	0	0	1.4	1.4	56	0	96.6	3.9	
Août	19.3	98	103	0	-0.07	98.07	0.07	0	0	1.33	1.33	5	0	98.6	1.4	
Sept.	14.6	46	66	0	-0.3	46.3	0.3	0	0	1	1	19.7	0	98.7	0.9	
Oct.	11.2	88	37	51	0	37	0	0	51	1	52	0	51	99	0.4	
Nov.	8.5	124	21	9	39	21	0	55	60	40	100	0	48	48	21	
Déc.	5.1	71	11	0	0	11	0	60	60	40	100	0	0	0	11	
2003																
Jan	0.9	79	3	0	0	3	0	76	60	40	100	0	0	0	3	
Fév.	0.7	20	3	0	0	3	0	17	60	40	100	0	0	0	3	
Mars	8.4	19	40	-21	0	40	21	0	39	40	79	0	0	0	40	
Avril	9.8	45	61	-16	0	61	16	0	23	40	63	0	0	21	47.8	
Mai	15.0	52	94	-23	-7.6	82.6	30.6	0	0	32.4	32.4	11.4	0	37	51.4	
Juin	21.8	54	120	0	-21.4	75.4	21.4	0	0	11	11	44.6	0	67.6	39	
Juil.	21.0	37	120	0	9.1	46.1	9.1	0	0	1.9	1.9	73.9	0	89	13	
Août	23.7	47	112	0	-1.2	48.2	1.2	0	0	0.7	0.7	63.8	0	98.1	2.1	
Sept.	15.6	55	69	0	-0.1	55.1	0.1	0	0	0.6	0.6	13.9	0	99.3	0.5	
Oct.	8.5	85	31	54	0	31	0	0	54	0.6	54.6	0	54	99.4	0.2	
Nov.	7.6	44	19	6	19	19	0	0	60	19.6	79.6	0	25	45.4	19	
Déc.	3.3	32	8	0	20.4	8	0	3.6	60	40	100	0	20.4	20.4	8	
2004																
Jan	2	138	6	0	0	9	0	132	60	40	100	0	0	0	6	
Fév.	4	28	15	0	0	15	0	13	60	40	100	0	0	0	15	
Mars	6	32	30	0	0	30	0	2	60	40	100	0	0	0	30	
Avril	10	40	63	-23	0	63	23	0	37	40	77	0	0	0	60	
Mai	12	42	86	-37	-2.8	81.8	39.8	0	0	37.2	37.2	4.2	0	23	57	

Juin	17	37	109
Juil.	19	73	115
Août	20	95	105
Sept.	16	21	70
Oct.	12	106	39
Nov.	6	41	16
Déc.	3	74	7

0	-26.8	63.8	26.8	0	0	10.4	10.4
0	-4.4	77.4	4.4	0	0	6	6
0	-0.6	95.6	0.6	0	0	5.4	5.4
0	-2.6	23.6	2.6	0	0	2.8	2.8
60	7	39	0	0	60	9.8	69.8
0	25	16	0	0	60	34.8	94.8
0	5.2	7	0	61.8	60	40	100

45.2	0	62.8	40.5
37.6	0	89.6	12
9.4	0	94	6
46.4	0	94.6	3.8
0	67	97.2	1.1
0	25	30.2	16
0	5.2	5.2	7

Calcul du bilan hydrique
selon la méthode de
Thornthwaite et Mather (1955 et 1957)

I. Calcul du bilan hydrique

Contrairement à la méthode de Palmer, la méthode de Thornthwaite considère **un sol à une couche S** dans lequel l'évolution du contenu en eau suit une exponentielle négative dans le cas où $P < ETP$.

S correspond au stock d'eau dans le sol pour chaque période. ΔS correspond à la diminution du stock d'eau entre deux périodes. AWC correspond à la réserve utile maximale en eau du sol en mm (RUM, Available Water Content). DE correspond au déficit d'évapotranspiration. Dh correspond au déficit d'humidité du sol c'est-à-dire à la différence entre le contenu en eau maximale et l'état de la réserve pour la période considérée. Enfin, Dr correspond au drainage de l'eau en excès.

Le principe de calcul est le suivant :

Il faut toujours commencer par comparer P et ETP.

Pour un mois donné n,

- **Si $P \geq ETP$ alors**
 - $S = \min [(P - ETP + S_{(n-1)}) ; AWC]$
 - $\Delta S = S - S_{(n-1)}$
 - $ETR = ETP$
 - $DE = ETP - ETR$
 - $Dh = AWC - S$
 - $Dr = P - ETP - \square S$
- **Si $P < ETP$ alors**
 - $S = S_{(n-1)} * \exp [-(ETP-P)/AWC]$
 - $\Delta S = S - S_{(n-1)}$
 - $ETR = P - \Delta S$
 - $DE = ETP - ETR$
 - $Dh = AWC - S$
 - $Dr = 0$

CALCULS DES VARIABLES DE BASE DU BILAN HYDRIQUE

15. Etat du sol en janvier 2002

On considère que le sol est à sa capacité au champ c'est-à-dire que la valeur de **AWC** est égale à 100 mm (dans cet exemple).

1. Calcul en janvier 2002

P > ETP (44 > 5).

On sait que le sol est à sa capacité au champ donc $(44 - 5 + 100) > 100$ d'où $S = 100$. La variation du stock d'eau est nulle

(100-100). L'ETR sera égale à l'ETP. Le DE et le Dh seront nuls. L'excès d'eau est drainé. $Dr = 44 - 5 = 39$.

2. Calcul en février 2002

P > ETP (135-22). Le raisonnement est le même que pour janvier.

3. Calcul en mars 2002

P > ETP (61-35). Le raisonnement est le même que pour février.

4. Calcul en avril 2002... on commence à vider le sol

P < ETP = 35 - 60 = -25

Etant donné qu'au mois de mars S est remplie et égale à 100, on aura :

$S = 100 * \exp (-(60-35)/100) = 77.9$ mm, d'où $\Delta S = 100-77.9 = -22.1$ et $ETR = 35+22.1 = 57.1$ mm. DE sera égal à $60-57.1 = 2.9$ mm. Le déficit d'humidité sera égal à $100-77.9 = 22.1$ mm.

5. Calcul de mai à septembre

P < ETP ; même principe que pour avril

6. Calcul en octobre 2002

P > ETP (88-37 = +51). Il reste 9 mm à la fin de septembre. Ainsi, $S = (88-37 + 9) = 60 < 100$ donc $S = 60$. ΔS sera égal à $60-9 = +51$. L'ETR est égale à l'ETP et le DE est nul. Dh sera égal à $100-60 = 40$.

7. Calcul en novembre 2002

P > ETP (124-21 = +103). Il reste 60 mm à la fin de septembre. Ainsi, $S = (124-21 + 60) = 163 > 100$ donc $S = 100$. ΔS sera égal à $100-60 = +40$. L'ETR est égale à l'ETP et le DE est nul. Dh sera égal à $100-100 = 0$ et le drainage égal à $(124-21-40) = 63$ mm.

8. Calcul en décembre 2002

P > ETP (71-11). Le raisonnement est le même que pour janvier.

MÊMES PRINCIPES POUR LES ANNÉES 2003 ET 2004

COMMENTAIRES SUR LE BILAN HYDRIQUE DES ANNEES 2002 À 2004

La figure ci-dessous présente l'évolution temporelle des principaux paramètres du bilan hydrique c'est-à-dire l'ETP, l'ETR, le DE et l'état de la réserve utile S. Le contenu en eau du sol commence à diminuer à partir d'avril 2002 et le sol ne retrouvera sa capacité au champ qu'au mois de novembre.

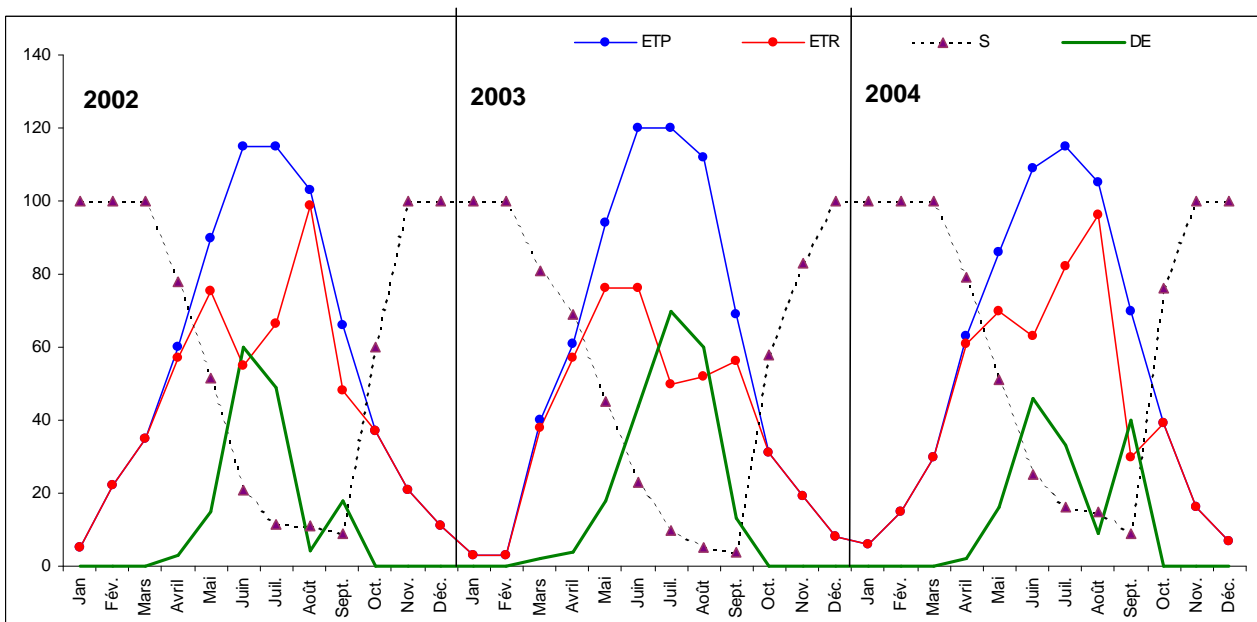
En 2002, le DE est observé pendant 6 mois avec une réserve qui n'est plus à sa capacité au champ pendant 7 mois (avril à octobre). Le rapport ETR/ETP est égal à 78% ce qui signifie que près de 80% de la demande a été satisfaite. Les pluies de fin d'année ont permis de reconstituer la réserve. Ainsi, en 2003, on repart avec un sol à la capacité au champ. En 2003, le sol se vide dès mars avec une recharge complète seulement au mois de décembre. Là encore, 7 mois de DE et un sol qui n'est plus à sa capacité au champ pendant 9 mois. L'année ayant été chaude et sèche, le DE est plus important avec seulement 69% de la demande satisfaite. En 2004, le même schéma est observé avec cependant un DE plus faible et 78% de la demande satisfaite. Il est à noter que grâce aux fortes pluies du mois d'août, le DE a été limité (voir le creux sur la figure).

II. Bibliographie

Thornthwaite, C.W., Mather, J.R. 1955. The water balance. Laboratory of Climatology, *Publication in Climatology*, n°8.

Thornthwaite, C.W., Mather, J.R. 1957. Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and the water balance. Laboratory of Climatology, *Publication in Climatology*, Volume X, n°3.

St-Onge, L., Bonn, F., Rousseau, A.N., Van Cu, P., Quang My N., 2007. Modélisation du bilan hydrique du bassin versant du lac Ba Bê, Viet-nam, à l'aide de données physiographiques issues de télédétection et de données climatiques. *Hydrological Sciences*, 52(4), 654-670.



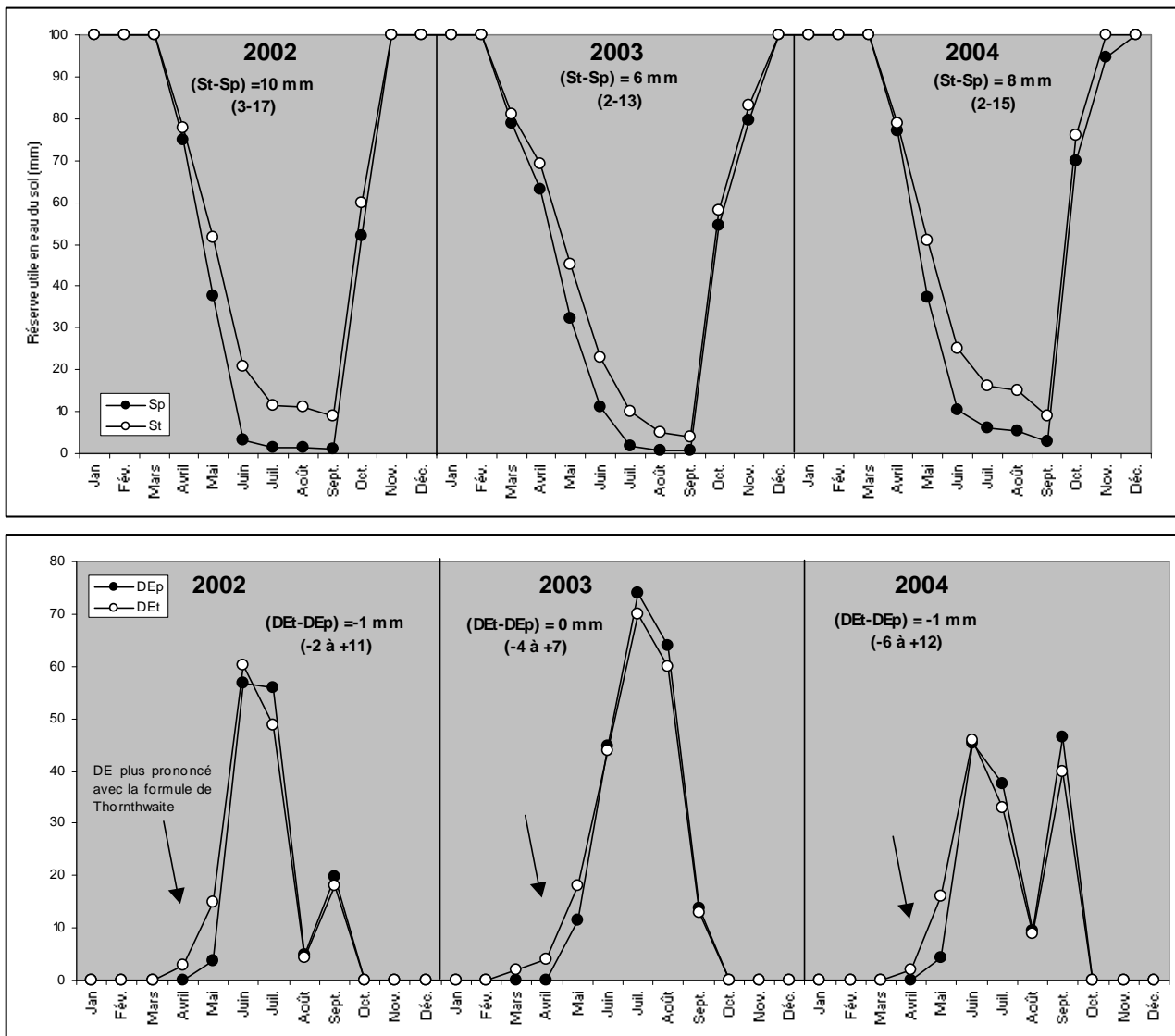
Nous allons calculer le bilan hydrique sur la période 2002 à 2004 à partir des données de la station de Nancy-Tomblaine. Les données de T sont exprimées en $^{\circ}\text{C}$, l'ETP a été calculée avec la formule de Turc. La capacité de rétention maximale en eau est de 100 mm (=AWC). A chaque pas, il faut comparer P , ETP, et les pertes en eau du sol (ΔS). L'estimation de l'ETR sera fonction de ces comparaisons. A partir de là, on pourra calculer le drainage Dr , l'état de la réserve pour le mois suivant S , le déficit d'humidité du sol...

	T ($^{\circ}\text{C}$)	P (mm)	ETP (mm)	S	ΔS	ETR	Dh	Dr	DE
déc 2002				100					
Jan	1.5	44	5	100	0	5	0	39	0
Fév.	7.2	135	22	100	0	22	0	113	0
Mars	6.9	61	35	100	0	35	0	26	0
Avril	9.6	35	60	77.9	-22.1	57.1	22.1	0	2.9
Mai	13.8	49	90	51.7	-26.2	75.2	48.3	0	14.8
Juin	19.4	24	115	20.8	-30.9	54.9	79.2	0	60.1
Juil.	19.0	57	115	11.6	-9.2	66.2	88.4	0	48.8
Août	19.3	98	103	11	-0.6	98.6	89	0	4.4
Sept.	14.6	46	66	9	-2	48	91	0	18
Oct.	11.2	88	37	60	+51	37	40	0	0
Nov.	8.5	124	21	100	+40	21	0	63	0
Déc.	5.1	71	11	100	0	11	0	60	0
2003									
Jan	0.9	79	3	100	0	3	0	76	0
Fév.	0.7	20	3	100	0	3	0	17	0
Mars	8.4	19	40	81	-19	38	19	0	2
Avril	9.8	45	61	69	-12	57	31	0	3
Mai	15.0	52	94	45	-24	76	55	0	18
Juin	21.8	54	120	23	-22	76	77	0	44
Juil.	21.0	37	120	10	-13	50	90	0	70
Août	23.7	47	112	5	-5	52	95	0	60
Sept.	15.6	55	69	4	-1	56	99	0	13
Oct.	8.5	85	31	58	54	31	42	0	0
Nov.	7.6	44	19	83	25	19	17	0	0
Déc.	3.3	32	8	100	17	8	0	7	0
2004									
Jan	2	138	6	100	0	6	0	132	0
Fév.	4	28	15	100	0	15	0	13	0
Mars	6	32	30	100	0	30	0	2	0
Avril	10	40	63	79	-21	61	21	0	2
Mai	12	42	86	51	-28	70	49	0	16
Juin	17	37	109	25	-26	63	75	0	46
Juil.	19	73	115	16	-9	82	84	0	33
Août	20	95	105	15	-1	96	85	0	9
Sept.	16	21	70	9	-6	30	91	0	40
Oct.	12	106	39	76	67	39	24	0	0
Nov.	6	41	16	100	24	16	0	1	0
Déc.	3	74	7	100	0	7	0	67	0

Comparaison de deux approches sur les trois années considérées

La figure ci-dessous présente pour les trois années étudiées, les différences d'évolution de la réserve utile en eau du sol (S) et le déficit d'évaporation DE (ETP-ETR). Concernant l'évolution de S, on observe que le bilan hydrique de Thornthwaite vide moins et moins rapidement le sol que le calcul de Palmer. Sur l'année, la différence varie de 5 à 10 mm. En début de saison, cette diminution moins rapide entraîne un DE plus prononcé avec la formule de Thornthwaite. Sur cet exemple, la différence est maximale en mai avec des écarts variant de +7 à +12 mm. En intégrant sur l'année, les différences sont néanmoins très faibles et l'analyse des rapports ETR/ETP montre des valeurs tout à fait comparables.

Cette courte analyse doit être complétée par une approche plus globale afin d'en tirer des conclusions plus larges.

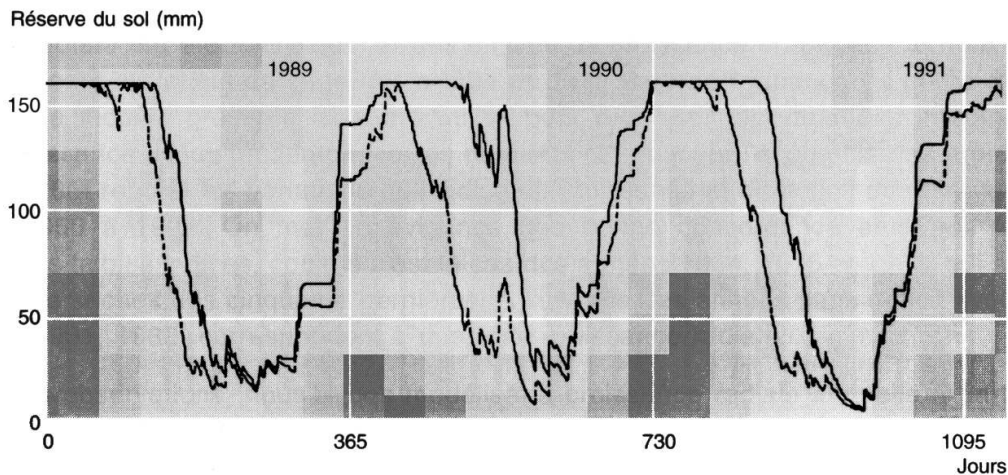


7.5. Bilans hydriques forestiers et comportement des essences

L'exemple illustré ci-dessous (extrait de Granier *et al.* 1995) permet de comparer l'évolution de la réserve hydrique du sol pour trois années successives, dans le cas de deux peuplements, l'un feuillu (Hêtre – trait plein) et l'autre résineux (Douglas – trait pointillé) qui seraient installés sur un sol identique, à forte réserve hydrique (160 mm), et soumis au même climat. Concernant les paramètres du modèle, les seules différences concernent la phénologie et la fonction interception des précipitations, qui atteint 30 à 40 % des précipitations incidentes dans le cas des résineux, contre environ 25 % chez les feuillus. On constate sur cette figure une plus grande précocité dans la diminution de réserve hydrique du sol au printemps dans le Douglas que dans le Hêtre. Sur ces trois années, on note aussi que les plus fortes différences s'observent lors de l'année 1990, caractérisée par un hiver et un printemps peu pluvieux. Lors des années 1991 (exceptionnellement sèche) et 1989, les simulations montrent que les réserves minimales atteintes dans les deux peuplements au cours de l'été sont relativement voisines. Le modèle utilisé est un modèle itératif à pas de temps journalier.

SIMULATION DE LA RÉSERVE HYDRIQUE DU SOL pour un peuplement feuillu (Hêtres) et résineux (Douglas) lors de trois années successives, pour une hypothèse de réserve utile de 160 mm

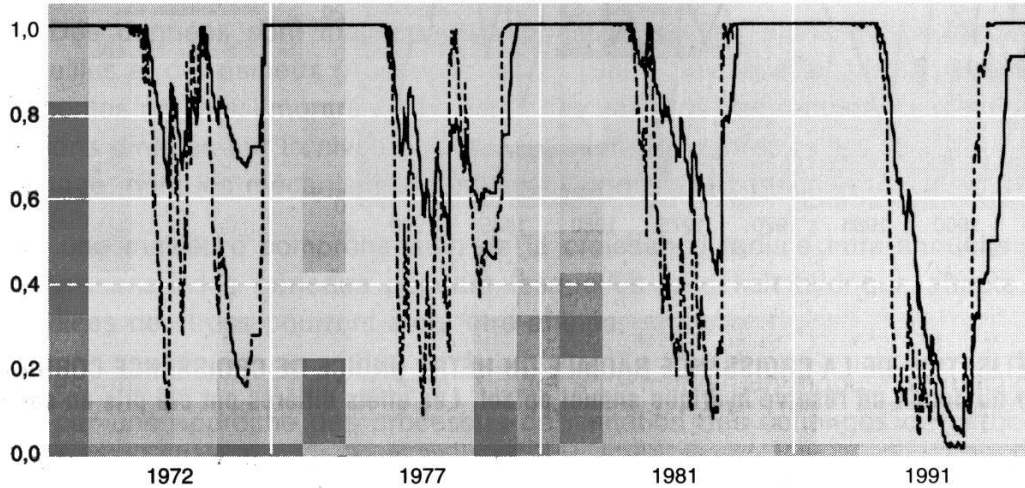
Données climatiques du poste Météo-France de Tomblaine (Meurthe-et-Moselle)



La réserve utile des sols est évidemment un des paramètres prépondérants du bilan hydrique. Le réservoir sol agit comme un tampon entre les entrées et les sorties d'eau dans l'écosystème forestier. On peut s'en rendre compte en examinant la figure ci-dessous qui compare, pour la même essence (ici du Hêtre), l'évolution de la réserve hydrique relative sur deux types de sol : un sol brun lessivé à forte réserve utile (185 mm) et une rendzine brunifiée à faible réserve (63 mm). Quatre années sont ici représentées : 1972, année humide mais à automne relativement sec, 1977 et 1981, années moyennes et 1991, année exceptionnellement sèche. Les plus fortes différences apparaissent lors des années les plus humides, notamment 1972, pour laquelle le modèle fait apparaître une contrainte hydrique dans le cas de la rendzine, mais pas pour le sol brun lessivé. Par contre lors des années sèches, comme 1991, la réserve du sol est totalement épuisée dans les deux types de sol. Le faible pouvoir tampon du sol à faible réserve utile se traduit par une plus grande précocité de déficit hydrique, mais aussi de recharge en régime de réhumectation (automne).

**SIMULATION DE LA RÉSERVE EN EAU RELATIVE POUR DEUX TYPES DE SOL
DE LA FORÊT DE HAYE (MEURTHE-ET-MOSELLE), DANS LE CAS D'UNE HÊTRAIE :**
sol brun lessivé à 185 mm de réserve utile et 63 mm pour la rendzine brunifiée.
Exemple de quatre années à caractéristiques climatiques différentes : 1972, 1977, 1981 et 1991
Données météorologiques du poste Météo-France de Tomblaine (Meurthe-et-Moselle)

Réserve hydrique relative



— Sol brun lessivé
- - - Rendzine brunifiée

BIBLIOGRAPHIE (CITÉE OU NON DANS LE COURS)

- Albert R.**, 1928. Regenfaktor oder NS Quotient ? *Chem. Der Erde*, IV, 1928.
- Alouis R., Choisnel E., Fouques-Duparc P., Gerbier N., Payen D., Rémois P., Huyghe B., Vormus M.**, 1980. Atlas Agroclimatique saisonnier de la France. *Direction de la Météorologie Nationale*, 153 pages
- Amat JP., Dorize L., Le Cœur Ch.**, 1996. Eléments de géographie physique. *Edition Bréal, Collection Grand Amphi.*, 416 pages.
- Angström A.**, 1937. Un coefficient d'humidité valable pour toutes les régions. *La Météorologie*, juillet-août, 330-331.
- Arléry R., Garnier M., Langlois R.**, 1954. Application des méthodes de Thornthwaite à l'esquisse d'une description agronomique du climat de la France. *La météorologie*, pp. 245-367
- Aussenac G.**, 1970. Aperçu du rôle de la forêt dans l'économie de l'eau. *Revue Forestière Française*, XXII (6), 603-618
- Aussenac G., Ducrey M.**, 1974. A propos de l'arboretum de Royat. Climatologie et potentialités de production forestière. *Revue Forestière Française*, XXVI (6), 447-458
- Aussenac G., Granier A.**, 1979. Etude bioclimatique d'une futaie feuillue (*Fagus sylvatica* L et *Quercus sessiliflora* Salisb) de l'Est de la France. Etude de l'humidité du sol et de l'évapotranspiration réelle. *Annales des Sciences Forestières*, 36, 4, 265-280.
- Azzi G.**, 1955. Le concept du climat absolu et la classification des climats. *La Météorologie*, avril-juin, 161-166.
- Bagnouls F., Gausson H.**, 1953. Saison sèche et indice xérothermique. Doc. cartes prod. végét., série : génér., t. III, vol. 1, art. VIII, 47 p., 65 fig., 1 carte h. –texte, Toulouse; et Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse, t. 88, pp. 193-239. Toulouse
- Baize D.**, 1988. Guides des analyses courantes en pédologie. *INRA, Paris*, 172 pages
- Barbault R.**, 1983. Abrégé d'Ecologie Générale. *Edition Masson*, 224 pages
- Beltrando G., Chémery L.**, 1995. Dictionnaire du climat. *Edition Larousse Références*. 344 pages.
- Bénichou P., Le Breton O.**, 1987. Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques. *La Météorologie*, 7 ième série, 19, 23-35 et 14 cartes encartées hors texte.
- Bessemoulin J.**, 1989. Atlas climatique de la France. *Edition réduite, Direction de la Météorologie Nationale*, 30 planches
- Bonnassieux, D.** 2000. Les mélèzeins des Alpes du Sud : répartition climatique et évolution naturelle. *Cellule Régionale d'Appui Technique de l'ONF, région PACA*, 68 pages.
- Bories P.**, 1953. Contribution à l'étude de la climatologie en France au cours des siècles passés. *La Météorologie*, avril-juin, 150-155.
- Bouchet R.J.**, 1961. Signification et portée agronomique de l'évapotranspiration potentielle. *Annales Agronomiques*, 12, 1, 51-63.
- Bouchet R.J., Robelin M.**, 1969. Evapotranspiration potentielle et réelle. Domaine d'utilisation – Portée pratique. *BTI*, 238, 215-223
- Bréda N.**, 1994. Analyse du fonctionnement hydrique des chênes sessile (*Quercus petraea*) et pédonculé (*Quercus robur*) en conditions naturelles ; effets des facteurs du milieu et de l'éclaircie. Nancy : Université Henri-Poincaré - Nancy I, 59p. + publications (Thèse).
- Bréda N.**, 1999. L'indice foliaire des couverts forestiers: mesure, variabilité et rôle fonctionnel. *Revue Forestière Française*, 51, 2, 135-150.
- Brochet P., Gerbier N.**, 1974. Une méthode simplifiée de calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP). *BTI*, 292, 581-593.
- Charnay L.**, 2001. Précision de l'écologie des essences forestières dans les Alpes à l'aide de données spatialisées. Mémoire de 3^{ième} année FIF, ENGREF, 55 pages + annexes et cartes.
- Choisnel E.**, 1992. Climat : notions de climatologie, climat régional, topoclimat, microclimat. *Techniques Agricoles*, 1050, (12-1992).
- Choisnel E.**, 1992b. Le calcul du bilan hydrique du sol : options de modélisation et niveaux de complexité. *Science du sol*, 30, 1, 15-31.
- Choisnel E.**, 1988. Réseaux météorologiques et gestion de l'eau : réseaux automatisés et données pluviométriques de référence. *La Météorologie*, 7 ième série, n°22, 3-10.
- Choisnel E., Jacq V.**, 1998. Le cycle de l'eau : variabilité des échanges hydriques en France. *La Météorologie*, 8 ième série, n°24, 36-53.

- Choisnel E., Payen D.**, 1984. Caractérisation du climat méditerranéen par l'étude du bilan hydrique du sol et du bilan énergétique de surface. Aspects macroclimatiques et microclimatiques. *Bull. Soc. Bot. Fr.*, 131, *Actual. Bot.*, (2/3/4), 277-293.
- Cieslar A.**, 1937. Einige Beziehungen zwischen Holzzuwachs und Witterung. *Centb. f. d. ges. Forstwesen*, XXIII.
- Claessens H., Thibaut A.** 1995. Le point sur les facteurs écologiques de production du Douglas dans le sud du sillon Sambre-et-Meuse. *Silva Belgica*, 102, n°3, 7-14.
- Coutagne A.**, 1939. A la recherche d'une méthode et d'une formule pour mesurer et exprimer le pouvoir évaporant de l'atmosphère. *La Météorologie*, novembre-décembre, 288-292.
- Coutagne A.**, 1943. L'évaporation du sol et le déficit d'écoulement considérés du point de vue hydrographique, agronomique et climatologique. *La Météorologie*, juillet-décembre, 125-146.
- Curé P.**, 1945. Remarque sur l'équivalence de certains indices utilisés pour la classification des climats. *La Météorologie*, juillet-décembre, 202-208.
- Daget P.**, 1984. Introduction à la théorie générale de la méditerranéité. *Bull. Soc. Bot. Fr.*, 131, *Actual bot.*, (2/3/4), 31-36.
- Denden M., Lemeur R.**, 1999. Mesure de la transpiration par le modèle de Penman-Monteith. *Sécheresse*, 10, 1, 39-44.
- Djaziri A.**, 1970. Productivité potentielle des essences naturelles. *Annales de l'Institut National de Recherches Forestières de Tunisie*, 5 (1), 1-15.
- De Martonne EMM.**, 1940. Traité de Géographie Physique. Sixième édition revue et corrigée. Tome premier. Notions générales, Climat, Hydrographie. Edition Armand Colin, 496 pages.
- De Parveaux S., Payen D., Brochet P., Samie Ch., Hallaire M., Mériaux S.**, 1990. Dictionnaire encyclopédique d'Agrométéorologie. *Edtion Météo-France*, INRA, 323 pages
- Desroziers M., Vivier JF.**, 1985. Mesures et observations des stations synoptiques en France. Catalogue des données météorologiques disponibles pour le France sur fichier informatisé. Données et Statistiques, n°9, *Météorologie Nationale*, 38 pages
- Doorenbos J., Pruitt W.O.**, 1975. Les besoins en eau des cultures. *Bulletin d'irrigation et de drainage* 24, FAO, Rome, 198 pages.
- Dubreuil V.**, 1995. Spatialisation détaillée des régions à risque vis-à-vis de la sécheresse dans la France de l'Ouest. *Association Internationale de Climatologie*, 8, 198-206.
- Dubreuil V.**, 1997. La sécheresse dans l'Ouest de la France de l'Ouest : une contrainte climatiques trop souvent oubliée. *Sécheresse*, 8, 47-55.
- Ebener S.**, 2000. Utilisation du SIG en mode raster pour la spatialisation du bilan hydrique à l'échelle mensuelle. Application au bassin versant de l'Allondon (France, Suisse). *Terre et Environnement, Section des Sciences de la Terre*, Université de Genève, Volume 20, 311 pages + annexes (Thèse).
- Emberger L.**, 1955. Une classification biogéographique des climats. *Receuil des travaux des laboratoires de botanique, géologie et zoologie de la faculté des sciences de l'université de Montpellier (Série Botanique)*, Fascicule 7, 3-43.
- Emberger L.**, 1971. Travaux de botanique et d'écologie. *Edition Masson*, 515 pages
- Faurie et al.**, 1997. Ecologie. Approche scientifique et pratique. Edition Lavoisier
- Floret C., Pontanier R.**, 1984. Aridité climatique, aridité édaphique. c
- Gausson H., Bagnouls F.**, 1952. L'indice xérothermique. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 222-223, 10-16.
- Genève R.**, 1952. Le climat à travers les âges. *La météorologie*, avril-juin, 68-89.
- Girard S.**, 1999. Eléments méthodologiques pour la caractérisation du microclimat lumineux en plantations accompagnés. Rapport Scientifique final, IDF, 38 pages
- Godard A., Tabeaud M.**, 1998. Les climats. Mécanismes et répartition. *Edition Armand Colin. Cursus Géographie*, 192 pages
- Gosse G., Cellier P., Denroy P., Gabrielle B., Laville P., Levie B., Justes E., Nicolardot B., Mary B., Recous S., Germon JC., Hénault C., Leech P.K.**, 1999. Water, carbon and nitrogen cycling in a rendzina soil cropped with winter oilseed rape: the Châlons Oilseed Rape Database. *Agronomie*, 19, 119-124.
- Granier A., Badeau V., Bréda N.**, 1995. Modélisation du bilan hydrique des peuplements forestiers. *Revue Forestière Française*, 47, n° spécial, 59-68.
- Granier, A., Bréda, N., Biron, P., Villette, S.**, 1999. A lumped water balance model to evaluate duration and intensity of drought constraints in forest stands. *Ecological modelling*, 116, 269-283.
- Guyot G.**, 1997. Climatologie de l'environnement. De la plante aux écosystèmes. *Edition Masson*, 505 pages

- Humbert P.**, 1939. Le temps qu'il faisait à Aix dans l'hiver 1611-1612. *La Météorologie*, janvier-février, 49-51.
- Laaidi K.**, 1997. Bioclimatologie d'une plante xérophile du sud de la France : le chêne kermès. *Sécheresse*, n°1, vol. 8, 21-28.
- Laaidi K.**, 1997. Relations climat-végétation en milieu méditerranéen français : le cas de l'oléolentisque. *Sécheresse*, n°3, vol. 8, 207-216.
- Labeyrie L.**, **Jouzel, J.**, 1999. Les soubresauts millénaires du climat. *La Recherche*, n°321, 60-61.
- Lang R.**, 1915. Versuch einer exakten klassifikation des Böden in klimatischer und geologischer hinsicht. *Intern. Mitt. Für Bodenkunde*, 5, 1915.
- Lebourgeois F.**, 1999. Analyse du bilan hydrique et de la croissance des arbres dans le RENECOFOR. Rapport scientifique final INRA –CEE – Unité d'Ecophysiologie Forestière, 72 pages + figures et tableaux.
- Lebreton Ph.**, 1978. Eco-Logique, Inter Editions, Paris
- Lemée G.**, 1967. Précis de Biogéographie. *Edition Masson*, 345 pages
- Lemée G.**, 1978. Précis d'Ecologie Végétale. *Edition Masson*, 285 pages.
- Martin E.**, 1995. Modélisation de la climatologie nivale des Alpes françaises. Application des techniques de régionalisation à l'étude de l'impact d'un changement climatique sur l'enneigement. *Thèse de doctorat*, Université Paul Sabatier, Toulouse, 244 pages.
- Météo-France.** Normales climatiques Période 1961-1990. Tome 1 – stations de métropole, *Edition Météo-France*, SCEM
- Michalet R.**, 1991. Nouvelle synthèse bioclimatique des milieux méditerranéens. Application au Maroc septentrional. *Revue d'Ecologie Alpine*, Grenoble, tome I, 60-80.
- Moberg A.**, **Demaree G.**, 1999. Ce que nous apprennent les thermomètres. *La Recherche*, n°321, 69-71.
- Nouals, D.** 1999. Le sapin pectiné en région PACA : autécologie et stations forestières. *Cellule Régionale d'Appui Technique de l'ONF*, région PACA, 73 pages.
- Ozenda P.**, 1985. La végétation de la chaîne alpine dans l'espace montagnard européen. *Edition Masson*, 330 pages
- Pagny P.**, 1973. La climatologie. *Editions PUF*, Que sais-je, 127 pages
- Pardé J.** 1958. Une notion nouvelle et fructueuse : l'indice CVP. *Revue Forestière Française*, mars 1958, 195-201
- Pardé J.** 1959. Retour sur l'indice CVP de Paterson. *Revue Forestière Française*, janvier 1959, 50-53
- Péguy Ch. P.**, 1970. Précis de climatologie. *Editions Masson*, 468 pages
- Pfister C.**, 1999. Le puzzle climatique des historiens. *La Recherche*, n°321, 64-68.
- Polunin N.**, 1967. Eléments de géographie botanique. *Edition Gauthier-Villars*, 532 pages
- Pontailier J.Y.**, **Nizinski J.**, **Saugier B.**, . 1988. Bilan d'eau et évapotranspiration des forêts feuillues. In " *Etudes sur les transferts d'eau dans le système sol-plante-atmosphère* ", R. Calvet (Editeur) - INRA, 362 pages, 329-355.
- Primault B.**, 1981. Extension de la validité de la formule suisse de calcul de l'évapotranspiration. *Rapport de travail de l'Institut Suisse de Météorologie*, n°103.
- Rambal S.** 1984. Sécheresse réelle et sécheresse calculée. *Bull. Soc. Bot. Fr.*, 131, *Actual. Bot.*, (2/3/4), 295-301.
- Rempp G.**, 1937a. Sur les frontières et les relations entre le macroclimat, le mésoclimat et le microclimat, et entre le climat physique et le bioclimat. *La Météorologie*, juillet-août, 263-274.
- Rempp G.**, 1937b. Sur les frontières et les relations entre le macroclimat, le mésoclimat et le microclimat, et entre le climat physique et le bioclimat. *La Météorologie*, septembre-octobre, 380-391.
- Rey P.**, 1960. Essai de phytocinétique biogéographique. *Edition CNRS*, 400 pages
- Roger Em.** 1937. Ephémérides météorologiques des régions Dunoise, Chartraine et Blésoise. *La Météorologie*, juillet-août, 306-315.
- Roisin P.**, 1969. Le domaine phytogéographique Atlantique d'Europe. *Editions J. Duculot SA – Gembloux*, 262 pages.
- Rol R.**, 1937. Etudes sur la répartition des essences forestières en France. Contribution à l'étude de la répartition du sapin (*Abies alba* Mill.). *Annales de l'Ecole Nationale des Eaux et Forêts et de la Station de recherches et expériences forestières*, Tome VI, Fascicule 2, 68 pages.
- Rolland C.**, **Desplanque C.**, **Michalet R.**, **Schweinguber F.H.**, 2000. Extreme tree rings in spruce (*Picea abies* [L.] Karst.) and fir (*Abies alba* Mill.) stands in relation to climate, site and

- space in the southern French and Italian Alps. *Artic, Antarctic, and Alpine Research*, Vol. 32, n°1, 1-13.
- Sanson J.**, 1937. Les anomalies du climat parisien du XIII au XVIII siècle d'après les sorties de la châtelle de Sainte-Geneviève. *La Météorologie*, mai-juin, 230-232.
- Sanson J.**, 1947. La durée d'insolation en France. *La Météorologie*, avril-juin, 144-150.
- Sanson J.**, 1956. Evocation antique de météorologie religieuse. *La Météorologie*, avril-juin, 117-120.
- Savoie J.M., Comps B., Letouzey J., Gelpe, J.** 1988. Bilan hydrique de hêtraies mixtes en relation avec le comportement et la régénération du hêtre (*Fagus sylvatica* L.). *Acta Oecologica (Oecologica Plantarum)*, 9, 3, 285-300.
- Schnock G.**, 1968. Bilan des apports hydriques pour 1966 et 1967. *Bulletin de la Société Royale Forestière de Belgique*, 12, 617-633
- Séguin B.**, 1975. Etude comparée des méthodes d'estimation d'ETP en climat méditerranéen du sud de la France (région d'Avignon). *Annales Agronomiques*, 26, 6, 671-691.
- Tabeaud M.**, 1998. La climatologie générale. *Edition Armand Colin*. 95 pages
- Teissier du Cros E., Le Tacon F., Nepveu G., Pardé J., Perrin R., Timbal J.** 1981. Le Hêtre. Edition INRA, 613 pages.
- Thornthwaite C.W.**, 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, january 1948, 55-94
- Thornthwaite C.W., Hare F.K.**, 1955. Climatic classification in Forestry. *Unasylva*, 9, 2, 51-59.
- Tombesi L.** 1984. Evaporation, productivité du milieu et classification des terres. *Bull. Soc. Bot. Fr.*, 131, *Actual. Bot.*, (2/3/4), 517-525.
- Turc L.**, 1955. Le bilan d'eau des sols : relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Annales Agronomiques*, 6 (1), 3-133.
- Turc L.**, 1961. Evaluation des besoins en eau d'irrigation. Evapotranspiration potentielle (Formule climatique simplifiée mise à jour). *Annales Agronomiques*, 12 (1), 13-49.
- Woodward F.I.**, 1987. Climate and plant distribution. *Cambridge University Press*, 174 pages

Chapitre II
Les topoclimats

8. DÉFINITIONS DES TOPOCLIMATS

La topographie est un paramètre important à prendre en compte en bioclimatologie car elle modifie sensiblement les caractéristiques climatiques locales. Ainsi, un peuplement forestier appartenant à une région climatique bien définie, c'est-à-dire à un mésoclimat bien caractéristique, peut supporter des conditions radicalement différentes des caractéristiques régionales selon son altitude, son exposition, etc. Etant donné le déterminisme qu'exerce la circulation générale de l'atmosphère, c'est-à-dire les mouvements de l'air à grande échelle, il convient de décrire d'abord les caractéristiques du climat régional correspondant (voir cours n°1) puis d'examiner ensuite dans quelle mesure ces caractéristiques sont modifiées par des facteurs de "second" ordre liés à la topographie. Il convient donc de déterminer le topoclimat afin de mieux analyser les effets des conditions climatiques locales sur les différents compartiments des écosystèmes (forestiers et autres...).

Le concept de topoclimat a été proposé pour la première fois par Thornthwaite (1953). **Il recouvre l'étude des relations entre les formes du paysage et les caractéristiques du climat d'un lieu.** A cette notion est associée une échelle spatiale réduite de l'ordre de 10 km en plaine et 1 km en montagne dans le cas d'un relief accidenté.

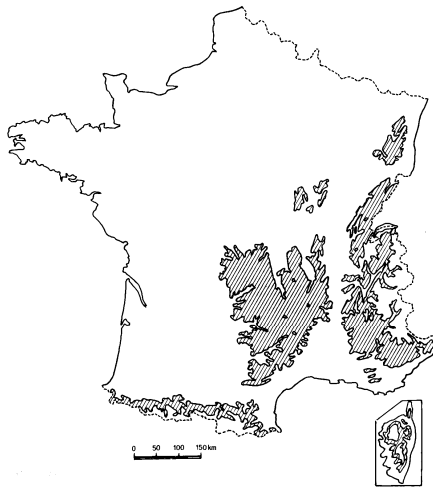
Sur l'ensemble de la France, les topoclimats ne peuvent pas faire l'objet d'une cartographie du fait que la maille des réseaux climatologiques (15 km pour la pluviométrie et 30 km pour la température) est supérieure à l'échelle spatiale du topoclimat.

	ALPES	MASSIF CENTRAL	PYRENEES
NB. DEPTS	7	9	4
500-700 m	23 %	35 %	28 %
700-900 m	23 %	28 %	25 %
900-1100 m	18 %	27 %	12 %
1100-1300 m	14 %	9 %	15 %
1300-1500 m	11 %	1 %	15 %
1500-1700 m	7 %	-	3 %
1700-1900 m	3 %	-	-
1900-2100 m	1 %	-	2 %
NB TOTAL DE POSTES	210	267	60

Répartition des postes pluviométriques du réseau climatologique national en 1984. Tranche d'altitude 500 – 2000 mètres (Choisnel et Seguin 1987)

On considère généralement trois types de topoclimats qui sont principalement liés aux irrégularités du relief et à l'altitude : les topoclimats de bord de mer, les topoclimats de plaine et les topoclimats de montagne.

- **Les topoclimats de bord de mer** ont la particularité principale d'être soumis à l'alternance de la brise de mer et de la brise de terre au cours de chaque période de 24 heures ;
- **Les topoclimats de plaine** se différencient essentiellement en fonction du modelé du relief, qui n'est pas trop accidenté (vallées, collines), et de la proximité de surfaces homogènes étendues telles qu'une forêt ou un lac ;
- **Les topoclimats de montagne** résultent essentiellement des actions combinées de l'altitude et du relief (exposition des versants et inclinaison des pentes)



Zones de moyennes montagne en France
(500 à 1500 mètres) (Douguedroit 1987)

D'après E. de Martonne, 3 200 km² des Vosges sont situés entre 500 et 1500m d'altitude : cela représente environ 500 km² pour le Bas-Rhin, 1 000 pour le Haut-Rhin, 1 500 pour le département des Vosges, 100 pour la Moselle et la Meurthe-et-Moselle, 100 pour la Haute-Saône et le territoire de Belfort (Balseinte 1966). Pour le Jura français, 7 200 km² sont situés entre 500 et 2000m d'altitude : cela représente environ 2 600 km² pour le Doubs, 2 600 pour le département du Jura et 2 000 pour l'Ain. Les Alpes françaises ont 33 000 km² de leur territoire compris entre 500 et 4800m : cela donne environ 3 500 km² pour la Haute- Savoie, 4 500 pour la Savoie, 4 500 pour l'Isère, 3 500 pour la Drôme, 5 500 km² pour les Hautes-Alpes, 6 000 pour les Basses-Alpes, 3 500 pour les Alpes-Maritimes, 1 000 km² pour le Var et 1 000 pour le Vaucluse. Les Pyrénées françaises ont 12 000 km² de leur territoire compris entre 500 et plus de 3000m : cela donne environ 2 500 km² pour les Pyrénées-Orientales, 1 000 pour l'Aude, 3 000 pour l'Ariège, 500 pour la Haute-Garonne, 3 000 pour les Hautes-Pyrénées, et 2 000 pour les Basses-Pyrénées. Toujours d'après E. de Martonne, 45 000 km² du Massif Central sont situés entre 500 et 2000 m d'altitude : cela correspond à environ 1 000 km² pour le Rhône, 2 000 pour la Loire, 6 000 pour le Puy-de-Dôme, 2 500 pour la Creuse, 500 pour la Haute-Vienne, 3 000 pour la Corrèze, 5 500 pour le Cantal, 5 000 pour la Haute-Loire, 5 000 km² pour la Lozère, 3 000 pour l'Ardèche, 1 500 pour le Gard, 6 500 pour l'Aveyron, 1 500 pour le Tarn, 1 500 km² pour l'Hérault, 250 pour l'Aude, 125 pour le Lot et 125 pour l'Allier. A ces 45 000 km², on peut ajouter les 500 km² du Morvan situés entre 500 et 750 m, soit 250 pour la Nièvre, et 250 pour l'Yonne, la Côte d'Or et la Saône et Loire.

Au total, plus de 100 000 km² de territoire français sont situés au-dessus de 500m d'altitude, soit près d'un cinquième de la France continentale. Mais, si l'on tient compte des piémonts situés au-dessous de 500m d'altitude, l'ensemble des montagnes françaises dépasse 160 000 km²: 7 600 km² pour les Vosges, 11 600 pour le Jura français, 82 300 pour le Massif Central, 17 000 pour les Pyrénées françaises, et 42 900 km² pour les Alpes françaises (Balseinte 1966).

Les facteurs du climat déterminent, en relation avec l'altitude, l'exposition, la pente, la proximité d'une masse d'eau, la nature du substrat..., des ambiances climatiques particulières. Les phénomènes énergétiques et dynamiques qui influent sur les caractéristiques du topoclimat sont l'interception du rayonnement solaire par les pentes, les modifications du bilan énergétique de surface et certains écoulements particuliers de l'air dans les vallées de montagne. L'altitude va diminuer la pression atmosphérique, augmenter l'acuité des radiations solaires, abaisser la température.... Ainsi, **tous les paramètres climatiques élémentaires** c'est-à-dire l'ensoleillement (durée d'insolation et quantité de rayonnement reçue), le vent, les températures, les précipitations et l'humidité de l'air sont, à des degrés divers, modifiés par les paramètres topoclimatiques. Ces paramètres sont importants à prendre en compte pour étudier les potentialités "agroclimatiques" d'une région montagneuse ou, par exemple, dans le cadre de reboisement de versants (ex : reboisement en pin sylvestre des versants

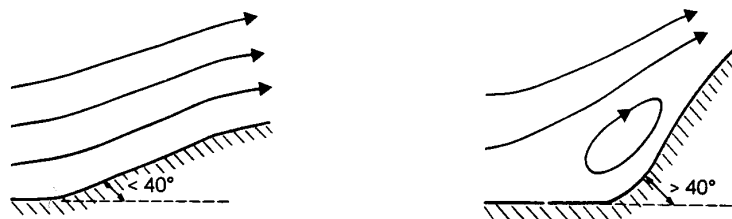
sud). On distingue généralement les actions thermodynamiques du relief (vent, température...) et les effets sur le bilan radiatif.

9. ACTIONS DYNAMIQUE ET THERMIQUE DU RELIEF

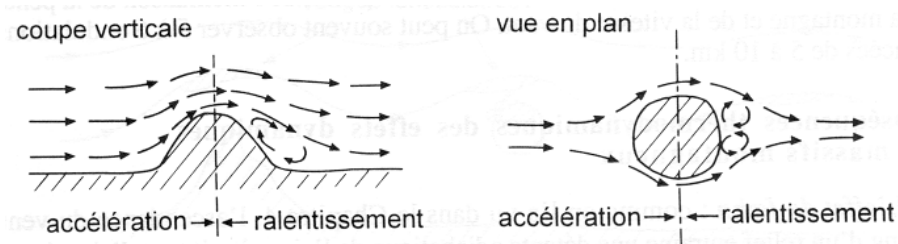
9.1. Le vent

La topographie modifie leur orientation et leur vitesse. Les vallées d'échelle topographique réorientent les flux et peuvent, par effet de canalisation, les accélérer. C'est également le cas des montagnes qui forment de véritables barrières ou des bassins et des vallées qui créent des sites d'abri isolant ainsi, même dans les régions relativement ventées, des zones très calmes. En outre la topographie peut engendrer la formation de vents locaux aux caractéristiques hygrothermiques spécifiques, comme le fœhn ou des brises. D'une façon générale, il se crée le long d'un versant des mouvements atmosphériques liés à des contrastes d'exposition et aux différences thermiques entre le jour et la nuit ; parfois de faible ampleur, ces mouvements tendent à redistribuer les températures et l'humidité de l'air. Le versant qui subit les vents est appelé "versant au vent" ; le versant opposé protégé du vent est appelé "versant sous le vent".

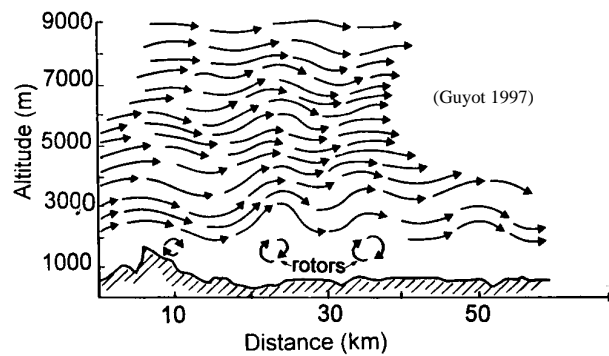
La pente, si elle n'est pas trop forte, a en général pour effet d'accélérer la vitesse du vent (contraction de la veine d'air). Inversement, du côté sous le vent, on observe généralement une réduction de la vitesse des vents. Pour des pentes plus fortes, la circulation de l'air n'est pas homogène. Il y a "décollement" de l'écoulement et formation d'un tourbillon. La séparation entre ces deux phénomènes se produit pour des pentes voisines de 40° c'est-à-dire de plus de 80% ($\tan(\alpha \text{ en degré}) = P/100$).



Effet d'une pente et d'une colline isolée sur l'écoulement de l'air (Guyot 1997)



Les montagnes forment des barrières qui induisent des forts mouvements verticaux. A partir du passage de la ligne de crête, l'écoulement présente un décollement avec l'apparition d'ondes de relief qui sont des mouvements ondulatoires qui s'amortissent progressivement. Pour que ces mouvements apparaissent, il faut un vent de l'ordre de 10 m/s, que sa direction fasse un angle $< 30^\circ$ avec l'axe de la chaîne et que la stratification thermique de l'air au niveau du sommet soit stable. En montagne, les travaux de Balseinte (1966) ont montré que l'augmentation de l'altitude correspond à une augmentation de la vitesse moyenne du vent et de la fréquence des vitesses maximales quotidiennes.



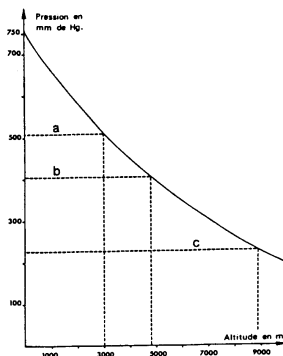
9.2. La pression atmosphérique

En réalisant des mesures 3 fois par jour de janvier 1951 à décembre 1960, Balseinte (1966) a mis clairement en évidence la diminution de la pression atmosphérique avec l'altitude.

	JV	F	JT	A	MIN.	MAX.	MOYENNE
Mont-Saint-Vincent (600m)	945	944	949	948	935	958	946mb
Le Puy-Chadrac (710m)	933	932	936	935	924	945	934
Embrun (870m)	912	910	915	915	903	924	913
Lus-la-Croix-Haute (1030m)	895	894	900	899	887	907	897
Mont Aigoual (1560m)	837	837	845	845	830	849	840
Mont Ventoux (1910m)	802	802	812	812	793	815	806
Pic du Midi (2860m)	713	712	725	724	705	727	717

La pression barométrique s'abaisse de 900 mb vers 1000m d'altitude, pour atteindre 800 mb vers 2000 m, et descendre jusqu'à 700 mb vers 3000 m. Cette diminution de la pression atmosphérique en fonction inverse de l'altitude (plus on s'élève, plus l'air est léger) explique la diminution rapide de l'humidité absolue. Moins dense, l'air peut contenir moins de vapeur d'eau et, s'il est plus vite saturé (comme le montre l'accroissement de l'humidité relative quand on passe de la plaine au bas de la montagne et jusqu'à une certaine altitude), il est aussi plus sec. Etant plus sec et léger, l'air montagnard joue mal son rôle « tampon ». La chaleur du soleil traverse facilement l'air montagnard mais s'en va de même par un rayonnement intense ; les contrastes sont donc très marqués (Balseinte 1966).

La pression atmosphérique décroît donc avec l'altitude d'une façon exponentielle. D'après Ozenda (1985), à 3000 m (a), la pression est égale au 2/3 de la pression au niveau de la mer. Au niveau du Mont Blanc (b), elle tombe à un peu plus de la moitié ; au sommet de l'Everest (c), au tiers. Cette diminution n'a pas de conséquences directes sur les végétaux mais s'exprime à travers les modifications de rayonnement et de température.



9.3. Les températures

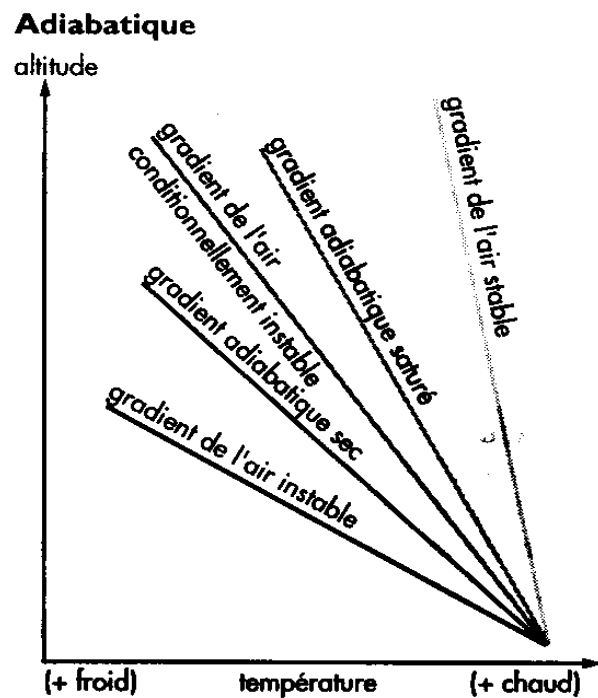
Les variations spatiales et temporelles des températures sont liées à celles de l'ensoleillement et des caractéristiques de l'atmosphère. Globalement, la température décroît en altitude d'environ 0,5 à 0,6°C par 100 m. **D'un point de vue biologique, c'est le fait le plus net et le plus important.**

On appelle **adiabatique**, le taux de décroissance de la température dans l'air sec. La **pseudo-adiabatique** correspond au même taux dans l'air humide. L'ascendance entraîne la détente de l'atmosphère (c'est-à-dire que la même quantité d'air occupe un volume plus grand), la diminution de l'agitation moléculaire et donc un refroidissement. Ce refroidissement s'accompagne d'une augmentation de l'humidité relative de l'air.

Les variations de température avec l'altitude dépendent des caractéristiques hygrométriques de l'air (figure A).

- **Quand l'air n'est pas saturé** en vapeur d'eau (temps clair), la variation thermique du volume qui s'élève est d'environ $-1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. En descendant, le volume d'air se réchauffe par compression de $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (**adiabatique sèche**) ;
- **Quand l'air devient saturé** en vapeur d'eau (temps nuageux), la variation est de l'ordre de $-0.5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ car, au fur et à mesure de son élévation, il y a condensation et libération de chaleur latente (2.5kJ/g), ce qui réduit son refroidissement (**adiabatique saturé ou pseudo-adiabatique**).

Dans les régions tempérées, le gradient thermique de l'atmosphère est souvent compris entre les deux adiabatiques. Les masses d'air sont alors en état d'instabilité conditionnelle. L'instabilité dépend alors de la qualité de l'air –sec ou saturé – et de phénomènes mécaniques pouvant donner une impulsion à l'ascendance (obstacle créé par un relief, par exemple).



Le gradient thermique vertical d'une masse d'air détermine son degré de stabilité ou d'instabilité.

9.3.1. Le massif Vosgien

Pour le massif Vosgien, Cachan (1974) a calculé les températures moyennes selon l'altitude pour la région Ouest (premier tableau) et Est et Sud-Est.

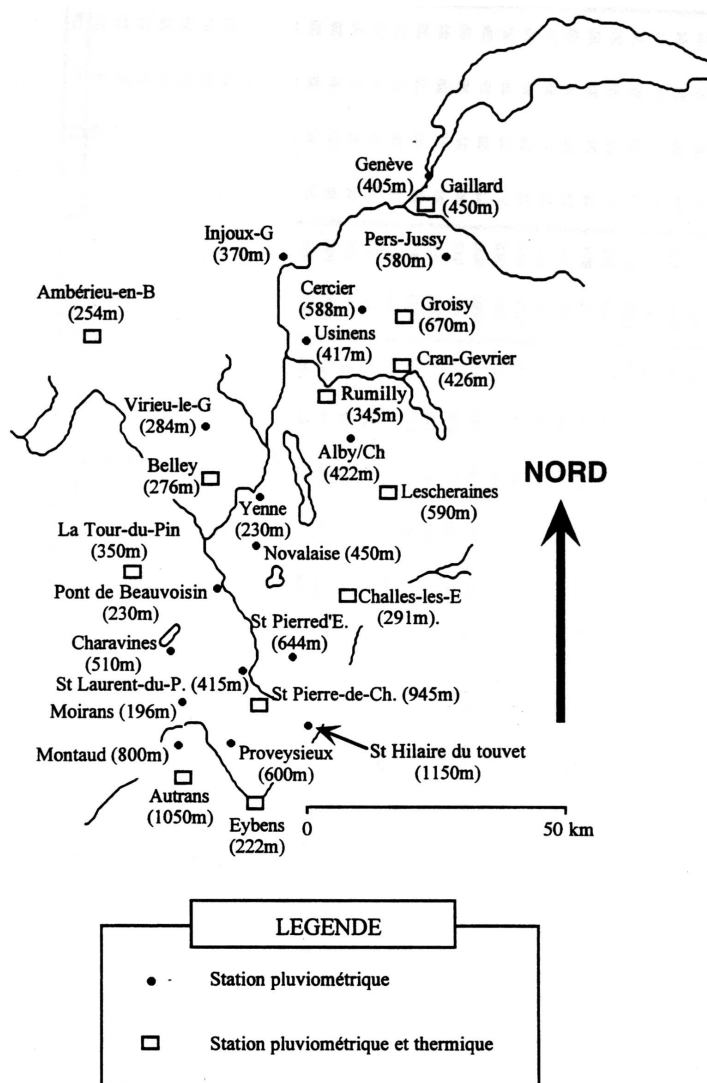
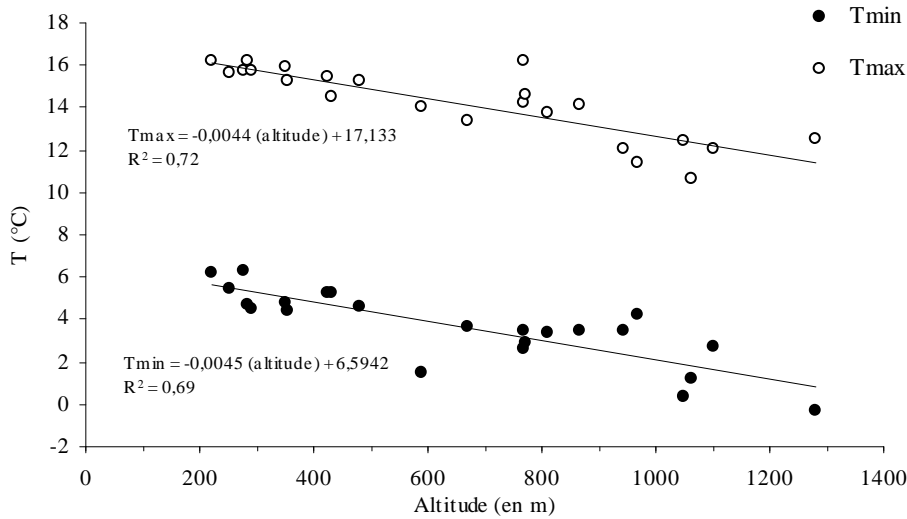
Mois	Janv.	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septem.	Octobre	Novemb.	Décemb.
altitude (m)	0,245 -0,749	0,388 -0,846	0,588 -0,934	0,569 -0,958	0,556 -0,887	0,514 -0,965	0,504 -0,949	0,457 -0,914	0,561 -0,897	0,325 -0,898	0,420 -0,887	0,442 -0,914
0 m	0,68	2,83	6,04	10,43	14,31	17,21	19,39	19,29	16,03	11,58	5,98	1,56
100 m	0,44	2,44	5,45	9,86	13,75	16,70	18,89	18,83	15,47	11,26	5,56	1,12
200 m	0,19	2,05	4,86	9,29	13,20	16,18	18,38	18,38	14,91	10,93	5,14	0,68
300 m	-0,06	1,67	4,28	8,72	12,64	15,67	17,88	17,92	14,35	10,61	4,72	0,23
400 m	-0,30	1,28	3,69	8,15	12,09	15,15	17,37	17,46	13,79	10,28	4,30	-0,21
500 m	-0,55	0,89	3,10	7,59	11,53	14,64	16,87	17,01	13,23	9,96	3,88	-0,65
600 m	-0,79	0,50	2,51	7,02	10,97	14,13	16,37	16,55	12,66	9,63	3,46	-1,09
700 m	-1,04	0,11	1,92	6,45	10,42	13,61	15,86	16,09	12,10	9,31	3,04	-1,53
800 m	-1,28	-0,27	1,34	5,88	9,86	13,10	15,36	15,63	11,54	8,98	2,62	-1,98
900 m	-1,53	-0,66	0,75	5,31	9,30	12,58	14,85	15,18	10,98	8,63	2,20	-2,42
1.000 m	-1,77	-1,05	0,16	4,74	8,75	12,07	14,35	14,72	10,42	8,33	1,78	-2,86
1.100 m	-2,02	-1,44	-0,43	4,17	8,19	11,56	13,85	14,26	9,86	8,01	1,36	-3,30
1.200 m	-2,26	-1,83	-1,02	3,60	7,64	11,44	13,34	13,81	9,30	7,68	0,94	-3,74

Mois	Janv.	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septem.	Octobre	Novemb.	Décemb.
altitude (m)	0 0,0	0,362 -0,940	0,470 -0,901	0,529 -0,909	0,563 -0,934	0,591 -0,956	0,559 -0,964	0,384 -0,621	0,388 -0,869	0,181 -0,733	0,240 0,941	0,074 -0,730
0 m	0,00	3,23	6,12	10,86	15,11	18,13	20,41	18,62	15,48	10,71	5,57	0,50
100 m	0,00	2,87	5,65	10,33	14,55	17,54	19,85	18,24	15,09	10,53	5,33	0,43
200 m	0,00	2,51	5,18	9,80	13,98	16,95	19,29	17,85	14,70	10,35	5,09	0,35
300 m	0,00	2,14	4,71	9,27	13,42	16,36	18,73	17,47	14,32	10,17	4,85	0,28
400 m	0,00	1,78	4,24	8,74	12,86	15,77	18,17	17,08	13,93	9,99	4,61	0,20
500 m	0,00	1,42	3,77	8,22	12,30	15,18	17,62	16,70	13,54	9,81	4,37	0,13
600 m	0,00	1,06	3,30	7,69	11,73	14,58	17,06	16,32	13,15	9,62	4,13	0,06
700 m	0,00	0,70	2,83	7,16	11,17	13,99	16,50	15,93	12,76	9,44	3,89	-0,02
800 m	0,00	0,33	2,36	6,63	10,61	13,40	15,94	15,55	12,38	9,26	3,65	-0,09
900 m	0,00	-0,03	1,89	6,10	10,04	12,81	15,38	15,16	11,99	9,08	3,41	-0,17
1.000 m	0,00	-0,39	1,42	5,57	9,48	12,22	14,82	14,78	11,60	8,90	3,07	-0,24
1.100 m	0,00	-0,75	0,95	5,04	8,92	11,63	14,26	14,30	11,21	8,72	2,93	-0,31
1.200 m	0,00	-1,11	0,48	4,51	8,35	11,04	13,70	14,01	10,82	8,54	2,69	-0,39

Le gradient est moins fort dans la partie Ouest du massif que dans la partie Est (effet probable de la ligne de crête des Vosges orientée Nord-Sud). Le gradient altitudinal est maximum en été (0,5 à 0,6) et minimum en hiver (0,1 à 0,4). Les plus forts gradients se mesurent en fin de printemps lorsque la couverture de neige refroidit encore les sommets.

9.3.2. Les Alpes

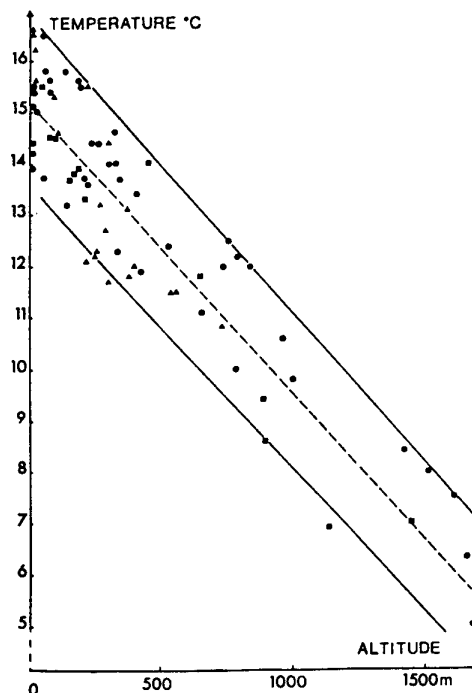
L'évolution des températures moyennes annuelles minimales et maximales en Chartreuse est présentée dans la figure ci-dessous (moyenne 1951-80 ; modifié d'après Pache 1998).



Cette décroissance linéaire de la température avec l'altitude dépend également des conditions topographiques.

- ❖ Les adrets (versants d'exposition est, sud et ouest) sont plus chauds, à altitude égale, que les ubacs et que les fonds de vallées, ces deux dernières situations étant assez voisines. Un classement entre les différentes situations d'adret est possible, bien que les différences soient ténues et que le nombre de stations disponibles pour la comparaison soit faible. La température semble être la plus fraîche en exposition est (à cause des maximales plus faibles), et être la plus chaude en exposition sud-ouest ;
- ❖ La différence entre un adret et un fond de vallée tient essentiellement aux températures , plus faibles en fond de vallée. Cette tendance semble s'accroître lorsque l'altitude augmente. Pour les températures maximales, la différence n'est nette qu'en hiver ;
- ❖ La différence entre un ubac et un fond de vallée est faible. L'ubac est plus tamponné que le fond de vallée (l'ubac a des températures maximales inférieures et des minimales supérieures) ;
- ❖ La différence entre un adret et un ubac est due principalement aux températures , plus faibles en ubac, ceci étant vrai surtout en hiver, et secondairement en été ;
- ❖ Fonds de vallées et ubac ont des comportements identiques du point de vue des moyennes annuelles ;
- ❖ La différence entre les différentes positions topographiques est maximale en hiver, et cet écart augmente avec l'altitude (il est surtout le fait des minima).

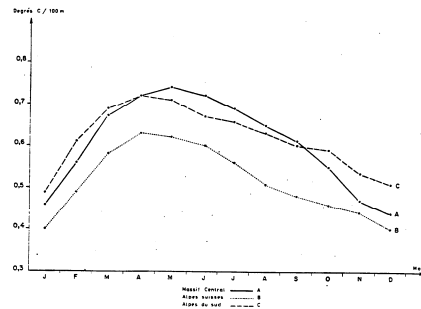
La figure ci-dessous présente la décroissance de la température annuelle en fonction de l'altitude dans les Alpes sud-occidentales. Les points se rapportent à des stations des Alpes maritimes françaises, les triangles à des stations de Ligurie, les carrés à des stations du Var et de Haute-Provence. La ligne en pointillé présente la valeur moyenne du gradient qui est de 0,56°C par 100 m. Il est à noter que ce gradient s'applique aux valeurs annuelles mais qu'il varie au cours de l'année et selon l'exposition (Ozenda 1985).



9.3.3. Généralisation

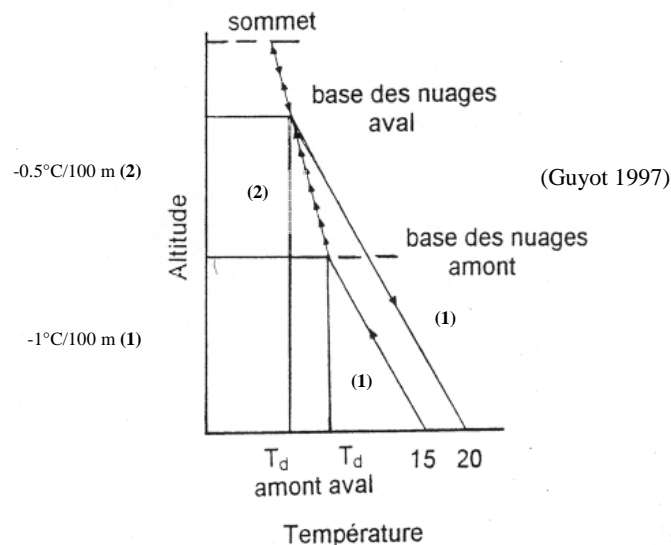
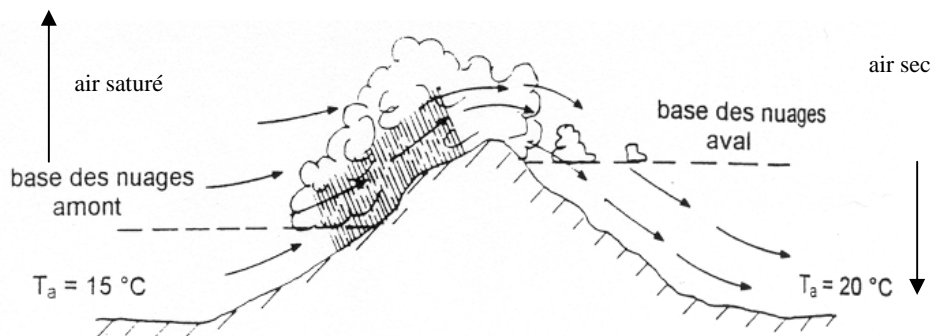
D'une façon générale, le gradient thermométrique altitudinal varie selon les régions (figure ci-dessous) et selon la saison (Balseinte 1966). Il est plus fort en été qu'en hiver et maximum en fin de printemps (effet de la couverture neigeuse). Les valeurs moyennes pour la France sont :

Jan	Fév	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Année
0,4	0,5	0,63	0,70	0,70	0,66	0,61	0,38	0,55	0,49	0,41	0,37	0,54



9.3.4. L'effet de fœhn : principe et exemple du massif vosgien

Les effets dynamiques des massifs montagneux ont des conséquences thermodynamiques dont le plus connu est **l'effet de fœhn**. Le fœhn est défini comme **un vent chaud et sec à composante descendante qui souffle sous le vent d'un obstacle montagneux**.



L'effet de fœhn est la résultante de l'ascendance du vent le long d'un relief (ascendance orographique) qui entraîne une détente adiabatique de l'air :

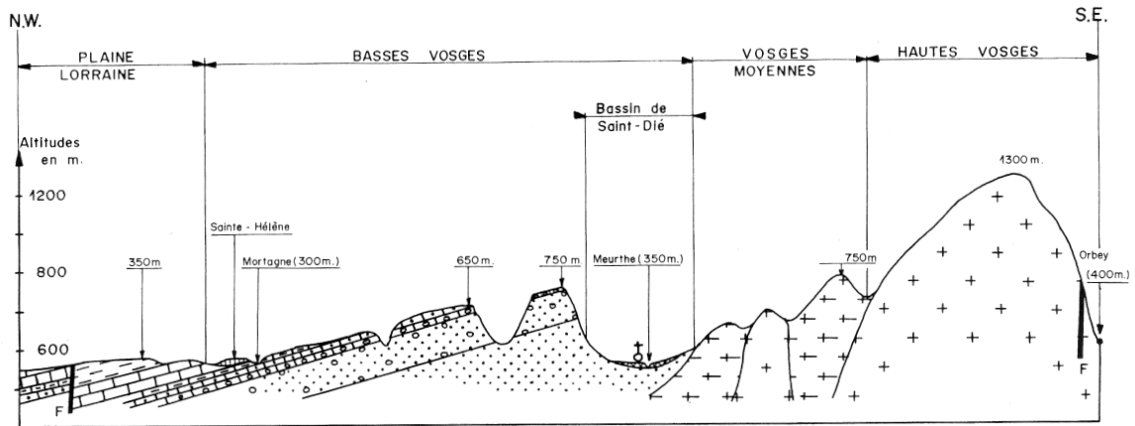
- L'air humide arrive contre la montagne. En s'élevant le long du versant, il se détend et se refroidit selon une adiabatique sèche (1) (-1°C/100 m) ;
- Quand la température de rosée est atteinte, la vapeur d'eau devient saturante et la condensation apparaît ;
- En continuant de s'élever, l'air suit une pseudo-adiabatique humide (2, -0,5°C/100 m) tout en perdant une partie de son eau par des précipitations. La condensation se fait par dégagement de chaleur ce qui compense le refroidissement ;
- Après le franchissement du sommet, l'air redescend le long de l'autre versant ;
- Cette descente se traduit par une compression de l'air : la pression augmente, la température s'accroît et suit tout d'abord une pseudo-adiabatique humide en sens inverse ;
- Comme la masse d'air a perdu une partie de son eau sur le versant au vent, la température de rosée est plus basse à l'aval qu'à l'amont du sommet. La condensation disparaît donc à une altitude plus élevée. La température de l'air suit alors une adiabatique sèche qui permet d'atteindre une température de l'air au pied de la montagne, à l'aval du sommet, nettement plus élevée que celle que l'on avait à l'amont.

L'effet de fœhn se traduit donc par un réchauffement de l'air et une diminution partielle de la couverture nuageuse en aval immédiat de la ligne de crête. Il favorise donc un meilleur ensoleillement et, en hiver, l'arrivée d'une situation de fœhn peut entraîner une fonte rapide de la neige.

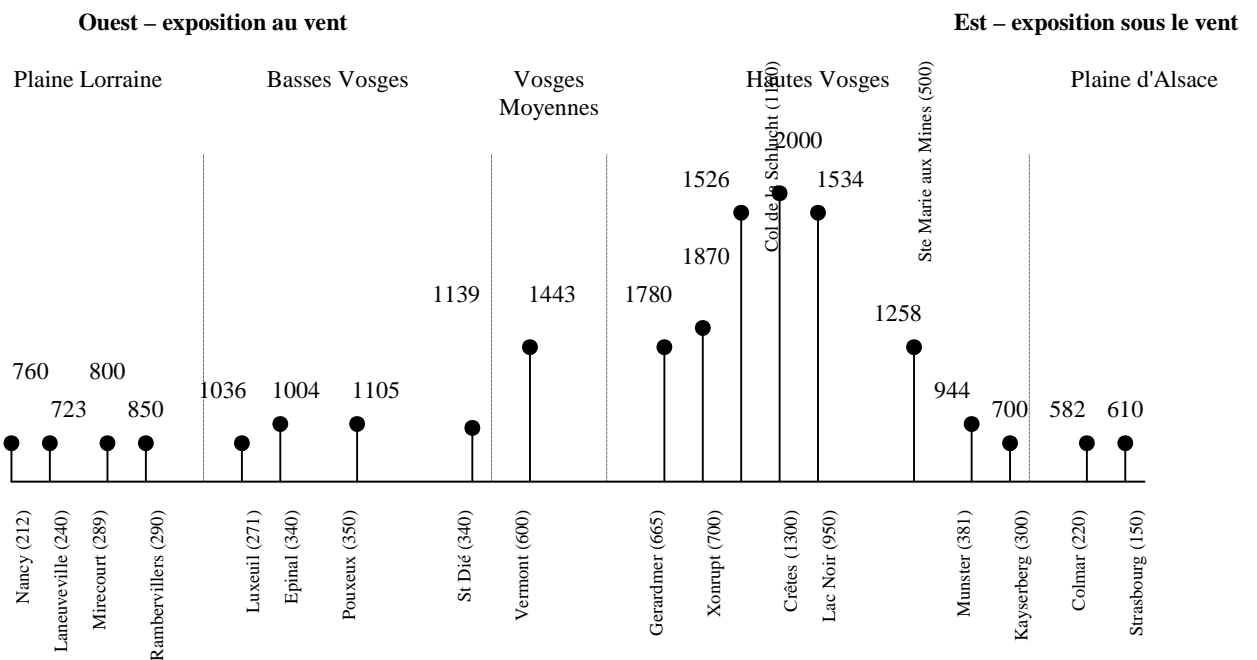
Environ 150 km séparent la plaine lorraine de la plaine d'Alsace. Au centre, les Vosges qui culminent à 1300 mètres. A l'échelle régionale (mésoclimatique), l'influence océanique prime sur le massif vosgien : les pluies sont abondantes toute l'année et les températures assez faibles. A l'échelle topoclimatique, le relief et l'altitude induisent des variations importantes (Cachan 1974 ; Oberti 1990)

		JANVIER	FÉVRIER	JUILLET	AOÛT
		—	—	—	—
150 m	Strasbourg	6°	7	10	11
460 m	Saulxures-Le Thillot	7	9	14	12
780 m	Le Hohwald	6	6	8	8
960 m	Lac Noir	5	6	7	8
1200 m	Ballon de Servance	5	5	7	7
1360 m	Hohneck	5	5	7	7°

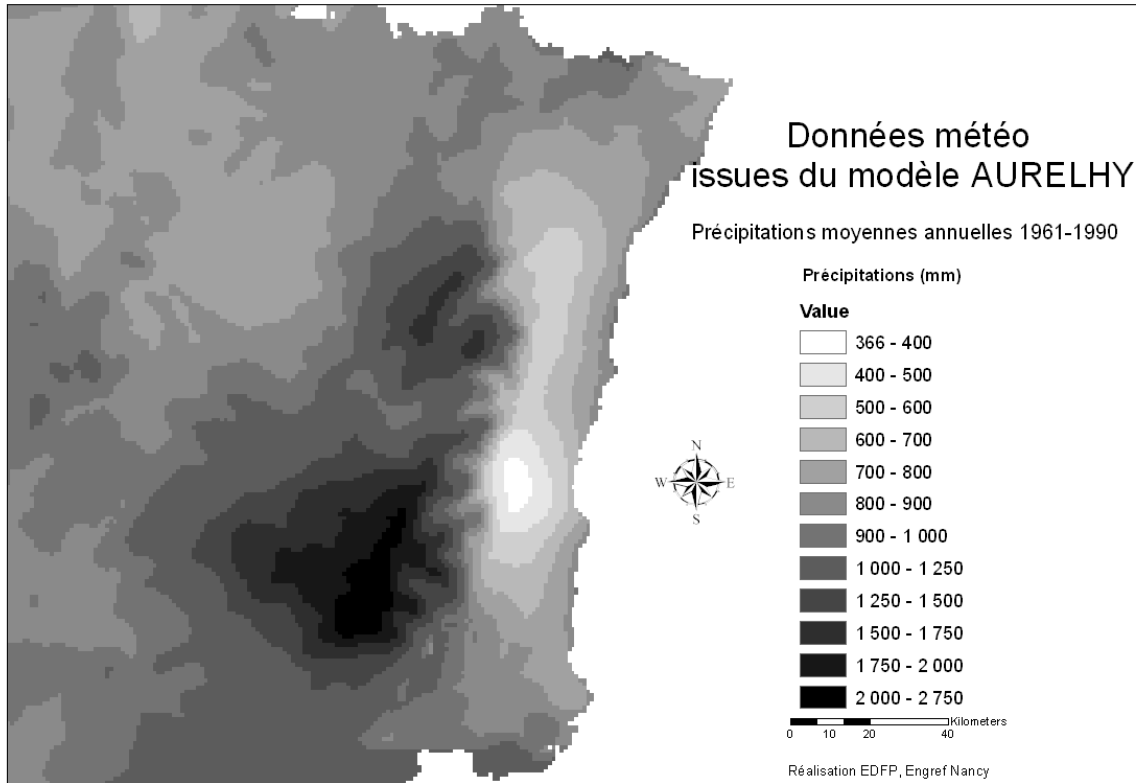
Les précipitations recueillies dans les Vosges sont des précipitations orographiques classiques : elles sont importantes sur les crêtes mais diminuent rapidement vers l'est.



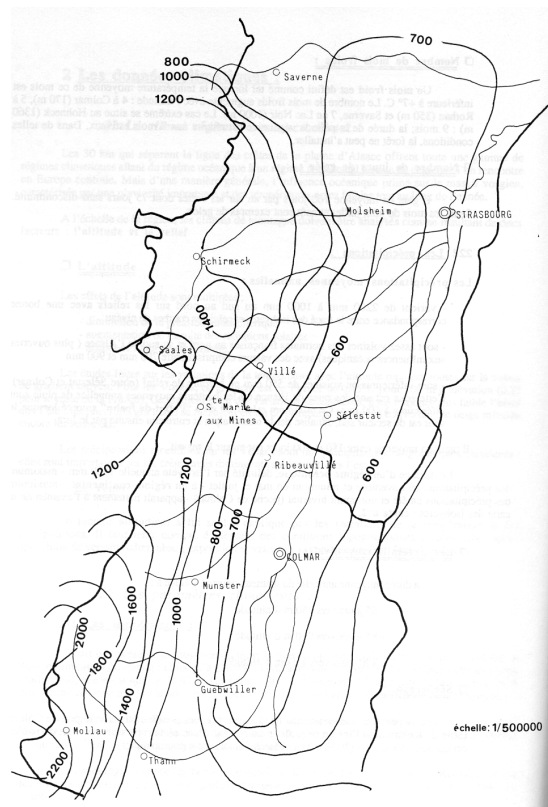
Coupe géologique schématique des Vosges (Feuille géologique de St Dié 1/100 000)



La carte ci-dessous présente les précipitations moyennes annuelles (1961-1990) issues du modèle de simulation AURELHY (voir cours n°1 ; carte réalisée par C. Piedallu, EFDP – ENGREF – Nancy). Ces simulations illustrent très clairement les variations des pluies à travers le massif vosgien et la poche de sécheresse de Colmar. **Attention** néanmoins aux valeurs simulées par le modèle qui apparaissent plus faibles que les valeurs réelles (350 à 500 mm autour de Colmar ; valeurs réelles mesurées à Colmar = 582 mm (moyenne 1961-1990)).



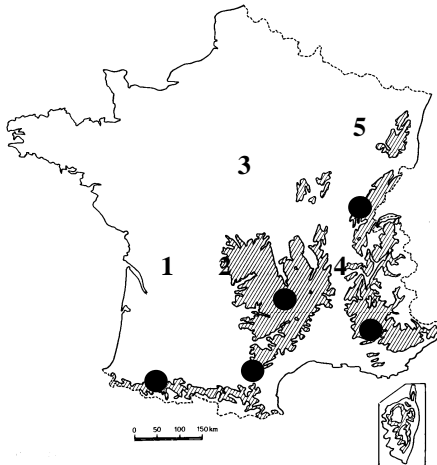
La figure à droite donne la répartition moyenne des isohyètes (en mm) sur l'Alsace (moyenne 1956-1975) (Oberti 1990).



9.4. Conséquences de la variation de la température avec l'altitude

9.4.1. Augmentation du nombre de jours de gelées

D'une façon évidente, le nombre de jours de gelées, c'est-à-dire des jours caractérisés par une température minimale inférieure à zéro, augmente sensiblement avec l'altitude.



1. Pau (183)	Accous (495)	43 j - 62 jours
2. Valleraugue (378)	Mt Aigoual (1565)	41 j - 141 jours + 8 jours par 100 m
3. Cl. Ferrand (329)	Puy de Dôme (1464)	74 j - 141 jours + 6 jours par 100 m
4. Montélimar (73)	Issanlas (1220)	40 j - 142 jours
5. Besançon (307)	Accous (1120)	72 j - 169 jours

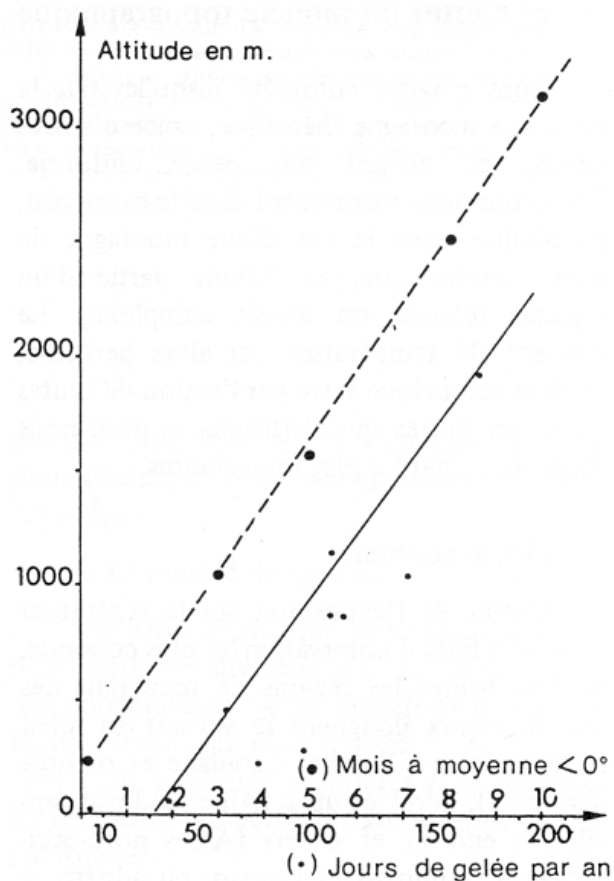
Balseinte (1966) a synthétisé les données concernant la moyenne annuelle (1951-1960) des jours de gel dans les différentes régions françaises. Quand elle est disponible, la moyenne 1961-1990 est précisée entre parenthèses.

Est de la France et Vosges (*) Jura – Plateaux moyens * et supérieurs **

Station	Alt (m)	Nb	Station	Alt (m)	Nb
Strasbourg	150	78 (76)	Dijon	219	66 (67)
Metz	190	79 (72)	Besançon	307	66 (72)
Colmar	209	85 (82)	Mâcon	216	63 (60)
Nancy	212	88 (80)	Lyon-Bron	200	59 (58)
Phalsbourg	377	80 (81)	Arbois		73
Belfort	422	84 (82)	Lons-le-Saunier		81
Langres	463	77 (81)	Ambérieu	250	81 (81)
Luxeuil *	270	103 (98)	Clairvaux-les-lacs *	540	108
Epinal *		106	Amancey *	590	91
Rothau *	320	108	Levier *	720	114
Saint-Dié *	350	117	Epenoy *	730	124
Le Thillot *	460	120	Pontarlier **	840	130
Hohwald *	780	102	Bizot **	930	159
Lac Noir *	960	120	Villers-le-lac **	950	160
Gd Ballon *	1360	159	Granges Ste Marie	850	171
			**		
			Mouthe **	930	191
			Supt **	720	164
			Morbier **	930	183
			Bellefontaine **	1030	163
			Lamoura **	1150	173
					(169)

Dans les Vosges, il y a environ 160 jours de gel par an à 1300 m et 130 jours à 1000 m. Sur les crêtes jurassiennes (1500 à 1700 m), environ 200 jours par an présentent des gelées.

Préalpes du Nord * et zone centrale **			Alpes du Sud		
Station	Alt (m)	Nb	Station	Alt (m)	Nb
Côte-St-André		73	Montélimar	73	38 (36)
Anancy		90	Orange	53	43 (36)
Thonon		62	Mont-Ventoux	1910	171
Abondance *	1020	151	St-Auban	sur	63
			Durance		
St-Jean d'Aulph *	800	120	Laragne	570	112
Taninges *	630	134	Embrun	870	103
					(104)
La Clusaz *	1150	135	Lus-la-Croix-Haute	1040	139
St Hilaire du Touvet	1150	112	Gap	770	125
*					
Thônes *	630	126	Clémence d'Ambel	1260	157
Chamonix **	1030	160	Freissinières	1120	149
Contamines **	1160	154	Guillestre	980	140
Fond-de-France **	1080	150	Briançon	1400	149
Megève **	1100	160			
Valjoux **	980	163			
Mont Lachat	2070	204			
Lac de Bissorte	2120	205			



Dans les Alpes nord-occidentales le risque de gel augmente avec l'altitude (Ozenda 1985). On passe de 50 à 60 jours de gelée par an à 500 m à plus de 100 jours à 1000 m et 150 jours à 2000 m.

Pyrénées méditerranéennes			Pyrénées Atlantiques		
Station	Alt (m)	Nb	Station	Alt (m)	Nb
Perpignan	42	13 (14)	Laruns	520	65
Prades	350	60	Nestier	470	94
Fillols	720	52	Miègebat	730	87
La Preste	1130	114	Arreau-Bordères	720	134
Villeneuve-des-Escalades	1380	127	Forges-d'Abel	1070	107
Mont-Louis	1600	153	Aragnouet-Eget	1010	132
Font-Romeu	1710	154	Eget	1010	132
Matemale	1520	174	Lac de l'Oule	1810	178
			Loudenvielle	980	120
			Lassoula	1700	159

Massif	Altitude moyenne	Fréquence annuelle de gel
Jura français	950 m	166 jours (130-191)
Massif Central	1010 m	135 jours (109-162)
Pyrénées atlantiques	1530 m	158 jours (107-184)
Alpes du Nord	1310 m	167 jours (112-205)

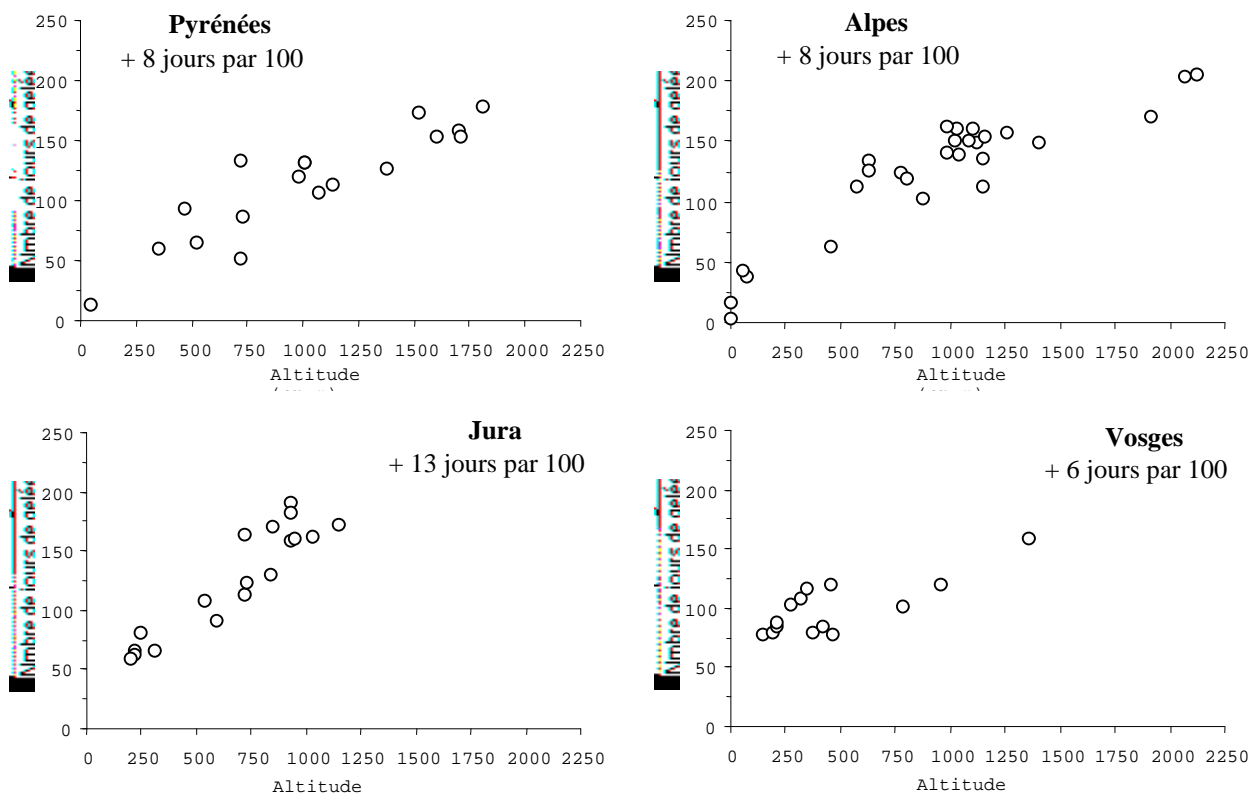
En Haute-Ardèche, Oswald (1969) (d'après les données de Estienne (1956)) indique le nombre moyen mensuel de jours de gelées pour quatre stations pour la période 1940-1949.

Nombre moyen mensuel des jours de gelées (pour la période 1940-49 d'après P. ESTIENNE (1956))

Station	Altitude m	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
Privas	300	18,5	10,9	3,7	0,1	0,2	—	—	—	—	0,5	7,8	14,5	56,2
Le Puy	714	21,8	18,2	14,9	4,5	1,4	—	—	—	—	3,2	13,6	20,4	98,0
Sainte-Eulalie	1 360	29,6	27,9	27,6	18,3	8,7	1,5	0,3	—	3,1	11,1	24,0	30,0	182,1
Mézenc	1 535	30,7	27,2	27,3	18,8	9,0	0,4	0,1	0,1	2,4	8,8	21,0	28,8	174,6

Entre 1000 et 1300 m, seuls les mois de juillet et août sont sans gelées, tandis que, à une altitude supérieure, des gelées peuvent apparaître à n'importe quelle époque. Des gelées tardives et précoces sont fréquentes au-dessus de 1000 m d'altitude.

Les graphes ci-dessous présentent l'évolution du nombre de jours de gelées selon l'altitude pour différentes chaînes montagneuses françaises (données extraites de Balseinte 1966). Au niveau général, l'altitude apparaît comme un facteur majeur. Cependant des formes topographiques particulières comme des fonds de vallées, des oppositions de versants... peuvent moduler d'une façon notable ces valeurs moyennes. Par exemple, dans le sud de la Lozère, Florac, au fond de son bassin fermé (altitude de 550 m), présente 105 jours de gel alors que Saint-Maurice-de-Ventalon (990 m) en a seulement 108. Pour certaines années, le nombre de jours de gel est nettement plus grand : 121 contre 101 en 1953 ; 123 contre 102 en 1955...



9.4.2. Augmentation du risque de gelées tardives (effet sur le débourrement)

Le risque de gelées est essentiel à prendre en compte car ces perturbations thermiques accidentelles interviennent comme facteur de répartition dans la mesure où elles sont capables, en dépit d'une action de faible durée, d'effectuer une sélection des espèces (importance des gelées printanières).

L'appréciation du risque de gel d'une espèce ligneuse dépend de son stade phénologique et de l'occurrence d'un seuil de température minimale de surface (Galliot et Choisnel 1987). Ce seuil de résistance n'est pas constant au cours du temps. Il évolue avec le développement de l'arbre, particulièrement au printemps. Le stade de débourrement constitue pour de jeunes arbres la période où le risque de dégât est maximal. Parallèlement la fréquence d'obtention d'une température minimale inférieure à un seuil donné diminue au cours du temps. On peut donc raisonnablement exprimer le risque de gel des bourgeons par la fréquence d'obtention d'une température minimale inférieure à un seuil donné après débourrement. Pour une espèce donnée, les variations inter annuelles de la date de débourrement calculée résultent de la plus ou moins grande "précocité" du printemps et donc dépendent des effets cumulés de la température à la fin de l'hiver et au début du printemps. Parallèlement, la température minimale atteinte en fin de nuit est un phénomène beaucoup plus circonscrit dans le temps et qui est directement relié à la situation météorologique synoptique du jour considéré. Ces deux effets de la température, effets cumulés d'une part et effet de seuil d'autre part sont donc, a priori, totalement indépendants l'un de l'autre. Pour un site donné il est donc possible d'utiliser une longue série de mesures thermométriques pour à la fois simuler la date de débourrement et évaluer le risque de gel après cette date. Des observations microclimatiques et biologiques effectuées par Aussenac (1968) ont montré que des dégâts importants par gel du bourgeon terminal

étaient notés en général lorsque les plants considérés se trouvaient à un stade d'évolution du débourrement du bourgeon (stade b3 et b4 selon l'échelle conventionnelle de Debazac cité par Aussenac 1968) tel que celui-ci présentait de jeunes aiguilles partiellement ou totalement libérées. La valeur atteinte de l'indice actinothermique (thermomètre placé à l'air libre à 10 cm ou 50 cm au-dessus du sol) était de -4°C dans le cas où un dégât a été constaté.

Dans leur étude sur les risques de gel sur résineux en Limousin, Galliot et Choissel (1987) ont considéré trois espèces résineuses pour lesquelles une référence de sommes de températures au-dessus d'un seuil donné (2°C) à compter du 1^{er} janvier, correspondant à la réalisation du débourrement du bourgeon terminal, a été établie (Aussenac 1973). Ces trois espèces sont par ordre de précocité décroissante : *Abies alba*, *Pseudotsuga menziesii* et *Picea abies*.

On admet en général (hypothèse linéaire) que la vitesse de développement d'un végétal est proportionnelle à la température, dans un intervalle de température dont la borne inférieure correspond à un développement nul (cette borne est appelée "zéro apparent de température"). Dans le cas de cette étude, cette valeur a été choisie égale à 2°C ce qui correspond à la valeur utilisée par Aussenac (1973) et est proche de celle proposée par Bidade (1967) pour la floraison des arbres fruitiers (3°C). Pour les feuillus, la valeur minimale prise en compte est généralement fixée à 5°C pour le chêne et à $4,5^{\circ}\text{C}$ pour le hêtre. Pour le hêtre, des travaux ont cependant montré que la somme des températures avait un rôle moins prépondérant que pour les autres espèces (débourrement à des dates fixes) suggérant le rôle majeur de la photopériode.

C'est donc la méthode des sommes de températures, consistant à calculer les "degrés-jours" en retranchant à la température moyenne journalière la valeur du "seuil d'action" choisi et à sommer ces "degrés-jours" sur la période voulue qui a été utilisée pour la présente étude (Differt 2001). La température moyenne journalière est égale à la demi-somme des températures extrêmes (T_{nd} et T_{xd}). Lorsque la température moyenne journalière est inférieure au seuil d'action on suppose que la contribution de ce jour au développement est nulle. En calculant cette somme entre deux stades phénologiques, on obtient une valeur dont la moyenne calculée sur un grand nombre d'années peut être considérée comme une constante variétale. Dans le cas de la phase de post-débourrement, le début du calcul de ces sommes devrait correspondre à la date de levée de dormance. Cependant, celle-ci étant mal connue on a supposé que la levée de dormance était réalisée à la fin du mois de décembre pour les trois espèces et la date du 1^{er} janvier a été retenue comme date initiale de sommation.

$$T = \frac{1}{2} \sum_{d=I} [(T_{xd} - S) + (T_{nd} - S)]$$

avec $T_{xd} - S = 0$ si $T_{xd} < S$ et $T_{nd} - S = 0$ si $T_{nd} < S$

Les sommes de températures de référence utilisées dans cette étude pour la simulation du débourrement sont données par Aussenac (1973) pour chacune des trois essences :

- 490°C jour pour *Abies alba* (Sapin pectiné)
- 540°C jour pour *Pseudotsuga menziesii* (Douglas)
- 600 °C jour pour *Picea abies* (Épicéa commun)

La date de débourrement a été calculée pour chaque année en recherchant la date à partir de laquelle la somme des "degrés-jours" devenait supérieure à la constante variétale. Les calculs effectués pour l'*Épicéa* (*Picea abies*) sont applicables au Sapin de Nordmann (*Abies nordmanniana*) qui a pour le débourrement une tardivité comparable à celle de l'*Épicéa* (Aussenac 1975).

Les dates moyennes de débourrement indiquées dans le tableau ci-dessous font apparaître deux types d'influence :

1) l'influence de l'altitude : plus le poste est élevé et plus le débourrement est tardif. Les différences de débourrement à St-Hilaire, Ussel et La Courtine sont significatives de cette influence ;

2) l'influence de la latitude : cette influence est renforcée par l'orientation générale des versants. En effet, l'altitude de la région croît du Nord vers le sud pour atteindre un maximum sur le plateau de Millevaches puis elle décroît ensuite jusqu'à la vallée de la Dordogne ;

En conséquence les versants, dans le département de la Creuse, sont plutôt orientés Nord-Nord-Ouest, alors qu'en Corrèze ils s'orientent plutôt Sud-Sud-Ouest. Ces derniers sont donc mieux exposés et plus chauds. Ainsi, à Néoux (Creuse) malgré une altitude de 585 m, le débourrement a lieu plus tardivement qu'à Egletons (Corrèze) situé pourtant à une altitude de 638 m.

POSTES	Altitude	EPICEA	DOUGLAS	SAPIN PECTINE
PEYRELEVADE	785	9 JUIN	4 JUIN	29 MAI
LA COURTINE	767	7 JUIN	1 JUIN	26 MAI
USSEL	650	3 JUIN	29 MAI	23 MAI
EGLÉTONS	638	19 MAI	13 MAI	7 MAI
NEUVIC	636	24 MAI	18 MAI	13 MAI
NEOUX	585	31 MAI	25 MAI	20 MAI
MAISONNISES	590	1 JUIN	26 MAI	20 MAI
MARCILLAC	530	17 MAI	11 MAI	5 MAI
ST HILAIRE	520	27 MAI	22 MAI	17 MAI
BOURGANEUF	490	19 MAI	12 MAI	5 MAI
PEYRAT LE CHATEAU	450	23 MAI	17 MAI	10 MAI

Les dégâts observés (Aussenac 1968) correspondent à une valeur de -4°C de l'indice actinothermique sur sol gazonné. On estime que la nuit la température minimale atteinte par un thermomètre placé horizontalement à l'air libre en plein découvert est voisine de celle d'un bourgeon se trouvant au même niveau. Le risque de gel a donc été déterminé comme étant la fréquence d'obtention, sur la série climatique de référence, d'une température minimale journalière inférieure ou égale à 0°C après la date de débourrement calculée. Le risque est maximal au débourrement mais, par la suite, un risque de dégât par le gel persiste pendant toute la phase de croissance active de l'arbre, jusqu'à l'aoûtement. Les résultats obtenus sont indiqués dans le tableau ci-dessous pour les trois essences et pour les onze communes disposant d'une série thermométrique.

POSTES	Altitude	EPICEA	DOUGLAS	SAPIN PECTINE
PEYRELEVADE	785	12	18	29
LA COURTINE	767	6	12	29
USSEL	650	0	12	18
EGLÉTONS	638	6	24	35
NEUVIC	636	6	19	38
NEOUX	585	50	50	56
MAISONNISES	590	13	31	44
MARCILLAC	530	19	31	44
ST HILAIRE	520	24	29	35
BOURGANEUF	490	13	38	50
PEYRAT LE CHATEAU	450	47	59	76

Fréquence d'obtention d'un gel après

Ces communes se répartissent entre les altitudes 450 m et 785 m et correspondent à des expositions différentes. Il apparaît plus intéressant pour interpréter les résultats de les reporter sur une carte où sont tracées les principales lignes de niveau. Sur la figure ont été reportées les fréquences de gel après débournement calculées pour le Sapin pectiné qui constitue l'espèce la plus précoce. L'influence de l'altitude apparaît très nettement. Les risques de gel sont importants en dessous de 500 mètres et sont de plus en plus faible à mesure que l'on se rapproche du plateau de Millevaches. **Ceci signifie que, quand l'altitude augmente, le retard de la date de débournement fait plus que compenser l'augmentation de la tardiveté des gelées.**

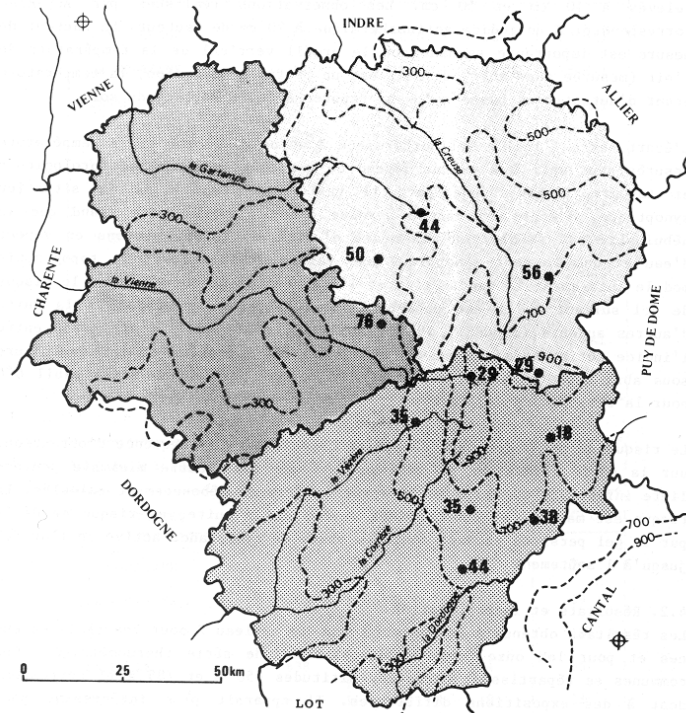


Figure 3 : Fréquence d'obtention d'un gel après débournement pour le Sapin pectiné.

NOTA : Les courbes de niveau indiquées (300, 500, 700, 900) correspondent à des altitudes moyennes résultant d'un lissage du relief. L'altitude des postes indiquée dans les tableaux 1 et 2 est l'altitude réelle qui peut de ce fait être inférieure à l'altitude moyenne.

L'appréciation correcte du risque de dégâts dû au gel des bourgeons ne peut être réalisée que par la combinaison d'effets cumulés de la température (simulation du débournement) et de l'obtention d'une température minimale (seuil : 0°C sous abri) après débournement. Cette évaluation du risque de gel est un élément pour le choix du caractère de précocité des essences forestières utilisées pour le reboisement. En effet, la destruction par le gel du bourgeon terminal de la flèche, qui joue un rôle primordial dans l'élaboration de l'arbre (Aussenac 1968), compromet la réussite de la croissance ultérieure des jeunes plants. La voie génétique peut être employée pour l'épicéa et le douglas, par sélection des provenances à débournement relativement plus tardif pour la régénération artificielle des peuplements (Aussenac, 1984), tandis qu'il apparaît que le sapin pectiné est sujet à un risque nettement plus grand de gel après débournement du fait de sa précocité par rapport aux deux autres essences. Si l'on veut raisonner le reboisement par rapport à l'environnement topographique, cette étude montre que la prise en compte de l'altitude doit être combinée à celle de l'exposition générale des versants, Pour la zone forestière Limousine, il apparaît que le risque de gel est nettement diminué au-dessus de 600 m d'altitude et ceci quelles que soient les espèces considérées.

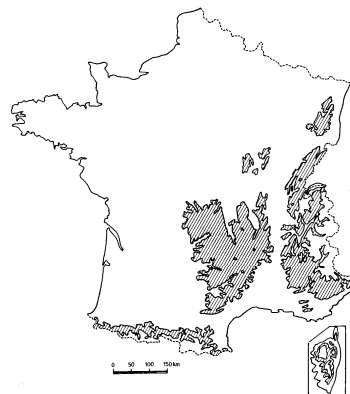
9.4.3. Raccourcissement de la période de végétation

La période de végétation peut être considérée comme l'expression d'une valeur climatique (Differt 2001). Certains auteurs considèrent qu'il s'agit du nombre de jours de l'année dont la température moyenne de l'air est égale ou supérieure à un certain seuil de végétation. On obtient alors une « durée de végétation ». Le seuil thermique retenu varie selon les auteurs et les espèces étudiées, et est généralement compris entre 2°C et 10°C. Galoux (1966) a, pour le hêtre, choisi un seuil de 10°C : cette température est le seuil thermique retenu par de nombreux auteurs comme critère climatique de la période de végétation de la forêt caducifoliée européenne (Galoux *et al.* 1967). Fontanel (1979) prend en compte des seuils de 5,8°C pour le douglas, de 4,2°C pour l'épicéa commun et de 4,5°C pour les pins (au-dessous de ces seuils l'élongation de la pousse terminale ne se produit pas). Primault (1990) donne une définition du début théorique de la période de végétation, à savoir 7 jours consécutifs où la température moyenne de l'air est supérieure ou égale à 5°C. Cependant, pour adapter une telle définition aux différentes essences et conditions stationnelles, il faut parfois faire varier les paramètres – seuil thermique et laps de temps – indépendamment ou conjointement. Dans cette définition, le « début de la période de végétation » ne correspond pas avec l'apparition d'une phase végétative donnée, en l'occurrence le débourrement : les arbres présentent des signes cachés de "réveil" avant que des phénomènes visibles n'apparaissent (Primault 1990 ; 2000).

Pour la saison de végétation, les seuils considérés varient généralement de 6° à 10°C. Avec un seuil mensuel de 10°C, la saison de végétation dure de 9 mois (mars à novembre) à Montpellier, et 6 mois (mai à octobre) à Nancy. En France, Pardé (1959) a proposé un seuil de 7°C en zone non méditerranéenne ; en zone méditerranéenne, il porte cette limite inférieure à 10°C, en défalquant de plus les mois pour lesquels la pluviosité en mm est inférieure à deux fois la température moyenne mensuelle en degrés centigrades.

Dans les Pyrénées
Gradient : 0,55°C / 100 m
Réduction de - 6 à 7 jours / 100 m

- 200 j à 300-400 m
- 75 j à 2100 m
- 50 j à 2400 m
- 45 j à 3000 m



En Suisse :
Verdissement du hêtre au printemps
- 4 jours / 100 m
Rougisement du hêtre en automne
+ 3 jours / 100 m

De Montard (1987) a estimé la durée de la période de végétation en fonction de l'altitude pour le Puy de Dôme (Normale sur 10 à 15 ans).

Altitude (en m)	Nombre de jours avec T > 6°C
400	270
600	240
800	215
1000	195
1200	180
1400	165

Oswald (1969) a établi les liaisons entre la période de végétation et l'altitude en Haute-Ardèche. L'altitude est exprimée en m et multipliée par 10^{-2} :

Jour julien du début de la période = $42,57 + 6,63$ (Altitude)
 Jour julien de la fin de la période = $335,38 - 3,79$ (Altitude)
 Durée de la période de végétation = $292,81 - 10,42$ (Altitude)

La figure ci-dessous qui représente ces trois droites de régressions, permet certaines constatations : la période de végétation commence 6,6 jours plus tard pour une élévation de 100 m en altitude ; tandis que la fin de la période de végétation change moins rapidement (3,8 jours pour 100 m de dénivellation) ceci provoque une certaine asymétrie des saisons. La durée diminue de 10,4 jours pour 100 m de dénivellation.

A 1 600 m d'altitude, le seuil de 7 °C est atteint vers le 29 mai, la température reste supérieure à 7 °C pendant environ 126 jours et tombe en dessous du seuil à partir du 2 octobre.

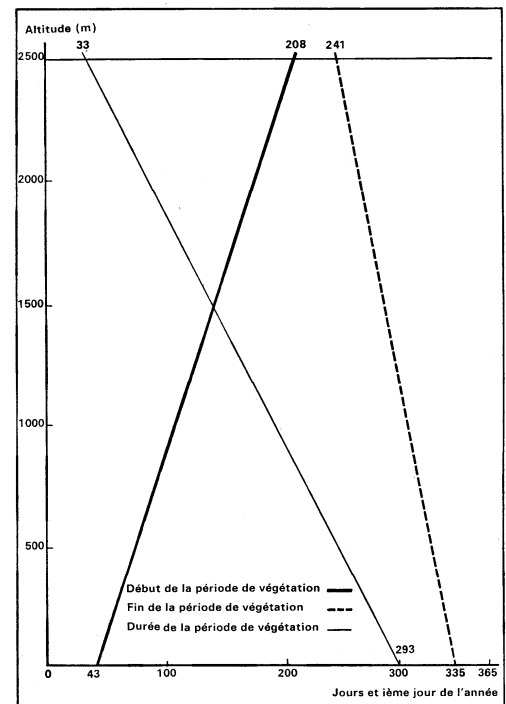
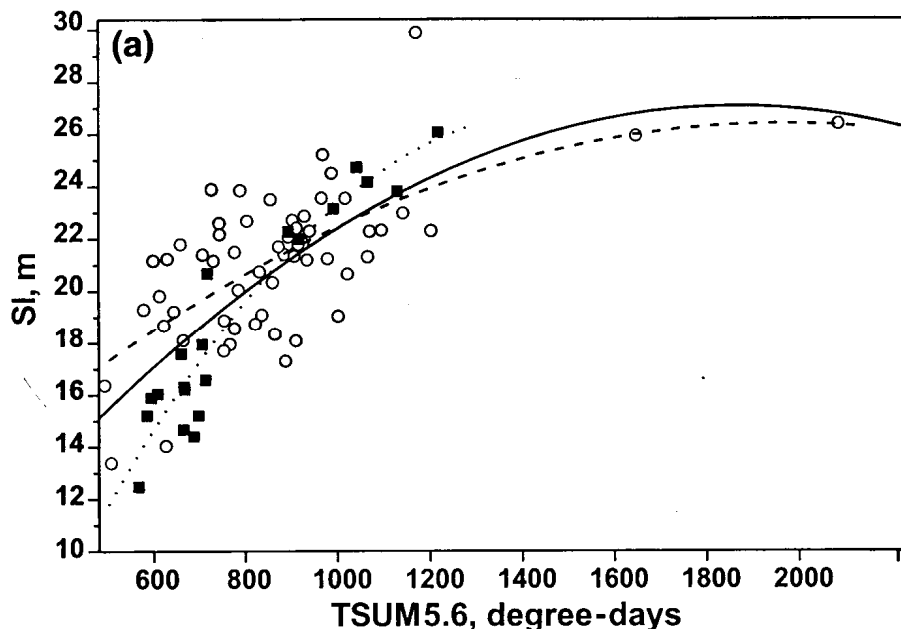


FIG. 3. — Début, fin et durée de la période de végétation (>7 °C) en fonction de l'altitude

Dans une étude récente, Fries *et al.* (2000) ont mis en évidence une relation étroite entre la production (Site Index, m), altitude et la longueur de la saison (estimée à partir de la somme des températures journalières ; seuil 5,6°C) pour des jeunes peuplements de *Pinus contorta* poussant au Canada et en Scandinavie.



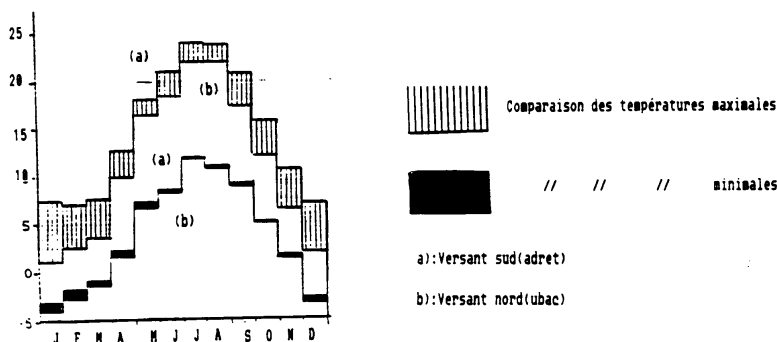
Pour le Canada, TSUM explique 30% de la variation de SI en relation directe avec un gradient altitudinal (600 à 1600 m). Pour la Scandinavie, TSUM explique 75% de la variation de SI en relation avec un effet de la latitude (56 à 68°N).

9.5. Topographie locale et variation de la température

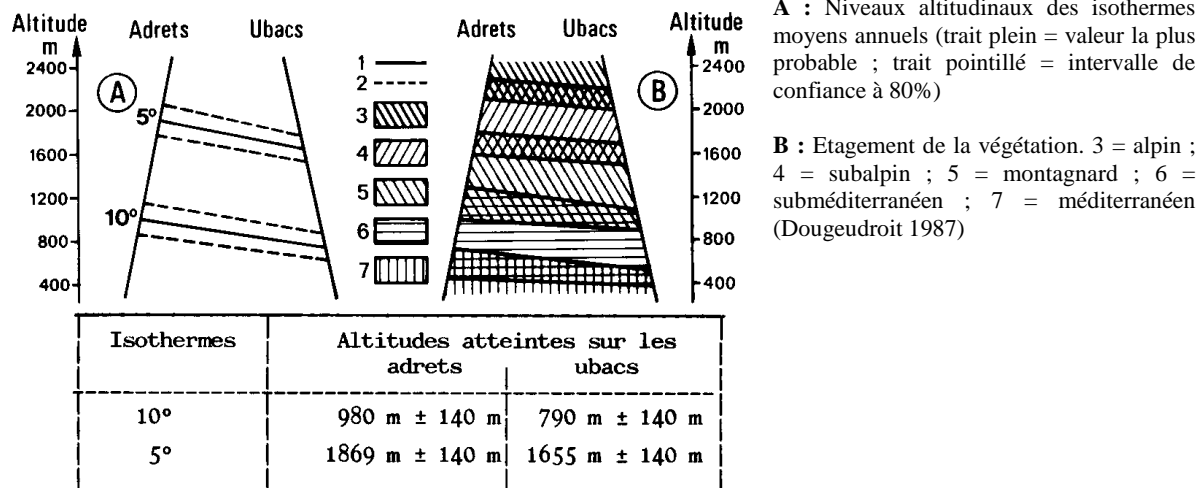
La diminution de la température avec l'altitude est une réalité au niveau général mais qu'il faut parfois moduler suivant les configurations topographiques locales et notamment l'exposition.

9.5.1. Variations saisonnières

De nombreuses études ont été consacrées à l'analyse de la variation des températures en fonction de l'orientation des pentes. Dans la Montagne de Lure, qui se situe géographiquement dans la partie méridionale des Alpes sud-occidentales (département des Alpes de Haute-Provence), Dougedroit (1987) a étudié l'influence de l'exposition sur les températures de deux postes météorologiques situés à la même altitude (environ 1600 m) mais sur deux versants opposés. Entre l'adret et l'ubac, il apparaît une différence annuelle de l'ordre de 3,5°C sur les moyennes des maxima et de 0,5°C sur les moyennes des minima ; l'écart des températures annuelles étant de 2°C (période 1971-1981). Ce phénomène est dû aux différences de réchauffement de l'air des basses couches sous l'effet des écarts entre les angles d'incidence du rayonnement solaire. Pour les températures maximales, la différence de versant est maximale en hiver et au printemps ce qui a des répercussions importantes sur le début de la saison de végétation (effet positif à travers une saison plus longue) et sur les risques de gelées tardives (effet négatif pour l'installation de certaines espèces très sensibles aux gelées de printemps).



A partir de ces observations, Dougedroit (1987) a estimé les altitudes des isothermes moyens annuels dans les Alpes du Sud et en Provence intérieure et relié ces observations avec l'étagement de la végétation. Environ deux cent mètres séparent les isothermes entre les deux versants. La configuration des isothermes et de l'étagement est identique : différence d'altitude entre ubacs et adrets, avec position relativement plus haute en altitude sur les premiers que sur les seconds, et existence de limites non pas linéaires mais constituées par des bandes altitudinales.



Dans une étude sur les groupements sylvatiques submontagnards en Bourgogne calcaire, Bugnon *et al.* (1974) ont mis en évidence des différences climatiques notables entre des positions topographiques de plateau. En prenant comme référence une chênaie-charmaie de plateau (alt. 462 m), les auteurs ont comparé pendant une année (1971) les températures maximales et minimales dans 4 peuplements :

Versant nord	alt. 415 m	frênaie-tiliaie-érablaie à scolopendre (FRE-TIL-ER)
Versant nord	alt. 345 m	chênaie pédonculée-frênaie à Aconit (talweg) (CHP-FRE)
Bas de versant sud	alt. 360	chênaie pubescente à buis et Acer opulus (CHPu)
Haut de versant sud	alt. 440	chênaie pubescente à buis dominant (CHPu-Buis)

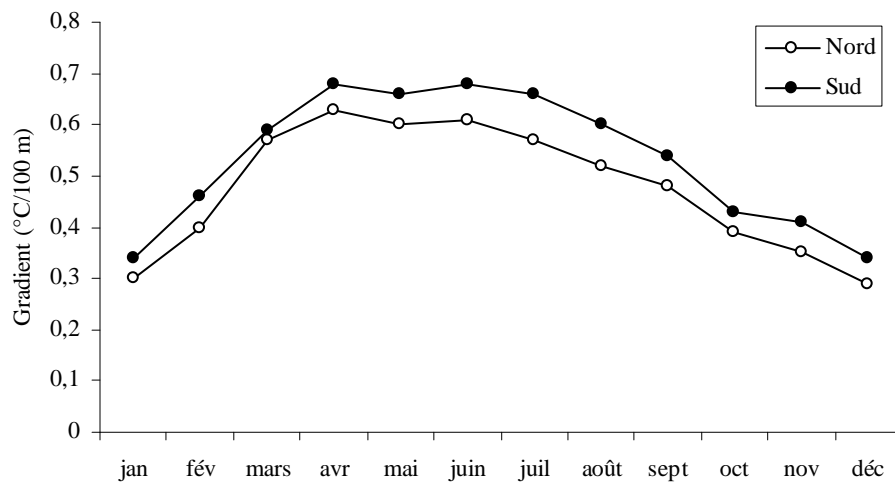
Par rapport à la situation de plateau de référence, les conditions climatiques saisonnières sont les suivantes :

		A	H	P	E
Maxima	FRE-TIL-ER	-0,5	-1,3	-1,8	-0,5
	CHP-FRE	-0,7	-0,9	-0,2	+0,2
	CHPu		+2,7	+1,5	+2
	CHPu-Buis		+1	+3,0	+4
Minima	FRE-TIL-ER	-1,6	-1,2	-1,4	-0,6
	CHP-FRE	-1,3	-0,8	-0,6	+0,3
	CHPu		-0,5	+0,5	+2
	CHPu-Buis		+0,5	+0,5	+1,5

L'opposition des versants est de l'ordre de 4 à 5°C .

9.5.2. Effet sur le gradient altitudinal

L'exposition modifie également le gradient altitudinal de décroissance thermique. Les valeurs de 0,5-0,6°C/100 généralement admises varient sensiblement non seulement selon la saison, mais pour une même date selon le versant. Comme le montre la figure présentée ci-dessous (Ebener 2000), le gradient altitudinal du premier chaînon du Jura (France, Suisse) (exprimé en °C/100 m) est nettement plus élevé en été (0,7°C/100 m) qu'en hiver (0,4°C/100 m) et légèrement plus élevé en exposition sud (adret) qu'en exposition nord (ubac). Cette différence saisonnière s'explique par le fait que quand on s'élève, l'amplitude annuelle diminue.



	équation versant nord	R ²	équation versant sud	R ²
Janvier	y= -0.003 x + 1.9053	0.9518	y= -0.0034 x + 2.6071	0.9556
Février	y= -0.004 x + 3.2426	0.9912	y= -0.0046 x + 4.2374	0.9953
Mars	y= -0.0057 x + 7.5356	0.9914	y= -0.0059 x + 8.0608	0.9952
Avril	y= -0.0063 x + 10.584	0.9969	y= -0.0068 x + 11.614	0.9976
Mai	y= -0.006 x + 14.952	0.9978	y= -0.0066 x + 16.109	0.9979
Juin	y= -0.0061x + 18.203	0.9977	y= -0.0068 x + 19.491	0.9997
Juillet	y= -0.0057 x + 20.681	0.9971	y= -0.0066 x + 22.281	0.9983
Août	y= -0.0052 x + 19.872	0.9977	y= -0.006 x + 21.29	0.9960
Septembre	y= -0.0048 x + 16.103	0.9993	y= -0.0054 x + 17.129	0.9938
Octobre	y= -0.0039 x + 11.284	0.9998	y= -0.0043 x + 11.86	0.9891
Novembre	y= -0.0035 x + 5.9495	0.9854	y= -0.0041 x + 6.7634	0.9721
Décembre	y= -0.0029 x + 2.9676	0.9656	y= -0.0034 x + 3.7071	0.9556

Tableau 4.33 Liste des équations reliant la température mensuelle moyenne à l'altitude (moyenne 1973-1996)

9.5.3. Effet sur les risques de gelées

L'exposition joue également un rôle important sur les gelées. Les « creux à gel » représentent un exemple de différences de température entre deux topoclimats de même altitude. Les parties basses concaves des reliefs comme les fonds de vallées, les cuvettes... sont le siège, à altitude égale, d'une durée plus longue de gel que les versants voisins (inversion de température due à la descente d'air froid le long des versants). Les températures nocturnes négatives y commencent plus tôt dans l'année et s'y poursuivent plus longtemps à cause des accumulations d'air froid. Une situation de gel dans les fonds de vallée et températures positives dans les adrets voisins se produit, dans la moyenne montagne française, plutôt dans les mois de mars, avril voire mai d'une part, de septembre et d'octobre de l'autre, comme le montrent quelques exemples de moyennes minimales mensuelles de ces mois.

Région	Mois	Alt, (m)	Topographie	T (°C)
Alpes Sud	du mars	700	FdV	-0,5 ± 0,7
			Adret	1,6 ± 0,8
	avril	1200	FdV	-1,4 ± 0,7
			Adret	1,2 ± 1,1
Jura	avril	800	FdV	-0,6 ± 0,6
			Adret	1,4 ± 0,5

Exemple de températures minimales moyennes les plus probables en mars et avril dans les Alpes du Sud et dans le Jura (modifié d'après Dougeudroit 1987)

Dans une étude sur la climatologie et les potentialités de production forestière dans l'arboretum de Royat, Aussenac et Ducrey (1973) ont montré des différences significatives entre versants.

Etude des gelées tardives et des gelées précoces à l'arboretum de Royat pour la période 1936-1950

- poste versant est (PAE)
- poste versant ouest (PAW)
- poste de fond de vallée (PAF)

Postes		Nombre moyen de jours de gelées par mois			Nombre d'années où il y a eu au moins une gelée (nombre absolu et %)		
		PAE	PAW	PAF	PAE	PAW	PAF
Avril	T < 0	4,4	4,4	5,9	14 92 %	13 87 %	14 92 %
	T ≤ -3° C	0,9	1,1	1,7	4 26 %	6 40 %	8 52 %
Mai	T < 0	1,3	1,9	2,9	9 60 %	11 72 %	13 87 %
	T ≤ -3° C	0,4	0,3	0,5	3 20 %	3 20 %	5 32 %
Septembre	T < 0	0,3	0,2	0,5	3 20 %	2 13 %	3 20 %
	T ≤ -3° C	0	0	0	0	0	0
Octobre	T < 0	2,6	3,2	4,2	10 66 %	11 72 %	11 72 %
	T ≤ -3° C	1	0,9	1,2	5 32 %	6 40 %	7 46 %

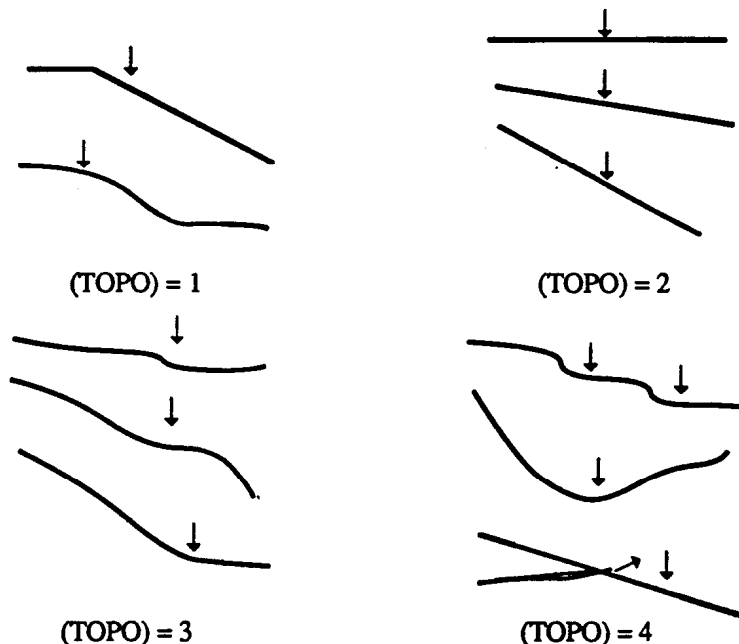
En septembre, le risque de gelées précoces est très faible tandis qu'au mois de mai, les gelées tardives sont plus fréquentes. Le fond de vallée est plus froid que les versants. A l'échelle annuelle, les versants ont des températures voisines mais en hiver, le versant est est plus chaud que le versant ouest, tandis que l'été, ce dernier a des températures maximales plus élevées. Il gèle plus fréquemment et plus fortement dans le fond de la vallée du fait de l'écoulement de l'air froid le long des pentes et de son accumulation dans la partie basse.

Ces variations thermiques ont des effets sur le débourrement des arbres. Ainsi, Comps *et al.* (1987) trouvent, dans une chênaie-hêtraie, une précocité croissante suivant l'ordre station froide de fond de vallée, puis station froide de bas de versant, versant nord, au-dessus d'une coupe, donc peu protégé, versant nord protégé, plateau. Cointat (1959) indique que des hêtres en plateau ont une période végétative plus importante que ceux en versant nord. Les populations des versants froids ont un débourrement plus tardif que celles des versants chauds (Galoux 1966). Engler (1911, cité dans McGee 1975) a remarqué qu'une forêt de hêtres en Suisse débourrait en moyenne 8 jours plus tôt sur des versants nord que sur des versants sud, cette particularité étant attribuée aux différences de conditions lumineuses. Galoux (1966) a cartographié le débourrement de hêtraies naturelles croissant sur un territoire comportant des stations écologiques contrastées. Les esquisses cartographiques montrent une large variabilité du débourrement sur un secteur de faible étendue : le débourrement est le plus hâtif sur les versants ouest et sud-ouest, et le plus tardif dans les vallées encaissées, de même que sur les versants exposés au nord et à l'est. Dans les stations supérieures à 500 mètres d'altitude, et notamment celles voisines des sols tourbeux, le débourrement est également tardif.

10. ACTION HYDRIQUE DU RELIEF

L'altitude, la pente... vont également modifier les apports totaux et le bilan de l'écoulement de l'eau à travers les apports latéraux d'eau. Pour un peuplement donné, caractérisé par une réserve hydrique en eau du sol équivalente, le bilan hydrique local sera très différent selon que le peuplement est placé en haut de pente (départ > arrivée) ou en bas de pente (départ < arrivée). Le Goff et Lévy (1984) ont ainsi défini différents indices topographiques caractérisant les conditions locales d'approvisionnement en eau par apports latéraux. Dans la région Nord-Picardie, ces auteurs ont montré que la productivité du frêne était en étroite relation avec la qualité de l'approvisionnement en eau et notamment avec les apports latéraux,

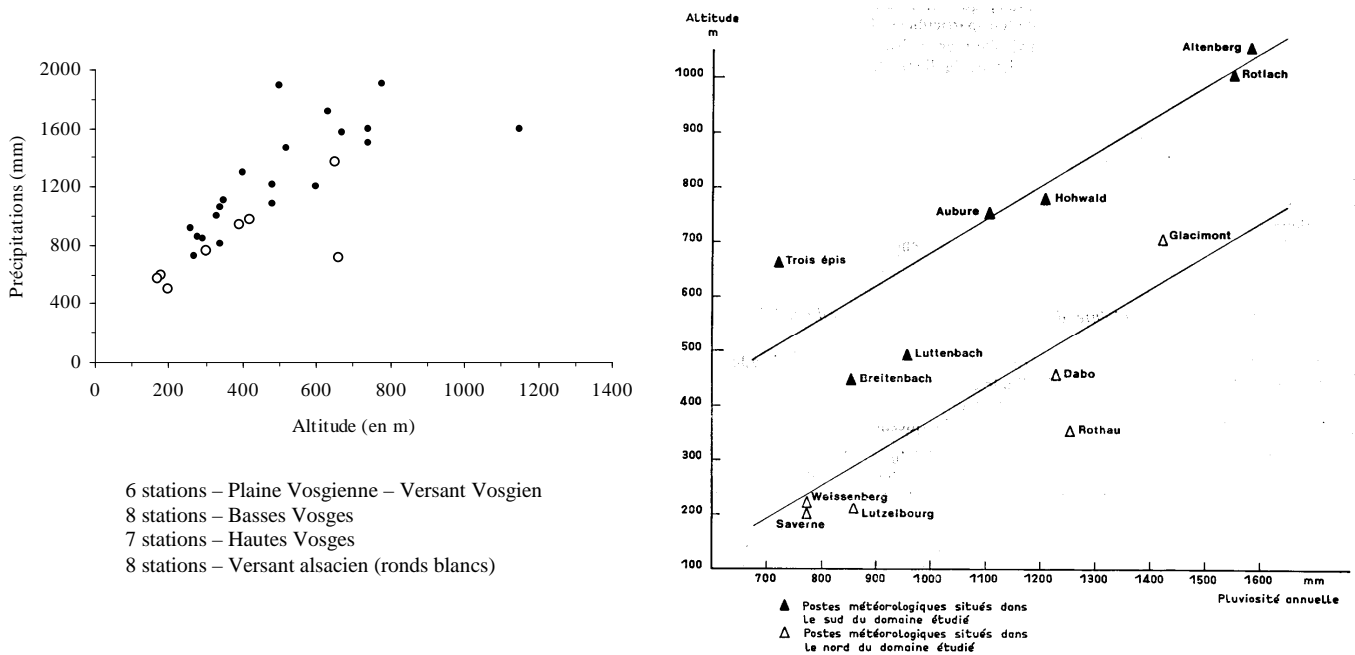
- 1 ^{er} niveau :	valeur 1 de l'indice $P > A$	pertes latérales d'eau supérieures aux apports latéraux
- 2 ^{ème} niveau :	valeur 2 de l'indice $A = P$	apports latéraux nuls ou égaux aux pertes par drainage latéral
- 3 ^{ème} niveau :	valeur 3 de l'indice $A > P$	la circulation latérale de l'eau se ralentit au niveau de la placette ; le bilan est donc positif
- 4 ^{ème} niveau :	valeur 4 ou 5 de l'indice	approvisionnement en eau exceptionnel (nappe permanente ou source...)



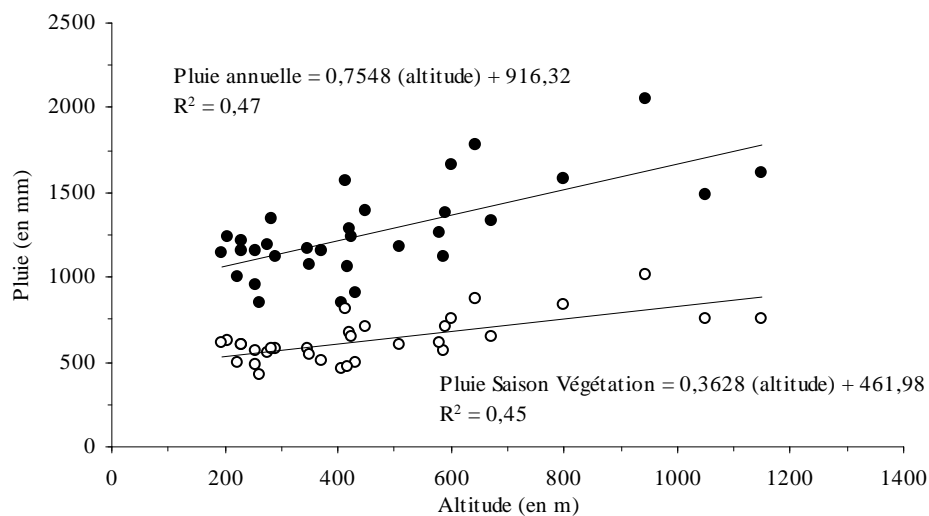
Indice topographique caractérisant les conditions d'alimentation en eau
la flèche indique la position sur la pente de la placette.

Les précipitations augmentent également fortement avec l'altitude mais l'établissement de gradients est beaucoup plus difficile que pour les températures.

Sur les 24 stations des **Vosges** étudiées par Balseinte (1966), 12 reçoivent plus de 1600 mm de pluie et neige par an. Dans son étude sur la productivité des sapinières dans les Vosges, Becker (1982) a mis en évidence une bonne corrélation entre l'altitude et le régime pluviométrique (Jacamon 1958 ; données Météo-Nationale) avec également une nette opposition entre les deux versants. En raison de l'effet de fœhn, le versant alsacien est, à altitude équivalente, nettement moins arrosé que le versant lorrain. Les deux droites sont séparées par une ligne altitudinale d'environ 300 m.



La figure ci-dessous présente l'évolution des totaux annuels et saisonniers de pluie dans le **massif de la Grande-Chartreuse** (modifié d'après Pache 1998). Au niveau annuel, le gradient est de l'ordre de 0,76 mm/m et de 0,37 mm/m pour la saison de végétation. Il existe également une différence entre les versants. Dans la partie occidentale, le gradient est de l'ordre de 1,04 mm/m et de 0,65 mm/m dans la partie occidentale.



Pour l'ensemble des **Alpes du nord**, Castellani (1983) (cité dans Pache 1998) a étudié la relation qui existait entre la pluviométrie annuelle et l'altitude. Plusieurs zones géographiques, caractérisées par des relations linéaires pluviométrie-altitude propres, ont été mises en évidence (P= précipitations annuelles en mm, alt=altitude en m) :

- ❖ une zone regroupant la Chartreuse et le chaînon de l'Épine-Dent du Chat, où :

$$P = 1076 + 0,61 \times \text{alt}$$

avec un sous-échantillon cartusien encore plus humide, mais avec un nombre trop faible de stations pour pouvoir être statistiquement validé.

- ❖ Une zone regroupant le Sud-Salève et le Mont Vuache, où :

$$P = 960 + 0,30 \times \text{alt}$$

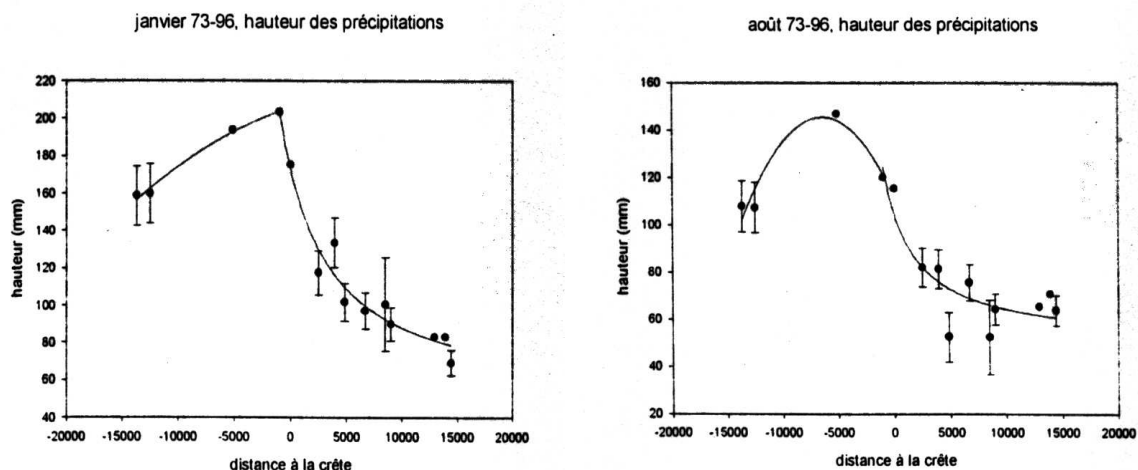
- ❖ une zone regroupant l'ensemble des autres chaînons, où :

$$P = 1045 + 0,31 \times \text{alt}$$

Pour le Jura, plus de 70% des stations reçoivent plus de 1400 mm, Au dessus de 700 m d'altitude, Balseinte (1966) a estimé la répartition saisonnières des pluies pour le Jura. Il apparaît que les pluies d'automne sont moins abondantes que les pluies d'été.

	ALTITUDE MOYENNE		PRÉCIPITATIONS D'ÉTÉ ET D'AUTOMNE	
	m		mm	mm
8 stations à 700m ..	750		440	435
6 stations à 800m ..	840		430	375
6 stations à 900m ..	940		470	440
4 stations à 1000m ..	1070		520	480

Dans une étude récente sur la spatialisation du bilan hydrique, Ebener (2000) a réalisé une étude pluviométrique détaillée du premier chaînon du Jura (France, Suisse). Il a mis en évidence une différence entre les versants nord et sud et utilisé à la fois l'altitude comme variable explicative mais également la distance à la crête. Selon ces calculs, c'est la distance à la crête qui explique le mieux la variation du régime pluviométrique.



mois	équations (Zone Nord)	R ²	équations (Zone Sud)	R ²
Janvier	$Y = -1.2E-07x^2 + 0.002x + 205.82$	0.99	$49.4329*(EXP(10616.6039/(x+8490.2163)))$	0.96
Février	$y = -2.02E-07x^2 + 0.0001x + 179.59$	0.84	$22.9743*(EXP(36340.3661/(x+18896.2983)))$	0.94
Mars	$y = -1.41E-07x^2 + 0.0012x + 180.008$	0.94	$44.8424*(EXP(8416.0901/(x+7130.6626)))$	0.96
Avril	$y = -4.2E-07x^2 - 0.0033x + 136.13$	1.00	$48.8002*(EXP(3647.7812/(x+4474.1856)))$	0.95
Mai	$y = -6.4E-07x^2 - 0.0076x + 153.32$	0.93	$75.5083*(EXP(2007.4299/(x+3610.3315)))$	0.82
Juin	$y = -5.49E-07x^2 - 0.0067x + 163.13$	0.82	$77.3446*(EXP(2070.4067/(x+3609.7583)))$	0.92
Juillet	$y = -8.92E-07x^2 - 0.0111x + 119.89$	0.91	$65.1656*(EXP(2465.6343/(x+4525.2247)))$	0.77
Août	$y = -8.24E-07x^2 - 0.0106x + 111.336$	0.90	$50.0829*(EXP(3717.4665/(x+5073.1662)))$	0.81
Septembre	$y = -5.32E-07x^2 - 0.0073x + 148.65$	0.62	$84.2304*(EXP(2923.6795/(x+5645.5502)))$	0.82
Octobre	$y = -4.84E-07x^2 - 0.0044x + 176.43$	0.91	$72.2904*(EXP(5573.7866/(x+7041.3672)))$	0.90
Novembre	$y = -6.94E-08x^2 + 0.0024x + 206.40$	0.98	$38.4877*(EXP(18736.2941/(x+12475.8507)))$	0.93
Décembre	$y = 8.03E-08x^2 + 0.0050x + 227.90$	0.90	$41.3352*(EXP(20365.2432/(x+12985.2029)))$	0.84

Tableau 4.20 Liste des équations utilisées pour la modélisation de la hauteur d'eau mensuelle moyenne (avec: x= distance à la crête; y = hauteur d'eau précipitée)

En réalité chaque massif, chaque versant a sa loi d'augmentation des précipitations (De Martonne, 1940). L'allure de la courbe varie selon la situation géographique de la montagne considérée, la nature du relief, l'orientation du versant par rapport aux vents dominants. Les précipitations n'augmentent pas indéfiniment selon l'altitude. Il existe une zone de précipitations maxima qui doit correspondre à peu près à la zone de nébulosité maximale. D'après Mathias (cité dans De Martonne, 1940, page 317), la valeur de la pluie pour une station de montagne en France (R) serait donnée par la formule suivante, où R1 représente la pluie à une station de plaine voisine, K le coefficient d'augmentation par 100 mètres, K' le coefficient de décroissance au delà de la zone des précipitations maxima :

$$R = R1 + KA - K'A^2$$

K varierait suivant la latitude de 0,5 (Pyrénées) à 1,2 (Nord). K' serait égal à 1 : 20 000 pour le centre de la France.

Pour le canton de Bâle, Huber (cité dans De Martonne, 1940, page 318) a établi la formule suivante (h : altitude et \square pente moyenne) :

$$S = 793 \text{ mm} + 0,414h + 381,6 \tan \square$$

Pour les massifs hercyniens allemands, la moyenne d'un grand nombre d'observations donne les valeurs suivantes :

Altitude :	0-200	200-300	300-500	500-700	700-1000 m
Pluie :	580	650	780	850	1000

Les règles générales sont les suivantes :

- L'accroissement est plus rapide quand la pente est forte
- L'accroissement est d'autant plus marqué que le vent pluvieux souffle plus près de la normale à la direction du versant considéré
- L'accroissement dépend de la température initiale et de son humidité

11. ACTION DU RELIEF SUR LE BILAN RADIATIF

L'action thermique du relief s'exprime à travers les modifications du bilan radiatif des pentes (exprimé en énergie reçue par unité de surface) et sur l'induction de vents locaux par les gradients thermiques.

11.1. Modification du bilan radiatif

La durée d'insolation et l'intensité calorifique des radiations reçues au sol par unité de surface (=quantité de rayonnement reçue par une pente) dépendent de quatre grands facteurs :

- **L'angle d'incidence(i) des rayons solaires arrivant au sol.** Cet angle dépend la latitude du lieu, de la saison (déclinaison du soleil) et de l'heure du jour
- **l'exposition** (=orientation) **de la pente** (Nord = adret ou ombrée et sud = ubac ou soulane)
- **l'angle de la pente** (=inclinaison)
- **la couverture nuageuse du ciel**

Ces quatre facteurs modulent le bilan radiatif à des échelles différentes. Latitude et saison sont importants à prendre en compte pour une analyse à grande échelle c'est-à-dire mésoclimatique voire macroclimatique. A l'échelle topoclimatique, ce sont essentiellement l'exposition et l'inclinaison des pentes qui modulent le bilan radiatif local et modifient le paysage en zone montagneuse.

11.1.1. Angle d'incidence des rayons solaires

a) Effet de la latitude

Le régime thermique diurne dépend étroitement de la durée du jour. Cependant, si celle-ci est d'une importance considérable, elle n'est pas la seule à retenir. En effet, les heures d'insolation ne sont pas comparables entre elles. Un m² de sol exposé pendant une heure aux rayons du soleil ne recevra pas la même quantité de chaleur suivant qu'il sera situé près de l'équateur ou près d'un pôle. Nous voyons intervenir ici un second facteur qui est l'incidence des rayons solaires, c'est-à-dire de l'angle que forment ces rayons avec l'horizontale dans la traversée de l'atmosphère d'abord, puis au contact du sol en second lieu.

- Tout d'abord, les rayons solaires ont à subir de façon modérée les effets de l'absorption par l'atmosphère tant que ceux-ci atteignent le sol verticalement. Au contraire, les rayons inclinés doivent traverser avant d'atteindre le sol une couche d'atmosphère plus épaisse. L'énergie qui atteint le sol après avoir traversé l'atmosphère est déterminée par une formule exponentielle exprimant la loi de Bouguer. *Cette formule permet de déterminer le reliquat d'énergie E' subsistant après la traversée de l'atmosphère :*

$$E' = E p^{1/\sin(i)}$$

E = énergie mesurée à la limite de l'atmosphère

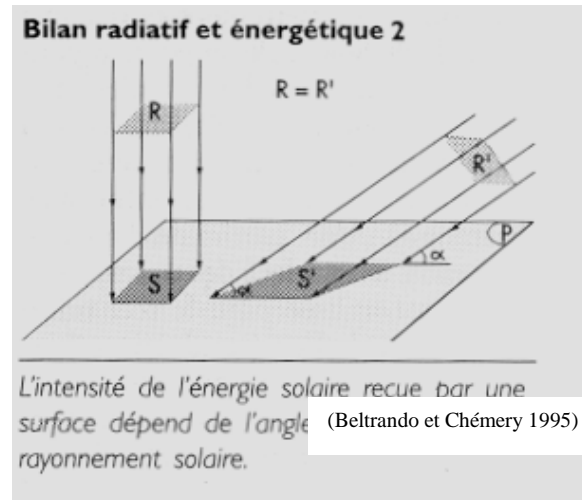
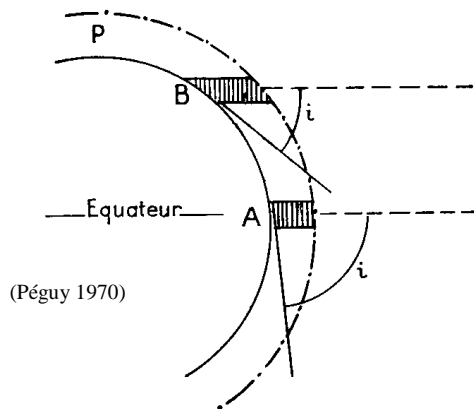
E' = énergie mesurée après la traversée

p = coefficient de transparence de l'atmosphère dont les valeurs usuelles sont comprises entre 0,3 et 0,7

i = angle d'incidence des rayons lumineux. Le rapport $1/\sin(i)$ est une fonction de la masse atmosphérique que traversent les rayons solaires

- En arrivant au sol, ce reliquat d'énergie provoquera l'échauffement du sol dans des conditions qui sont également fonction de l'angle d'incidence des rayons. La loi est ici que l'échauffement est proportionnel au sinus de l'angle d'incidence.

Dans la pratique, ces deux lois agissent dans le même sens : plus l'angle d'incidence des rayons solaires est faible, plus faible sera la quantité d'énergie arrivant du sol. Au contraire, quand le soleil est au voisinage du zénith, l'absorption par l'atmosphère est minimum, le reliquat d'énergie atteignant le niveau du sol est donc maxima et ce reliquat de grande valeur provoque sur une unité de surface horizontale un effet calorifique encore relativement plus considérable.



Ainsi, plus les rayons sont inclinés, plus l'énergie dispensée est répartie sur une grande surface et plus les apports par unité de surface sont faibles.

En combinant les deux effets, on peut mesurer l'énergie W au sol sur **un plan horizontal** :

$$W = E' \sin(i)$$

avec $E' = E p^{1/\sin(i)}$

$$W = E p^{1/\sin(i)} \sin(i)$$

L'incidence (i) des rayons solaires au sol, en ne considérant que le cas de midi, est une fonction simple de la latitude (L) et de la saison (λ). Ce dernier coefficient représente la déclinaison du soleil au moment considéré de l'année. Latitude et déclinaison sont comptées algébriquement, positivement vers le nord et négativement vers le sud

$$i = 90^\circ - L - \lambda$$

On a calculé que pour des rayons inclinés de 60° , l'énergie atteignait encore presque 9/10 de qu'elle aurait été avec des rayons verticaux. Par contre, sous un angle de 30° , (soleil bas dans l'horizon), l'intensité calorifique est réduite de moitié. Les régions intertropicales sont avantagées car la hauteur du soleil sur l'horizon y est en moyenne plus forte. Les hautes latitudes sont très défavorisées car les angles d'incidences des rayons solaires y sont toujours très faibles.

Exemple numérique (d'après Péguy 1970) :Rennes $L = 48^{\circ}07' N$ le 21 novembre $\lambda = -19^{\circ}50'$

A midi, l'incidence des rayons lumineux sera de :

$$(i) = 90 - 48^{\circ}07' - 19^{\circ}50' = 22^{\circ}03'$$

$$\sin(i) = 0,374$$

Par atmosphère transparent, on a $p = 0,8$

$$W = E \times 0,8^{(1/0,374)} \times 0,374 \approx 0,21$$

l'énergie reçue au sol ne représente que 20% de l'énergie à la surface de l'atmosphère

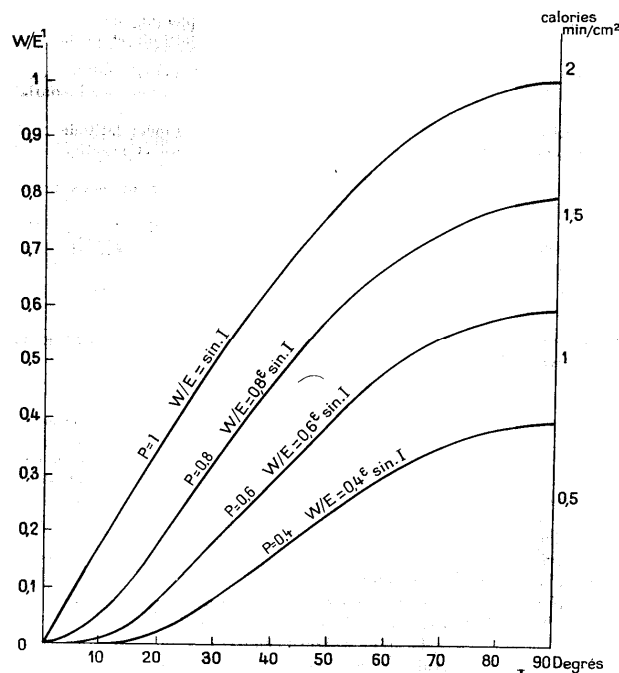
Par "temps couvert", on a $p = 0,5$

$$W = E \times 0,5^{(1/0,374)} \times 0,374 \approx 0,06$$

l'énergie reçue au sol ne représente que 6% de l'énergie à la surface de l'atmosphère

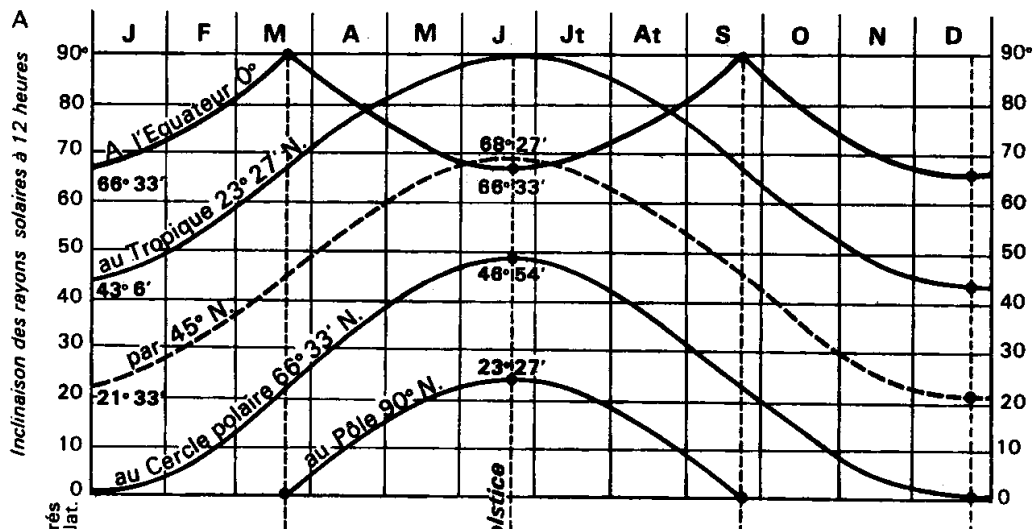
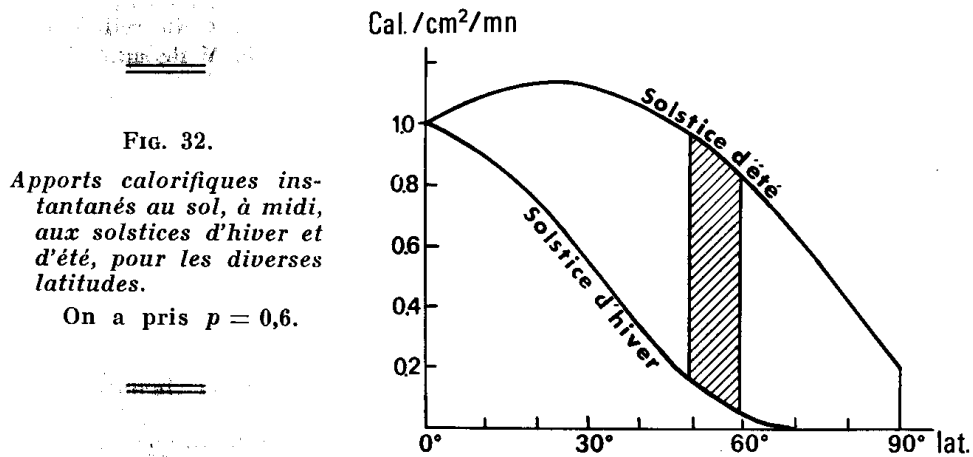
A partir de ces calculs, il est possible d'établir des faisceaux de courbes donnant l'échauffement **d'une surface horizontale** sous l'effet de la radiation solaire. Axe horizontal : incidence en degrés ; axes verticaux : apport de chaleur au sol par radiation. A droite, valeurs relatives. A gauche, valeurs absolues en cal/min/cm² (Péguy 1970).

Les courbes $p=1$ et $p=0,8$ n'ont qu'un intérêt théorique. Les deux courbes 0,6 et 0,4 expriment des relations se rapprochant davantage des conditions réelles de transparence de l'atmosphère. Sur le plan de l'année moyenne, la variation de l'incidence étant liée à celle de la latitude ($\Delta i = -\Delta L$), on peut analyser indirectement l'effet de la latitude sur l'apport calorifique. Aux latitudes moyennes (40° - 50°), l'apport moyen annuel de chaleur au sol par radiation ne représente que de 15 à 35% de l'énergie qui atteignait l'atmosphère supérieure.

**b) Effet de la saison**

Outre l'effet de la latitude, l'angle d'incidence et donc l'apport calorifique varie également selon la saison. En nous limitant toujours au cas de l'incidence maximale atteinte chaque jour à midi sur une surface plane, on constate que pour un hémisphère donné, la quantité d'énergie reçue diminue au solstice d'hiver de l'équateur au cercle polaire - au-delà duquel l'apport est nul -, tandis qu'au solstice

d'été cette quantité, partie d'une même valeur originelle, s'élève tout d'abord jusqu'au tropique où elle passe par un maxima (les rayons du soleil sont ici verticaux) pour décroître ensuite, d'abord lentement, puis plus rapidement jusqu'au pôle (Péguy 1970).

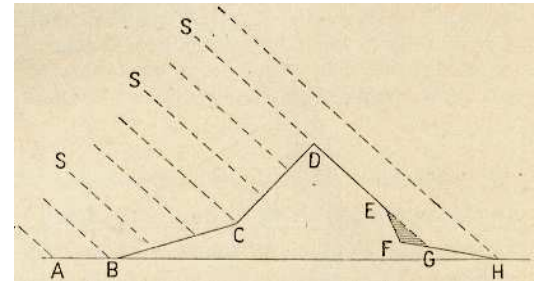
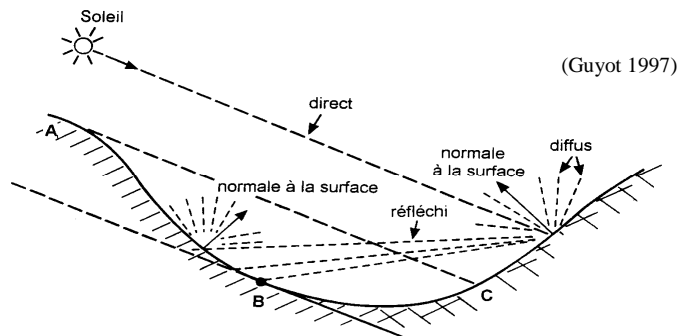


11.1.2. Orientation et inclinaison de la pente

Latitude et saison modulent l'angle d'incidence des rayons solaires à grande échelle c'est-à-dire à celle du mésoclimat voire du macroclimat. **A l'échelle topoclimatique, c'est l'orientation des versants et l'inclinaison des pentes qui ont des effets très importants sur le bilan radiatif et donc sur le paysage en zones montagneuses.** Sauf pour les altitudes très élevées, la loi de Bouguer n'intervient pas. C'est la topographie qui règle l'incidence des rayons solaires selon la "loi des sinus" exactement comme quand l'incidence se trouvait modifiée du fait de la latitude.

En zone de montagne, la quantité d'énergie d'un point donné résulte 1) du rayonnement solaire reçu directement et du rayonnement diffus, 2) de l'orientation du versant et 3) de l'inclinaison de la pente.

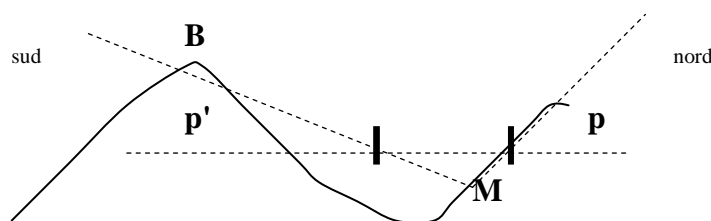
La figure ci-dessous représente schématiquement l'effet du relief sur les échanges radiatifs (Guyot 1997). La partie AC est à l'ombre. En B, le sol reçoit une fraction de rayonnement solaire diffus du ciel et une partie de rayonnement diffusé par le versant qui reçoit le soleil. On a montré que la fraction de rayonnement réfléchi captée par les masques est négligeable tant que l'inclinaison des pentes ne dépasse pas 30° (environ 55%), ce qui est la limite supérieure des pentes pour les prairies.



La figure ci-dessus explique les contrastes d'insolation. La même somme de chaleur étant distribuée par le soleil entre deux rayons équidistants (SS) est répartie sur une surface bien plus grande sur un sol plat (AB) ou peu incliné (BC) que sur une pente raide (CD). Mais, sur le versant opposé, une pente faible suffit pour diminuer notablement la chaleur reçue, une pente égale à l'inclinaison des rayons solaires la réduit au minimum (DE), une pente plus forte (EF) l'annule ; EFG est dans l'ombre.

11.1.3. Confinement et masque sud

Par définition, c'est la pente (p') de la droite joignant le point de station au faite (sommet) du versant opposé dans le cas d'une vallée rectiligne encadrée de 2 lignes de crêtes sensiblement horizontales. L'opérateur en M considère un angle de 50 grades de part et d'autre de B. Il vise alors le point d'altitude moyenne de cette zone, et note l'angle p' de la direction avec l'horizontale. Si B est dans le prolongement de la ligne de plus grande pente, alors p' est le confinement. Si MB est orienté Nord-Sud, p' est le masque sud ou confinement sud.

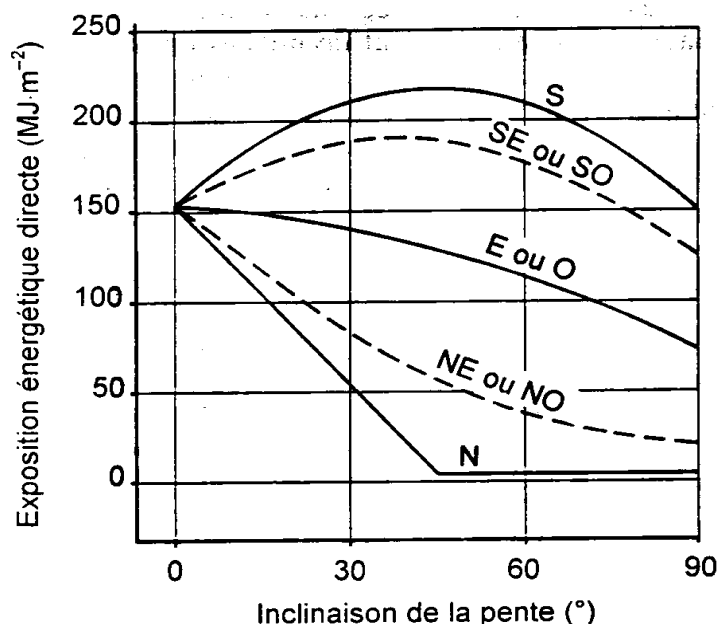


Confinement : angle p' proportionnel à l'encaissement de la vallée

Masque sud : on ne prend le confinement que par rapport à l'axe sud

11.1.4. Variation du bilan radiatif local selon l'exposition, la pente et la saison

La figure ci-dessous présente la variation de l'exposition énergétique directe en fonction de l'inclinaison de la pente et du versant aux moments des équinoxes à la latitude 45° (France 42° à 50°N). Les équinoxes correspondent aux dates pour lesquelles les durées du jour et de la nuit sont égales (équinoxe d'automne : 22 ou 23 septembre ; équinoxe de printemps : 21 ou 22 mars).



Pour une pente de 30°, le rayonnement direct intercepté par jour varie de 207 MJ/m² pour un versant sud à 55 MJ/m² pour un versant nord en passant par 137 MJ/m² pour une orientation est ou ouest. Du point de vue forestier, on conçoit aisément que de telles différences à l'équinoxe de printemps puissent affecter grandement le débourrement des arbres et la croissance... Cependant, un débourrement précoce est également un danger dans le cas de gelées tardives...

Des mesures mensuelles faites dans la région de Vienne par temps clair (exprimées en MJ/m²) mettent également clairement en évidence les effets combinés des pentes et de l'orientation pour les variations du rayonnement solaire capté par les pentes (adapté de Schedler cité par Geiger 1966 et repris par Guyot 1997).

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Surface horizontale	45	75	160	245	310	344	375	330	299	123	45	34
Pente de 10°												
N	22	48	124	214	290	325	347	295	194	86	24	13
E/W	43	75	157	242	307	341	372	327	233	118	43	31
S	66	100	187	267	324	353	388	357	273	156	65	52
Pente de 20°												
N	1	22	85	175	256	294	312	250	143	48	3	0
E/W	43	74	154	235	296	327	353	316	227	117	43	31
S	85	121	210	284	331	355	389	371	303	185	81	67

Globalement, le versant sud garde un net avantage par rapport au versant nord. La différence est plus grande pour les mois d'hiver que pour les mois d'été. En mars, par exemple, le versant sud capte 50% de rayon solaire en plus pour une pente à 10°. Pour 20°, la différence est de près de 150 %. En été, les différences sont atténuées tant que les pentes ne sont pas trop fortes. Par temps nuageux, les contrastes d'irradiation entre pentes sont beaucoup moins importants.

A un niveau plus fin, l'exposition module également le cycle diurne du rayonnement solaire direct. L'orientation Est a pour effet d'avancer dans la journée l'heure du maximum d'ensoleillement direct (jusqu'à deux heures par rapport au passage du soleil au méridien). C'est l'inverse pour une orientation ouest.

La combinaison inclinaison de la pente, orientation du versant et date module l'interception du rayonnement solaire et, par conséquent, le bilan radiatif de surface. Le rayonnement net plus élevé d'un versant sud par rapport à un versant Nord se traduira par une plus grande énergie disponible sous forme de chaleur latente. Le contraste entre l'adret plus chaud et plus sec et l'ubac plus froid plus humide s'explique par cette différence. La disponibilité locale en eau (réserve utile et apports latéraux) joue également un rôle important et peut localement amplifier les différences et moduler davantage le contraste sud-nord.

11.2. Modification de l'écoulement des masses d'air (vents locaux particuliers)

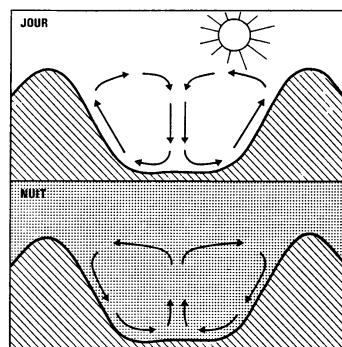
Les contrastes thermiques à l'échelle topoclimatique se traduisent par des mouvements locaux des masses d'air. Trois types de vents locaux sont induits par ces gradients :

- les vents de compensation
- les brises de vallées
- les vents de pentes

11.2.1. Les vents de compensation

Ils sont observés dans les zones planes au voisinage des montagnes et correspondent à un réchauffement différentiel des deux reliefs. La nuit, l'air froid s'écoule du sommet des montagnes vers les zones basses. Le jour, les pentes se réchauffant plus vite que les zones planes, le sens du courant est inversé. Ces différences induisent des gradients de pression qui donnent naissance à une circulation locale.

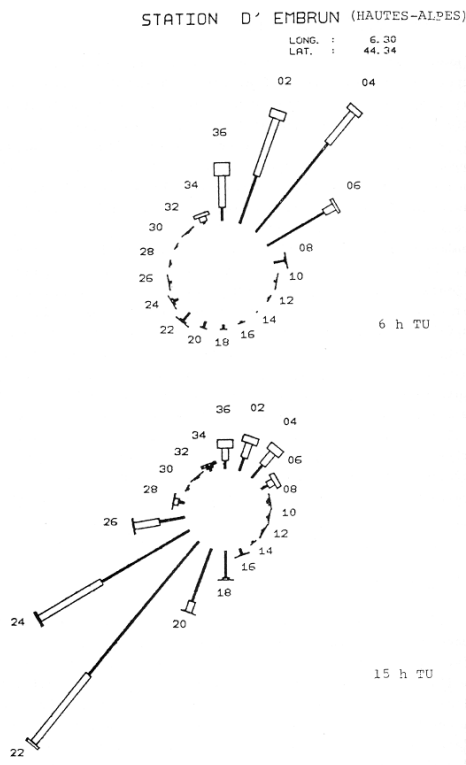
11.2.2. Brise de pente et de vallée



(Choisnel 1987)

Le réchauffement de l'air le long d'un versant ensoleillé, qui débute d'abord en haut des pentes, donne lieu à des gradients de température et de pression qui génèrent une circulation composée d'une *brise de pente ascendante* et d'une subsidence de l'air au centre de la vallée. Cette circulation se crée en général moins d'une heure après le début de l'ensoleillement de la pente (vent anabatique). Cette circulation réchauffe l'atmosphère de la vallée par transfert de chaleur sensible (=part de la chaleur qui a pour effet de modifier la température des corps), ce qui engendre une seconde circulation d'air dite *brise de vallée* (qui remonte le long de la vallée). Cette brise se met en place après la brise de pente. Le retard est d'autant plus grand que la vallée est longue et étroite.

La nuit une circulation inverse se met en place. Le refroidissement des versants se transmet aux couches d'air situées immédiatement au dessus du sol ce qui entraîne un écoulement d'air froid descendant le long de la pente principalement sous l'effet de la gravité (vent dit catabatique). Les profils de vitesse qui ont été déterminés dans les vallées ont permis de constater que la vitesse maximum du vent est observée à un niveau qui est sensiblement égal à la moitié de la profondeur de la vallée. Il est à noter que la vitesse du vent anabatique est généralement nettement plus grande que celle du vent catabatique. La convergence de ces brises de pente descendantes au fond de la vallée donne lieu à une faible ascendance au centre de la vallée combinée à une brise de vallée descendante. Ces écoulements d'air froid peuvent être facilement stoppés par une bande forestière ou un remblai (création d'un lac d'air froid).



A la station d'Embrun (876 m) située dans la haute vallée de la Durance, la brise de vallée ascendante apparaît sur la rose des vents à 15 h TU tandis que la brise de vallée descendante est illustrée par la rose des vents de 6 h TU, l'axe de la vallée étant en gros SO/NE au niveau d'Embrun (Choisnel 1987)

Dans les vallées, on observe presque systématiquement la présence d'une forte inversion thermique au cours de la nuit. Cette inversion se traduit par une augmentation de la température avec l'altitude. Ces inversions nécessitent un relief où l'air circule mal, et un temps calme au cours duquel les phénomènes de rayonnement l'emportent largement sur les mécanismes de turbulence et d'advection. Refroidi par une forte déperdition de chaleur nocturne qui affecte le sol, l'air de la cuvette se trouve prisonnier en raison de sa densité élevée. A cela s'ajoute l'air froid qui s'écoule des versants et qui finit lui aussi par stagner dans les fonds. Au moment du lever du soleil, la montagne voisine bénéficie d'un bon ensoleillement et se réchauffe plus vite que la vallée qui est placée dans la brume. Ces brouillards disparaissent généralement en fin de matinée quand les mouvements convectifs se développent.

12. TOPOCLIMAT, VÉGÉTATION ET COMPORTEMENT DES ESSENCES

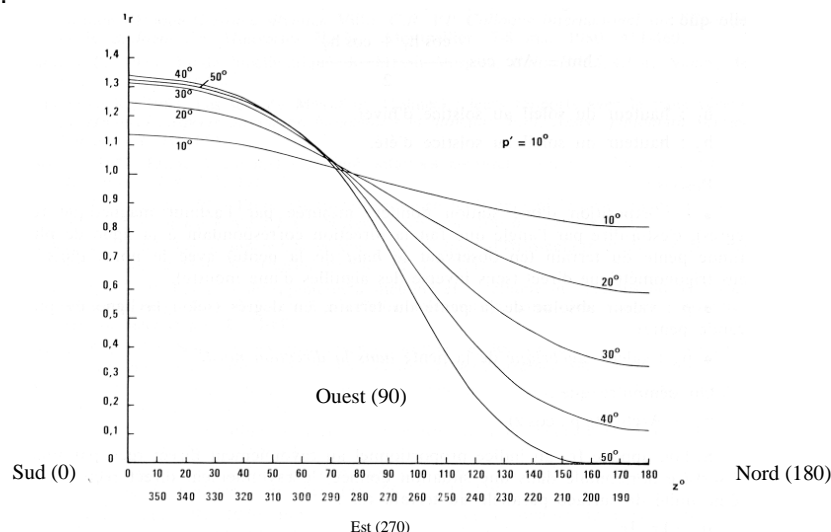
(remarque : d'autres exemples sont présentées dans les poly « comportements des essences »)

12.1. Climat et productivité des sapinières à Fétuque : notions d'altitude compensée et de distance à la crête (Becker 1979, 1982)

Au début des années 1980, Becker (1982) constata que, pour un même type de sapinière - sapinière à fétuque sur sol brun acide à brun ocreux (meilleures stations pour le sapin dans les Vosges) – la productivité du sapin variait dans des proportions très importantes (de 7 à 19 m³/ha/an). Les conditions édaphiques étant non limitantes, il émit l'hypothèse que ces variations pouvaient être expliquées par des effets d'altitude, de pente et d'exposition. Dans son étude, Becker confirma clairement cette variation et mis en évidence une différence de pluviométrie selon le versant considéré. En raison de l'effet de fœhn, le versant alsacien est, à altitude équivalente, nettement moins arrosé que le versant lorrain. Ne trouvant aucune corrélation entre la productivité des sapinières et l'altitude, Becker eu l'idée que des variations d'exposition et de pente pouvaient interférer avec l'altitude brute et masquer la liaison pressentie. Il a donc cherché à compenser l'altitude mesurée en fonction non seulement de l'exposition, mais aussi de la pente.

12.1.1. Indice de rayonnement direct (I_r)

Dans le cas des terrains accidentés, l'exposition et la pente modifient le rayonnement direct reçu et donc le bilan radiatif total (bilan lumineux et thermique). A partir de différents calculs, Becker a établi des abaques permettant d'estimer graphiquement I_r selon l'exposition et la pente (voir article Becker 1982). L'exposition z correspond à l'azimut magnétique (en degrés de 0 à 360°), c'est-à-dire à l'angle que fait la direction correspondant à la ligne de plus grande pente du terrain (en observant le haut de la pente), avec le nord, dans le sens trigonométrique direct (sens inverse des aiguilles d'une montre). La pente p est la pente du terrain en degrés (selon la ligne de plus grande pente). La pente p' (masque) est la pente de la direction du faite du versant opposé ($p' \leq p$). Une valeur d' I_r de 1,30 signifie que la station reçoit 30% d'énergie supplémentaire par rayonnement direct par rapport à une situation horizontale.

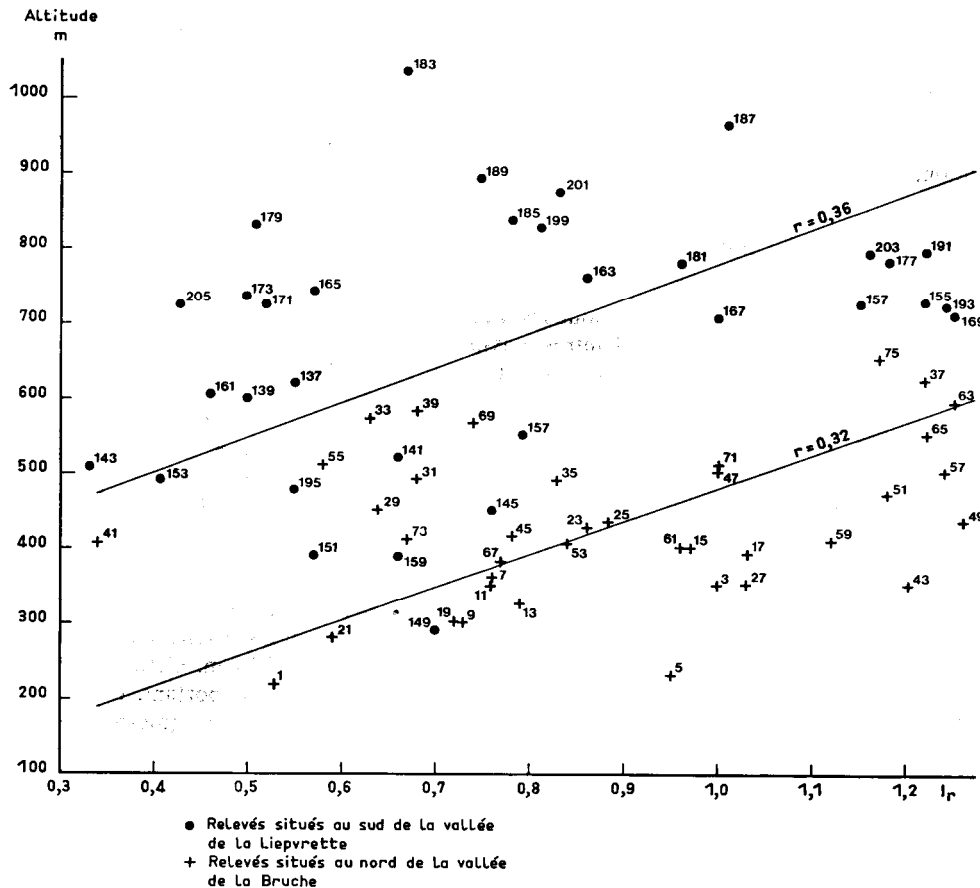


Un exemple d'abaque donnant l'indice de rayonnement I_r en fonction de l'exposition z , de la pente p et de la pente p' de la direction du faite du versant opposé (établi pour la latitude 48° N)

12.1.2. Altitude compensée

L'analyse conjointe de l'altitude brute et de l'indice I_r , qui condense donc pente et exposition, discrimine deux groupes de relevés : les uns situés au sud (33 sites) et les autres situés au nord (38

sites). Qui plus est, les deux droites obtenues par ajustements des deux nuages de points sont sensiblement parallèles. L'interprétation que fait Becker est que ces deux ensembles de relevés appartiennent à deux zones climatiquement différentes, mais que, à l'intérieur de chacune d'elles, la sapinière se cantonne à une altitude optimale, elle-même modulée en fonction de l'exposition. Il est à noter que l'on retrouve dans le graphique altitude/ I_r l'équidistance de 300 m entre les deux droites déjà observée pour le graphe altitude/pluviométrie des postes météorologiques.



Pour les deux domaines concernés, il apparaît donc possible de compenser l'altitude brute (A_0) d'un site donné selon la formule ci-dessous. Ainsi, pour une pente de 30° (58%), le passage de l'exposition sud à l'exposition nord correspond, sur le plan de la résultante climatique, à une augmentation de 430 m d'altitude.

$$A_c = A_0 + 440 (1 - I_r)$$

La prise en compte de cette altitude compensée permet d'expliquer en partie la productivité des placettes du versant sud ($r=0,29$; significatif à 5%) mais non celle du versant nord ($r=0,18$ ns). Face à cette constatation, Becker eu l'idée de considérer une nouvelle variable : la distance altitudinale à la crête.

12.1.3. Différence altitudinale à la crête

A première vue, la pluviométrie semble être un élément déterminant de la productivité des sapinières étudiées. On sait que la pluviométrie augmente avec l'altitude, mais qu'en raison de l'effet de crête (effet de fœhn), le versant alsacien est nettement moins arrosé que le versant lorrain. Afin de tenir compte de cette réalité, Becker eu l'idée de mesurer pour chaque site étudié sa différence de

distance altitudinales (Δ_0) à la crête des Vosges dans la direction ouest (direction dominante des vents pluvieux), Il calcula également une différence compensée (Δ_c) selon la pente et l'exposition ; différence dans laquelle l'altitude brute est remplacée par l'altitude compensée (A_c).

La prise en compte de ce paramètre permet d'expliquer d'une façon beaucoup plus satisfaisante la productivité (P) des sapinières étudiées (coefficient de corrélation r et seuil 5%, 1% et 1p. mille). Pour l'ensemble des 99 sites, la corrélation est de $-0,33$ (***)

Versant	P et Δ_0	P et Δ_c
nord	-0,28 *	-0,42 ***
intermédiaire		-0,31 *
e		
sud	-0,27 *	-0,37 **

Dans le contexte des Vosges alsaciennes, peu contraignant au niveau nutritionnel, la productivité du sapin augmente quand Δ_c décroît, c'est-à-dire quand on se rapproche des lignes de crête et que la pluviométrie diminue.

12.1.4. Analyse conjointe des deux paramètres

En prenant en compte les deux paramètres, altitude et différence altitudinale compensées, Becker a établi un modèle permettant d'expliquer une part significative de la productivité (P) des sapinières :

$$P = 19,8 - 0,0082 \Delta_c - 0,0052 A_c \quad r = 0,42 \text{ ***}$$

Cependant, il faut signaler que les variations d'altitude ont deux effets antagonistes :

- En moyenne, quand l'altitude augmente, la distance à la crête diminue, la pluviométrie augmente ainsi que la productivité ;
- À position semblable par rapport à la crête, plus l'altitude augmente et plus la croissance diminue. Cet effet dépressif intrinsèque de l'altitude est très certainement lié à une baisse corrélative de la température. Il doit donc exister une altitude critique au-dessous de laquelle la productivité augmente avec l'altitude, et donc la pluviométrie, et au-dessus de laquelle la diminution de la température devient un facteur limitant important.

A partir de là, Becker a établi cette altitude critique à 550 m :

au-dessus de 550 m

$$P = 21,93 - 0,0108 \Delta_c - 0,0073 A_c$$

$r = 0,48 \text{ ***}$

au-dessous de 550 m

$$P = 16,31 - 0,0061 \Delta_c + 0,0015 A_c$$

$r = 0,35 \text{ **}$

12.1.5. Conclusions

On reprendra les conclusions de l'article de Becker (1982) :

"...En montagne, le climat varie rapidement d'un point à l'autre, et devient le facteur prépondérant des variations stationnelles. Dans le cas étudié au moins, il apparaît que la végétation, toujours bien corrélée aux sols, manque alors de finesse pour caractériser des variations de productivité qu'il est important pour le forestier de prévoir. Il est donc souhaitable de prendre en compte également d'autres critères en rapport avec le climat local.

L'altitude vient naturellement à l'esprit. Mais il est nécessaire de la compenser par l'exposition (pente, orientation) au moyen, par exemple, de l'indice précédemment mis au point (Becker 1979). Par ailleurs, dans les Vosges alsaciennes, où la présence d'une ligne de crête perpendiculaire à la direction des vents pluvieux dominants induit une sorte d'effet de fœhn, il est également indispensable de prendre en compte la distance altitudinale à la crête.

Il apparaît qu'au-dessous de 550 m d'altitude, altitude et proximité altitudinale de la crête sont toutes deux corrélées positivement à la productivité, ceci traduisant le seul effet bénéfique de la pluviosité, élément essentiel de la croissance du sapin. Au-dessus de 550 m, il convient de bien séparer ces deux variables. La productivité croît (avec la pluviométrie) si la crête est plus proche, mais elle décroît (avec la température) lorsque l'on s'élève. Dans ce deuxième cas, et dans les limites observées, c'est l'effet positif de l'augmentation de l'altitude qui l'emporte.

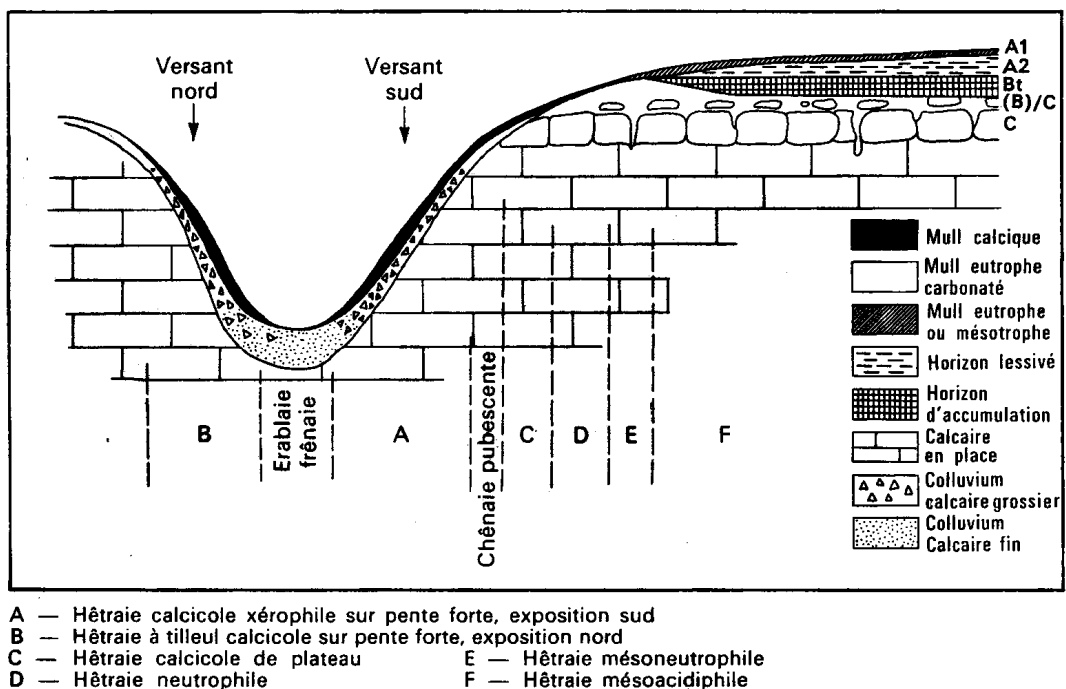
Tous calculs faits, voici, pour différentes altitudes de la ligne de crête, la fourchette de productivité prévisible en fonction de l'altitude locale :

crête culminant à 300 m	entre 14,5 et 16,8 m ³ /ha/an
crête culminant à 550 m	entre 13,0 et 17,2 m ³ /ha/an
crête culminant à 800 m	entre 11,4 et 16,1 m ³ /ha/an
crête culminant à 1000 m	entre 10,2 et 14,6 m ³ /ha/an
crête culminant à 1200 m	entre 9,0 et 13,2 m ³ /ha/an

Il resterait à quantifier la limite supérieure au-delà de laquelle l'effet dépressif de l'altitude locale devient prépondérant ; mais cette limite n'est pas atteinte dans le contexte du groupement sapinière à fétuque."

12.2. Conséquences de l'exposition sur la fructification du hêtre sur les plateaux calcaires de lorraine

La régénération du hêtre dépend de nombreux facteurs parmi lesquels la station et le climat jouent un rôle central. Afin de montrer l'importance de ces deux paramètres sur l'abondance et la fréquence de la fainée, Becker et al. (1977) ont mené une étude sur différentes stations à hêtre en forêt de Haye (54).

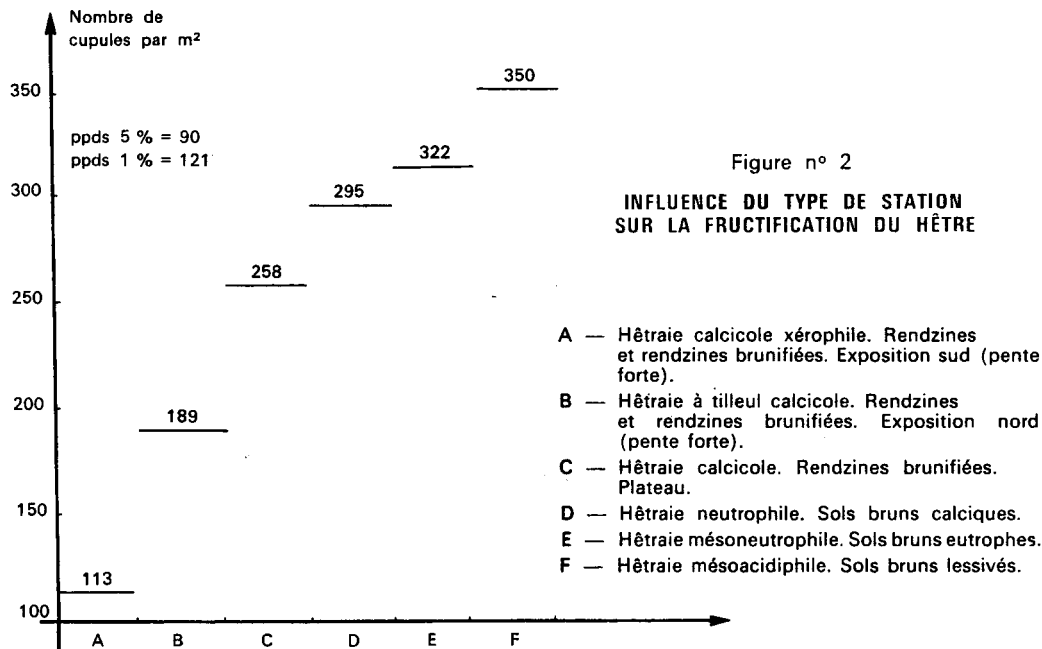


Station A : pente 25 à 30° - exposition sud - $I_r = 1,28$ (28% d'énergie en plus par rapport à une situation horizontale). Végétation xérocalticole (chêne pubescent) – sol du type rendzine à faible réserve en eau

Station B : Pente 30° - exposition nord - $I_r = 0,4$ (60% d'énergie reçue en moins par rapport à une situation horizontale). Végétation calcicole mésophile (tilleul, érable plane, érable sycomore...). L'exposition compense en partie la très faible réserve en eau

Stations C, D, E, F : situation de plateaux ($I_r = 1$) se caractérisant par une augmentation progressive de l'épaisseur des limons. Diminution de la fréquence des espèces calcicoles, augmentation des espèces acidicoles. L'épaisseur des horizons (décarbonatés) augmente ; la réserve utile en eau augmente...

L'analyse du nombre de cupules tombées à terre (5 arbres dominants par station ; fainée de 1974) met en évidence un effet station très net avec une augmentation du nombre de cupules selon le gradient de fertilité stationnelle. Les rendzines de pente produisent le moins, avec un net désavantage pour l'exposition sud, et la hêtraie mésoacidiphile de plateau (station F) le plus. Par rapport à l'exposition sud, la hêtraie exposée au nord produit 0,5 fois plus et la hêtraie de plateau sur sol décarbonaté à réserve utile élevée près de 3 fois plus.



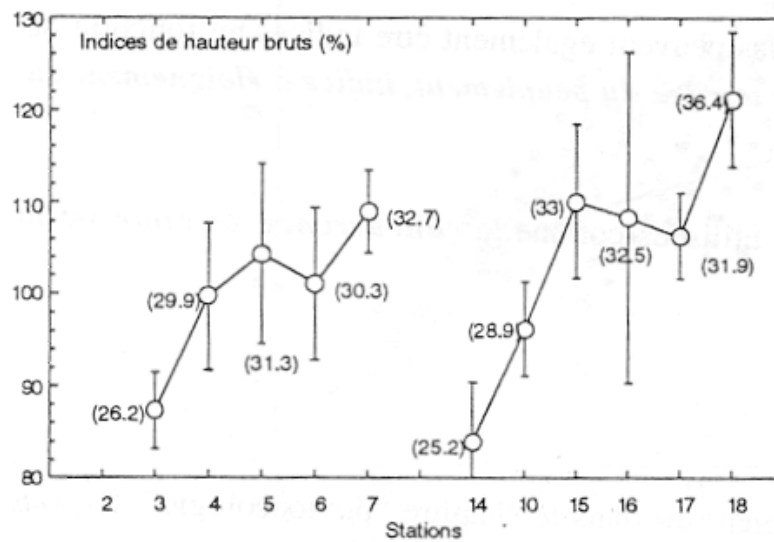
Outre l'effet stationnel (exposition et réserve en eau), la taille du houppier apparaît être également un facteur important de la fructification. Les arbres traités en taillis-sous-futaie avec un houppier bien développé ont un nombre de cupules par m² au sol nettement plus important que les arbres de futaie au houppier étroit (même âge, même station, même statut de dominance), respectivement 322 et 128.

12.3. Croissance en hauteur du hêtre sur les plateaux calcaires de lorraine (Badeau 1995)

En reprenant les types de stations définis par Becker et al. (1977) sur les plateaux calcaires de lorraine, Badeau (1995) a montré l'influence du type de milieu sur la croissance en hauteur de futaies de hêtre. En situation de plateau, on trouve une augmentation progressive de la productivité depuis le type de station 3 jusqu'au type de station 7 en relation directe avec une amélioration du régime hydrique. En situation de versant ou de fonds de vallons, deux situations extrêmes sont en accord

avec les résultats de Becker et al. Les peuplements de hêtres situés sur les versants exposés au sud font partie des peuplements les moins productifs. A l'opposé, les futaies de fonds de vallons larges semblent être les plus productives. Dans un tel contexte, il semble donc que le comportement du hêtre puisse s'expliquer essentiellement par les possibilités d'alimentation en eau du sol.

Station	RU (mm)	Exposition	Station	RU (mm)	Exposition
3	27	plateau	14		sud
4	27	plateau	10		nord
5	40	plateau	15		autres versants
6	100	plateau	16	30	Bas de pente
7	127	plateau	17	60	Fond de vallon
			18	150	Fond de vallon

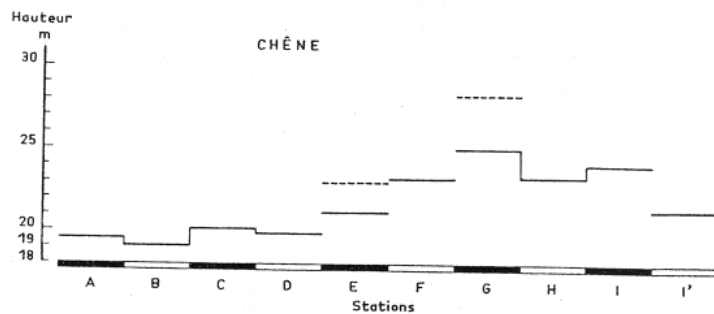
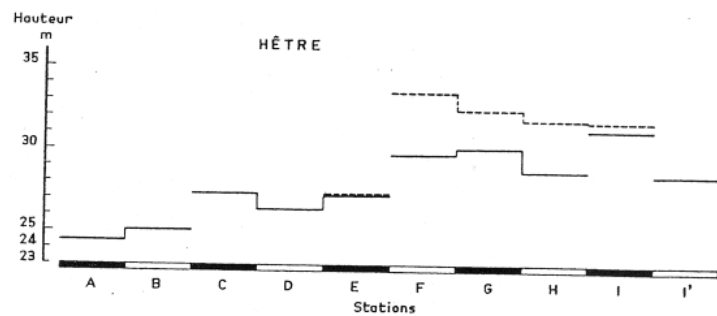


12.4. Croissance comparée du hêtre et du chêne sur les plateaux calcaires de Lorraine (Becker 1978)

Dans une étude phytoécologique des plateaux calcaires de Lorraine, Becker (1978) a clairement mis en évidence non seulement l'effet de la station sur la croissance en hauteur du hêtre et du chêne mais également le comportement très différent des deux essences pour un même type de station.

Caractérisation schématique des stations par les divers groupes écologiques
 (— gr. très représenté ; ---- gr. moyennement représenté ; gr. peu représenté)
 Simplified definition of the sites by the different ecological groups (— very present group ; ---- middlingly present group ; little present group)

Groupes écologiques	Stations										
	A) Hêtre-chêne pubescent de haut de versants sud	B) Hêtre-chêne sessile xérocalcicole de versants sud	C) Hêtre à tilleul calcicole de versants nord	D) Hêtre-chêne sessile calcicole de plateau	E) Hêtre-chêne neutro-calcicole	Hêtre-chêne pédonculée de vallons		G) Hêtre-chêne neutrophile de plateau	H) Hêtre-chêne mésoeutrophile	I) Hêtre-chêne mésoacidophile	I') Chêne sessile-hêtre mésoacidophile
						F ₁ M ₁ -pente	F ₂ Fonds				
1) Eu-xérocalcicoles
2) Xérocalcicoles
3) Calcicoles
4) Neutrophiles à large amplitude
5) Neuro-mésocidiphiles
6) Mésoacidiphiles
7) Acidiphiles
8) Neutrophiles
9) Neuro-hygro-nitrophiles



Légende :
 - - - - Futaie
 ———— Tailis-sous-futaie

FIG. 3. — Hauteur compensée du Hêtre et du Chêne dans les stations (deux stations consécutives non différentes statistiquement sont reliées par un trait vertical).

Le classement des stations est assez semblable pour le hêtre et le chêne. La croissance en hauteur est bien corrélée au caractère plus ou moins calcicole et xérophile des stations. On remarque que pour un même type de station, la productivité du chêne est toujours moins forte traduisant sa moins bonne adaptation au contexte pédo-climatique (le chêne est plus exigeant en eau et semble moins bien tolérer la présence de calcaire actif).

Stations...	Hêtre	Chêne	
mauvaises	A, B, D	4,5 m3/ha/an	
médiocres	C, E, I'	5 m3/ha/an	4 m3/ha/an
favorables	F, G, H, I	6,5 m3/ha/an	5,1 m3/ha/an

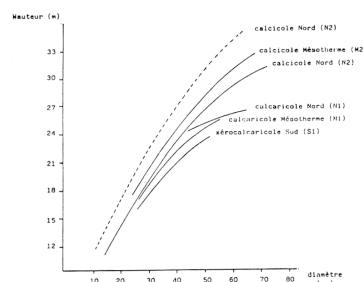
12.5. Conséquences de l'exposition sur la croissance en hauteur du hêtre dans les taillis-sous-futaies des plateaux calcaires de Haute-Marne (Drapier 1989)

L'estimation de la production potentielle d'une essence fait souvent appel à la croissance en hauteur des arbres en utilisant comme indice de productivité ("site index") la hauteur moyenne des arbres dominants à un âge de référence. La méthode la plus efficace d'étude de la croissance en hauteur est l'analyse de tige effectuée par comptage des cernes annuels sur des sections faites à intervalles réguliers le long de la tige. A défaut, on peut déterminer la courbe caractéristique de la croissance en hauteur à partir de mesures hauteur-âge réalisées sur un nombre important d'arbres ou, dans le cas de peuplements résineux assez jeunes, à partir de mesures hauteur-accroissement en hauteur des cinq dernières années-âge.

Le nombre limité de mesures d'âge ne permettant pas de tracer les courbes hauteur-âge, nous avons représenté pour chaque type de station la croissance en hauteur du hêtre en fonction du diamètre à 1,30 m (1200 individus au total). Cette croissance est très nettement dépendante du facteur de concurrence, lié au traitement sylvicole et estimé par la mesure de la hauteur relative du houppier (HR). Pour un même type de station les arbres de forme "futaie" (HR inférieur à 45%) ont, pour un même diamètre, une hauteur nettement plus élevée que les arbres de forme "taillis sous futaie" (HR supérieur à 45 %). Pour les arbres de taillis sous futaie, on observe un échelonnement régulier des courbes de croissance des stations xérocaltaricoles de versant sud aux stations calcicole de versant nord ; Les stations calcaricoles ayant une position médiane. Les stations de versant sud reçoivent de 10 à 30% de rayonnement en plus que les stations de plateaux. Pour les stations nord, le rayonnement est réduit de 10 à 30%.

Dans le cas d'un taillis sous futaie, on peut estimer que la hauteur des arbres dominants ayant un diamètre à 1,30 m supérieur à 45 cm (âge > 90 ans pour le hêtre) est assez proche de la hauteur maximale. L'analyse des hauteurs effectuée sur les 220 arbres présentant ces caractéristiques montre un effet significatif du type de station.

Station	S1	N1	M1	N2	M2
Hauteur (en m)	21,8	24,8	23,7	26,2	25,7

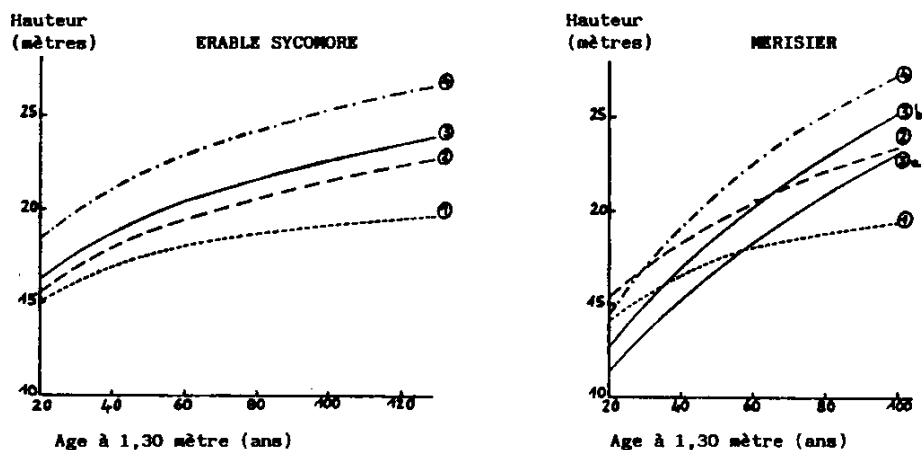


12.6. Croissance comparée de l'érable sycomore et du merisier selon la position topographique sur les plateaux calcaire de lorraine (Le Goff et Madesclaire 1985)

L'étude de Le Goff et Madesclaire montre que le bilan hydrique stationnel est le facteur explicatif essentiel de la croissance de ces deux espèces dans le contexte pédo-climatique lorrain étudié. Ce bilan hydrique est apprécié à travers trois caractéristiques de la station :

- **La réserve utile en eau du sol.** Son importance apparaît évidente en comparant les stations 1 et 2 de plateau à faibles et fortes réserves ;
- **Les apports latéraux par drainage.** L'importance de la position topographique apparaît nettement quand on compare les stations à fortes réserves (2 et 4). La station 4 bénéficie d'apports latéraux importants alors que la station de plateau l'alimentation en eau n'est pas améliorée par des apports ;
- **Les conditions topoclimatiques.** Leur influence sur le bilan hydrique stationnel permet de rendre compte de la différence entre les groupes 1 et 3. Ces stations présentent des réserves utiles en eau relativement comparables. Cependant, les versants frais (3) bénéficient d'un climat local submontagnard, c'est-à-dire d'une humidité atmosphérique élevée qui réduit l'ETP estivale, ce qui réduit l'importance de la sécheresse estivale par rapport au plateau.

Pour expliquer le retard de croissance dans le jeune âge des stations de versants pour le merisier, les auteurs évoquent une réduction de la longueur de la saison de végétation sur les versants frais (rôle du bilan thermique) et un ensoleillement moindre.



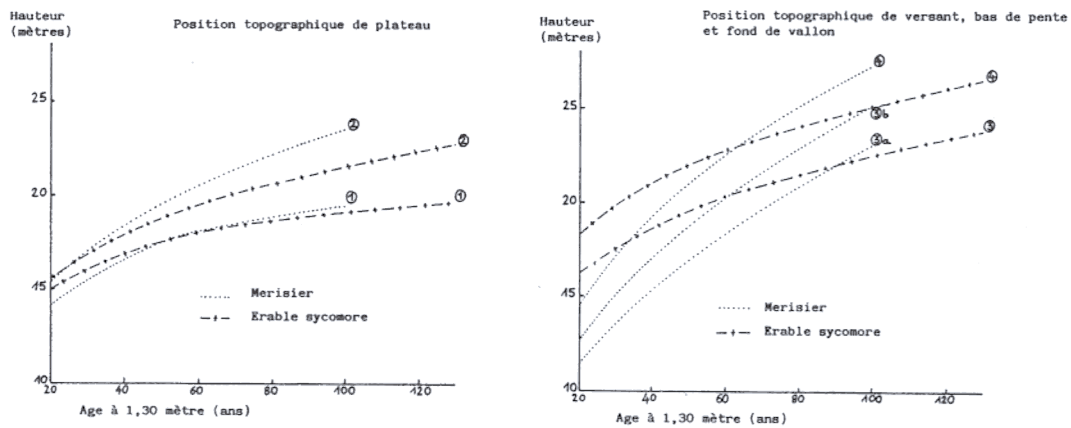
Station 1 : Plateau ; rendzine brunifiée et sol brun calcique ; profondeur de décarbonation faible (0 à 5 et 5 à 25 cm) ; réserve en eau du sol (faibles à moyennes = 70 à 100 mm) ;

Station 2 : Plateau ; rendzine brun eutrophe à brun lessivé ; profondeur de décarbonation moyenne à élevée (25 à 60 cm) ; réserve en eau du sol (moyennes à fortes = 100 à 150 mm) ;

Station 3a : versant à forte pente (nord, est ou ouest) ; rendzine brunifiée et sol brun calcique ou eutrophe ; profondeur de décarbonation faible (0 à 5 et 5 à 40 cm) ; réserve en eau du sol moyenne ;

Station 3b : versant à faible pente (nord, est ou ouest) ; rendzine brunifiée et sol brun calcique ou eutrophe ; profondeur de décarbonations faible (0 à 5 et 5 à 40 cm) ; réserve en eau du sol moyenne ;

Station 4 : Bas de pente et fond de vallon ; brun calcaire et eutrophe colluvial ; réserves en eau du sol très fortes (150 à plus de 250 mm),



La comparaison des deux essences montre que, en situation de plateau à faibles réserves utiles (1), la croissance est comparable pour les deux essences (19 m à 80 ans). Quand la réserve utile augmente (station 2), la croissance en hauteur du merisier a un rythme plus soutenue et, à 80 ans, la différence est de l'ordre de 2 m. Sur les stations de plateaux, il faut donc plutôt favoriser le merisier.

Sur les stations de versant frais, bas de pente et fond de vallon, les performances sont assez voisines vers 80 ans, mais la croissance du merisier demeure cependant très retardée jusque vers 65 ans par rapport à celle de l'érable.

12.7. Production de l'épicéa commun en Haute-Ardèche (Oswald 1969)

Dans le contexte de la Haute-Ardèche, Oswald (1969) montre un effet très net de l'altitude sur la croissance de l'épicéa. **La hauteur dominante diminue avec l'altitude.** Il existe un très faible optimum vers 1150 m et une limite vers 1500 m ; le substrat ne semble pas jouer un rôle dans cette relation. La production passe de 12 m³/ha/an à 1200 m à 3 m³/ha/an à 1600 m.

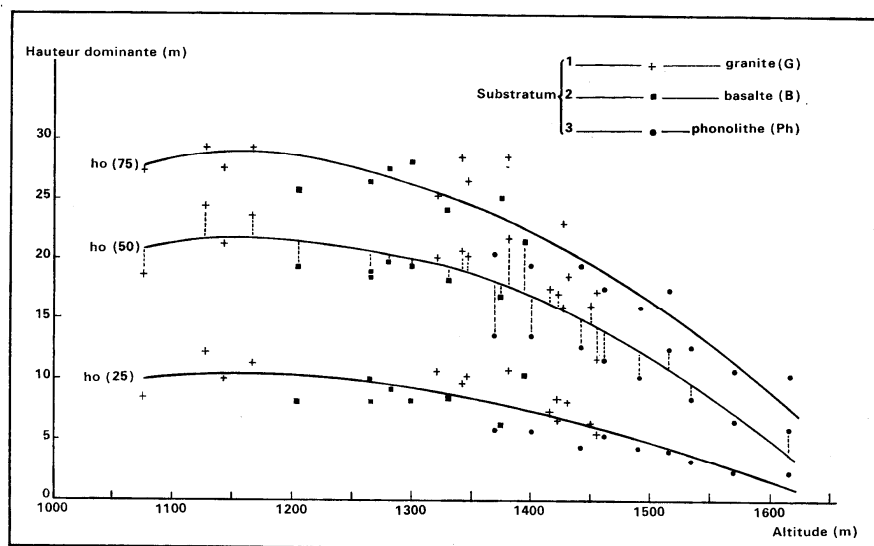


Fig. 4. — Ajustement de la hauteur dominante (h_o) en fonction de l'altitude avec représentation des roches-mères

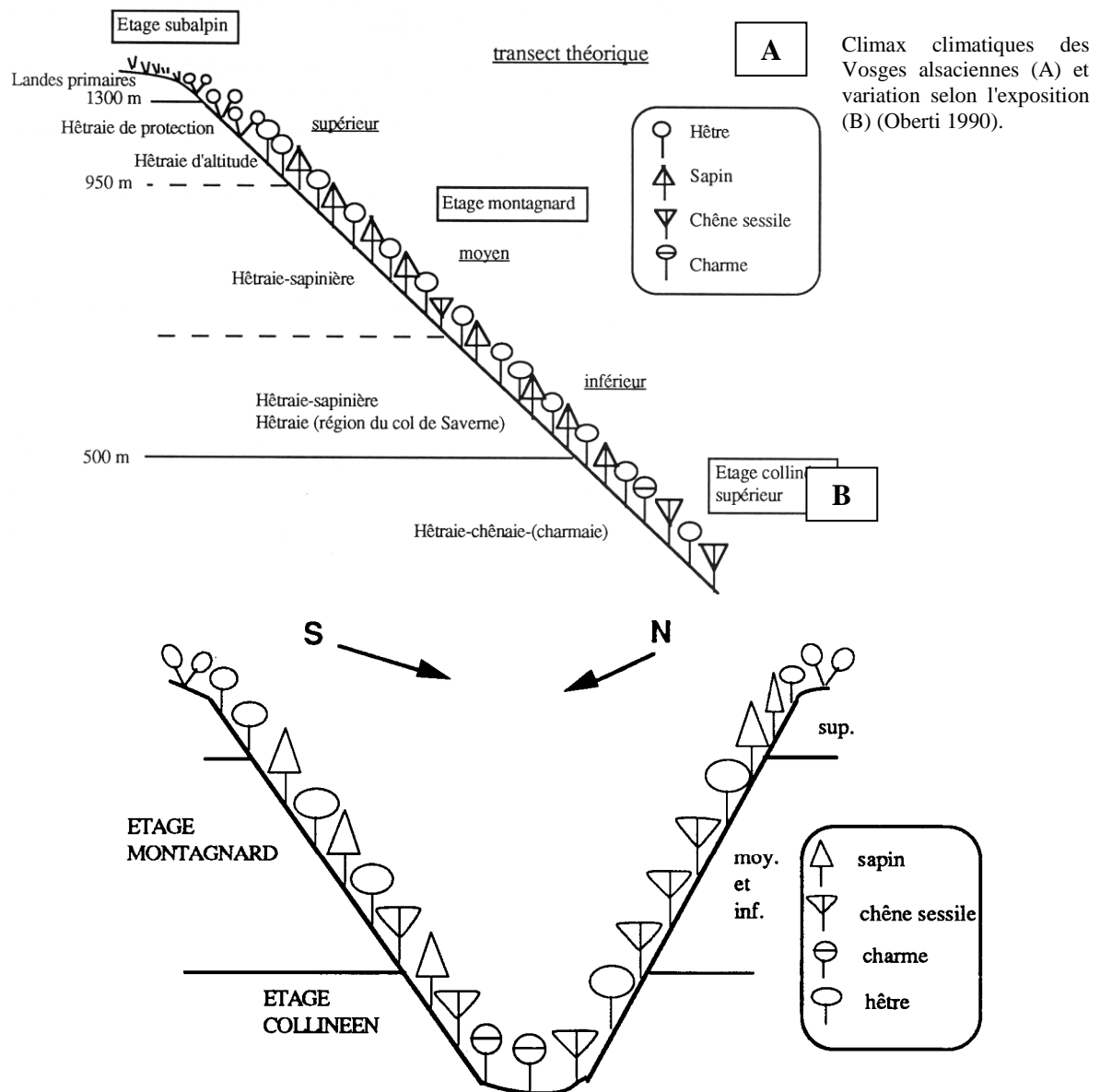
POTENTIALITÉ DE L'ÉPICÉA EN HAUTE-ARDÈCHE

211

12.8. Conséquences de l'exposition sur l'étagement de la végétation

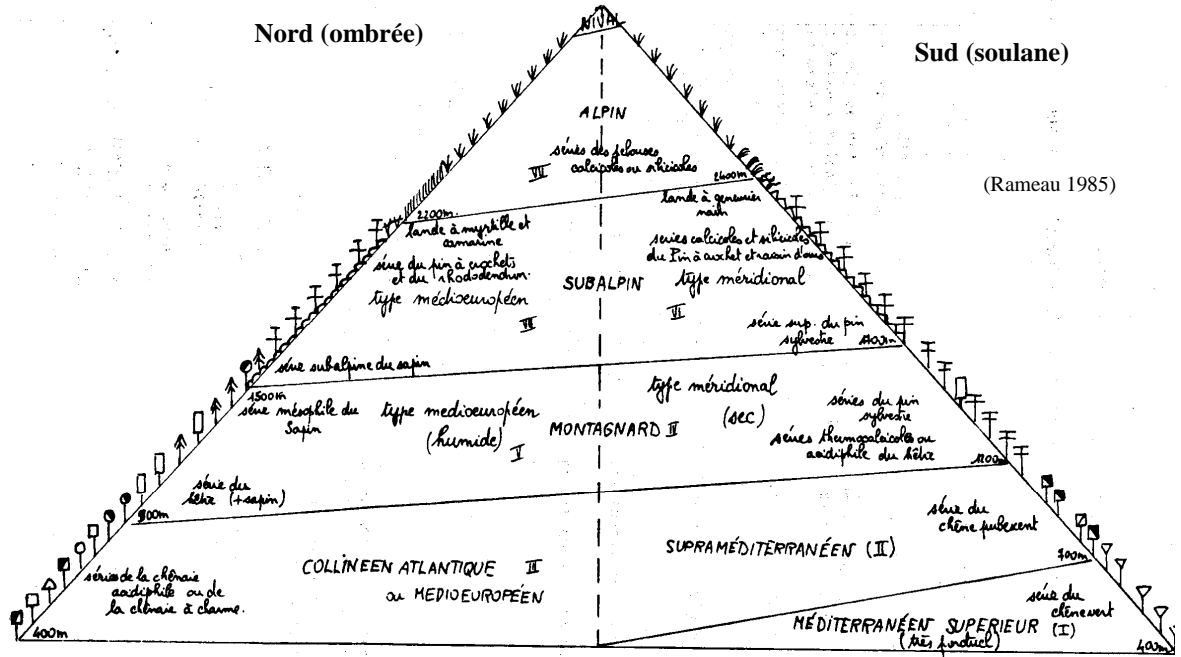
12.8.1. Les Vosges

Les travaux de Becker ont clairement montré que, sur le plan de la résultante climatique, des expositions nord et sud correspondaient, pour une pente donnée, à des altitudes différentes. Ceci à des répercussions évidentes sur l'étagement bioclimatique de la végétation qui n'apparaît pas homogène d'un versant à l'autre. Dans son catalogue des stations, Oberti (1990) souligne cette difficulté majeure pour l'établissement d'un unique catalogue sur les Vosges alsaciennes. Les problèmes majeurs sont la montée du chêne à la faveur des versants exposés au sud et la descente du sapin à la faveur des versants exposés au nord.



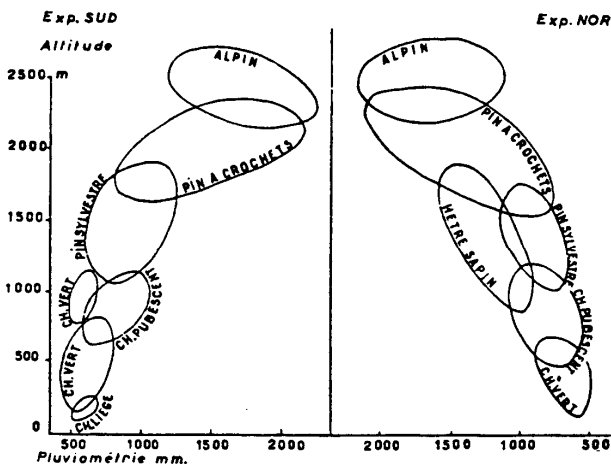
12.8.2. Les Pyrénées

Dans les Pyrénées, la variation de versants se traduit par un étage de la végétation très différent avec une succession des séries du chêne vert, chêne pubescent, pin sylvestre et hêtre thermophile calcicole au sud et, au nord, une succession des chênaies acidiphiles (sessile et pédonculé), hêtraie-sapinière puis sapinière. La limite supérieure de l'étage subalpin étant colonisée par le pin à crochets.



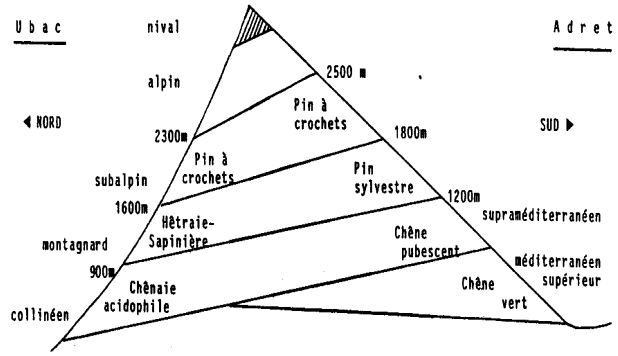
AIRES OMBROTHERMIQUES DE REY

extrait de Documents pour la carte de la végétation des Alpes
T. IV, 1966, p.47



Aire ombrothermique de différentes espèces forestières des Pyrénées-Orientales (d'après REY, modifié).

La région étudiée correspond sensiblement à celle dont les étages de végétation sont schématisés plus loin, figure 116. Ce diagramme de Rey combine la pluviosité et l'altitude mais, du fait que celle-ci est liée à la température par une relation linéaire, c'est effectivement une synthèse entre l'eau et la température. Chaque courbe elliptique relative à une espèce est l'enveloppe de tous les points figuratifs correspondant aux situations de cette espèce qui ont été étudiées.



(Boullard 1992)

12.8.3. Les Alpes

Dans les Alpes maritimes, l'exposition sud se traduit par une prépondérance du mélèze et du pin sylvestre, en altitude, une remontée du chêne pubescent et une disparition de l'épicéa en altitude et une moindre remontée pour le sapin et le hêtre.

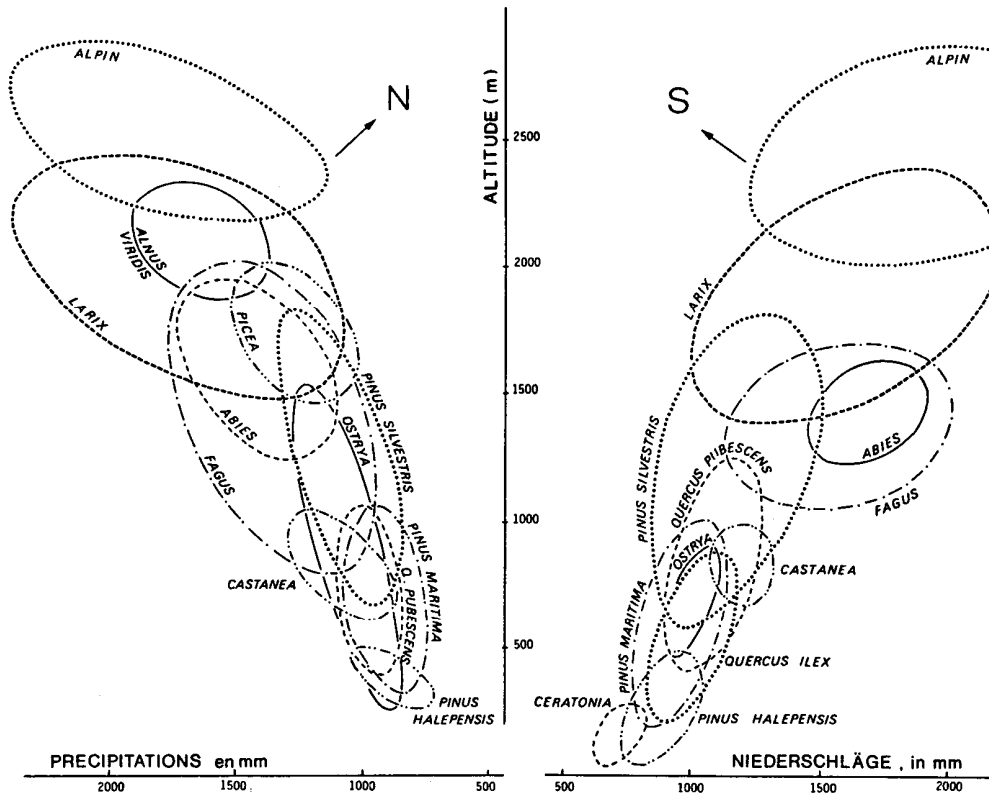
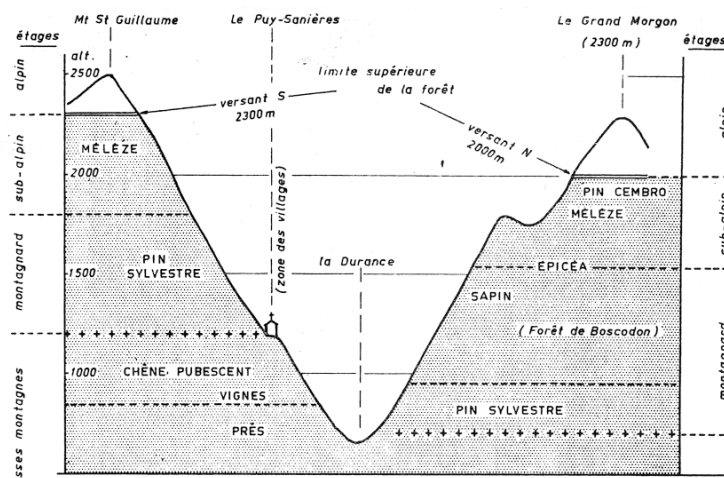
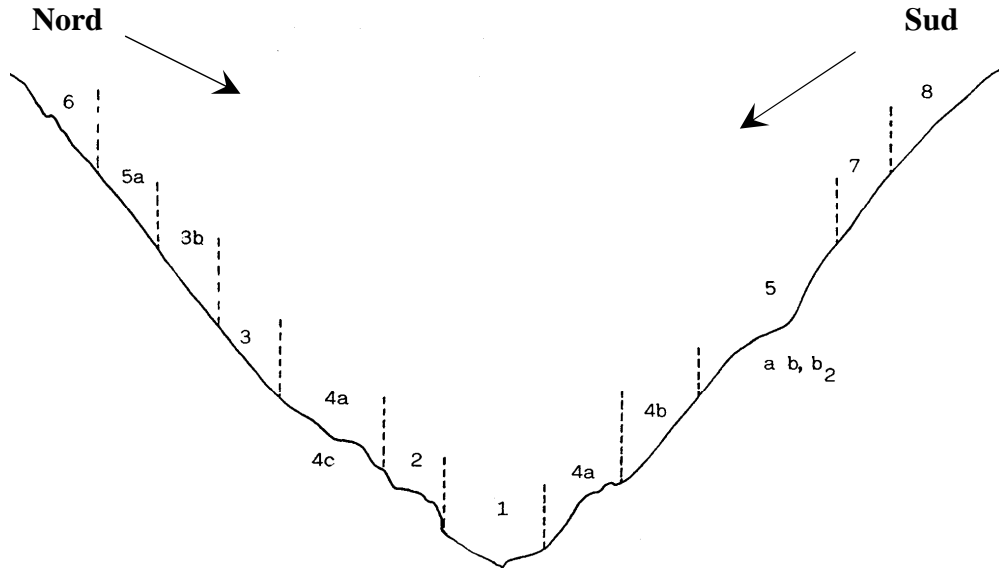


Fig.III-9. Diagrammes écologiques en fonction des précipitations (en abscisse) et de l'altitude elle-même en fonction de la température (en ordonnée) pour les espèces forestières des Alpes maritimes. Ces diagrammes ont été établis par Rey, 1960, d'après les levés préliminaires à la feuille NICE (Ozenda, 1962) de la Carte de la Végétation de la France à 1/200 000.



Décalage des niveaux des étages de végétation avec l'exposition.
(coupe de la vallée de la Durance en aval d'Embrun)

Plus localement, on retrouve également un effet versant comme le montre l'étagement de la végétation en forêt domaniale de Boscodon (Alpes de Haute-Provence près d'Embrun). Le transect suivant synthétise les grands types forestiers individualisés, caractérisés par les essences dominantes et les espèces caractéristiques.



1. Forêt riveraine très fragmentaire à aulne
2. Chênaie pubescente
3. Pîneraie à pin sylvestre (et pin noir d'Autriche) et Ononide à feuilles rondes (calcaricole, thermoxérophile, héliophile)
4. Hêtraie, hêtraie pîneraie, sapinière thermophile et sèche
 - a. hêtraie à Polygale petit buis
 - b. hêtraie-sapinière ou sapinière à Polygale petit buis
 - c. hêtraie-pîneraie
5. Hêtraie-sapinière ou sapinière à Trochiscanthes nodiflorus
 - a. hêtraie-sapinière ou sapinière légèrement sèche
 - b. hêtraie-sapinière ou sapinière hygrosiaphile : b1 : neutrophile b2 : mésoacidiphile sylvofaciés à mélèze, plus rarement à Pin sylvestre
6. Pîneraie de pin à crochets et raisin d'ours
7. Pessière à *Luzula luzulina*
8. complexe à mélèze et pin cembro

12.8.4. Synthèse

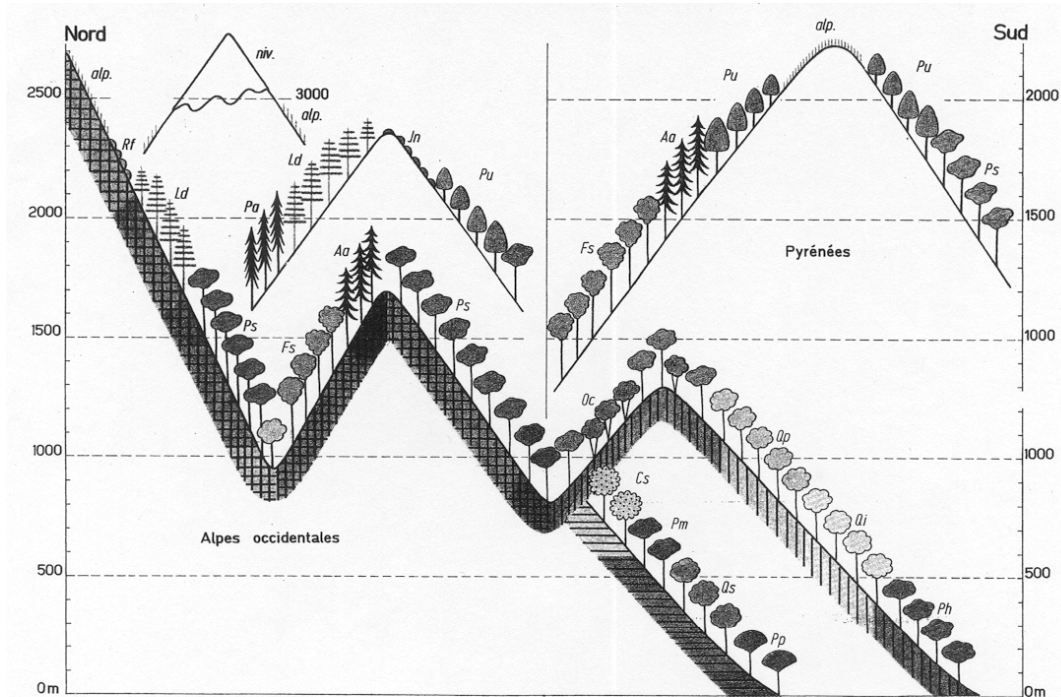


Planche 4 Étages de végétation dans les Alpes occidentales et les Pyrénées.

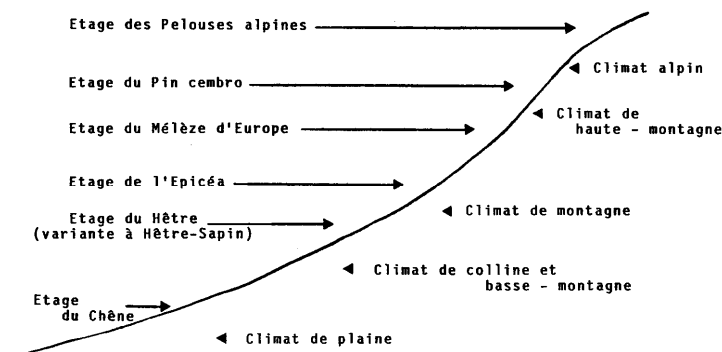
On reconnaît cinq étages (pour les Pyrénées : Gausson, 1954 ; pour les Alpes : Ozenda, 1966).

(Duvigneaud 1974)

1. L'étage méditerranéen comportant :
 - la série du Pin d'Alep (*Pinus halepensis* - Ph)
 - la série du Chêne vert (*Quercus ilex* - Qi)
 - la série du Pin parasol (*Pinus pinea* - Pp)
 - la série du Chêne-liège (*Quercus suber* - Qs)
2. L'étage collinéen, de type subméditerranéen comportant :
 - la série du Chêne pubescent (*Quercus pubescens* - Op),
 - la série du Châtaignier (*Castanea sativa* - Cs),
 - la série du Charme-houblon (*Ostrya carpinifolia* - Oc).
3. L'étage montagnard comportant :
 - la série du Pin sylvestre (*Pinus sylvestris* - Ps),
 - la série du Hêtre (*Fagus sylvatica* - Fs),
 - la série du Sapin (*Abies alba* - Aa).
4. L'étage subalpin comportant :
 - la série du Pin à crochets (*Pinus montana* - Pu),
 - la série de l'Épicéa (*Picea abies* - Pa),
 - la série du Mélèze (*Larix decidua* - Ld),
 - on a représenté également deux aspects de la lande de dégradation : lande à *Rhododendron ferrugineum* (Rf) et lande à *Juniperus nana* (Jn).
5. L'étage alpin rassemblant tous les groupements asylvatiques (sans arbres) : pelouses et végétation d'éboulis ; il faut y ajouter l'étage nival correspondant aux neiges et glaces permanentes.

Les hachures et quadrillages en noir indiquent les relations entre les essences ligneuses climatiques et le substrat : hachures verticales : espèces liées au calcaire ; hachures horizontales : espèces liées aux terrains siliceux ; quadrillage : espèces indifférentes à la nature du substrat.

Correspondance entre les nuances climatiques liées à l'altitude et l'étagement de la végétation en Europe occidentale (Boullard 1992)



BIBLIOGRAPHIE

- Arbez, M.**, 1969. Etude comparative en pépinière de quelques provenances françaises de sapin pectiné (*Abies alba* Mill.). Premier aperçu de la variabilité infraspécifique et mise au point sur le « sapin de l'Aude ». *Annales des Sciences Forestières*, 26 (4), 475-509.
- Aussenac G.**, 1968. Observations sur les effets d'une gelée tardive. *Revue Forestière Française*, 3, 204-211
- Aussenac G.**, 1973. Etude des gelées tardives en relation avec les problèmes de reboisement. *Annales des Sciences Forestières*, 30(2), 141-155
- Aussenac G.**, 1975. Couverts forestiers et facteurs du climat : leurs interactions, conséquences écophysologiques chez quelques résineux. *Thèse de Docteur es Sciences Naturelles*, Université de Nancy 1, 243 pages
- Aussenac G.**, 1984. Rôle de la microclimatologie et de la bioclimatologie en sylviculture. *La Météorologie*, 7(5), 11-17
- Aussenac G.**, 1986. La maîtrise du microclimat en plantation. *Revue Forestière Française*, XXXVIII (3), 285-292
- Aussenac G., Ducrey M.**, 1974. A propose de l'arboretum de Royat. Climatologie et potentialités de production forestière. *Revue Forestière Française*, XXVI (6), 447-458
- Badeau V.**, 1995. Etude dendroécologique du hêtre (*Fagus sylvatica* L.) sur les plateaux calcaires de Lorraine. Influence de la gestion sylvicole. *Thèse de l'Université de Henri-Poincaré*, Nancy 1, 238 pages
- Balseinte R.**, 1966. Climats montagnards et stations climatiques d'altitude. Thèse principale de Doctorat ès Lettres d'Etat, 520 pages
- Becker M.**, 1979. Les facteurs climatiques et la croissance du sapin dans les Vosges alsaciennes. Intérêt d'une notion nouvelle : l'altitude compensée. *C, R, Acad, Agric.*, 65, 1307-1313
- Becker M.**, 1979. Une étude phytoécologique sur les plateaux calcaires de Nord-Est (Massif de Haye, 54). Utilisation de l'analyse des correspondances dans la typologie des stations. Relations avec la productivité et la qualité du hêtre et du chêne. *Annales des Sciences Forestières*, 36(2), 93-124
- Becker M.**, 1982. Influence relative du climat et du sol sur les potentialités forestières en moyenne montagne. Exemple des sapinières à Fétuque (*Festuca sylvatica* Vill.) dans les Vosges alsaciennes. *Annales des Sciences Forestières*, 39 (1), 1-32
- Becker M., Dubois FX., Le Tacon F.**, 1977. Types de station, fructification et installation des semis de hêtre sur les plateaux calcaires du nord-est (Forêt de Haye – Meurthe-et-Moselle). *Revue Forestière Française*, XXIX, 5, 363-374
- Bidabe B.**, 1967. Action de la température sur l'évolution des bourgeons de pommier et comparaison des méthodes de contrôle de l'époque de floraison. *Annales de Physiologie Végétale*, 9(1), 65-86
- Bouchet RJ.**, 1965. Problèmes des gelées de printemps. *Agric. Meteorol.*, 2, 167-195
- Boullard P.**, 1992. Petite encyclopédie de la Forêt. *Edition Marketing*, 384 pages
- Bouvarel, P.**, 1961. Observations sur la date de l'aoûtement de quelques provenances françaises d'épicéa. *Annales de l'Ecole Nationale des Eaux et Forêts*, 18 (1), 97-129
- Bugnon F., Brunaud A.**, 1974. Profils thermiques d'une combe de la Côte dijonnaise : variation des températures maximales et minimales au sein des groupements sylvatiques durant un cycle annuel. *Bulletin scientifique de Bourgogne*, 29, 27-30
- Bugnon F., Brunaud A., Chrétien J., Vermi P.** 1974. Compléments à l'étude de groupements sylvatiques submontagnards en bourgogne calcaire : premières données microclimatiques et pédologiques. *Bulletin d'Ecologie*, 5, 3, 221-227
- Choisnel E.**, 1987. Aspects topoclimatiques : une méthodologie d'étude en région de moyenne montagne. In "Agrométéorologie des régions de moyenne montagne", Toulouse, 16-17 avril 1986, Ed. INRA., Paris, Les colloques de l'INRA, n°39, 177-196
- Choisnel E.**, 1992. Climat : notions de climatologie, climat régional, topoclimat, microclimat. *Techniques Agricoles*, 1050, (12-1992)
- Choisnel E., Seguin B.**, 1987. Problèmes d'échelle et réseaux météorologiques en zone de moyenne montagne. In "Agrométéorologie des régions de moyenne montagne", Toulouse, 16-17 avril 1986, Ed, INRA, Paris, Les colloques de l'INRA, n°39, 37-49
- Cointat, M.**, 1959. Observations sur la foliaison du hêtre. *Revue Forestière Française*, 3, 214-217

- Comps, B., Letouzey, J., Savoie, J.-M.**, 1987. Phénologie du couvert arborescent dans une chênaie-hêtraie d'Aquitaine. *Annales des Sciences Forestières*, 44, 153-170
- De Martonne EMM.**, 1940. Traité de Géographie Physique. Sixième édition revue et corrigée. Tome premier. Notions générales, Climat, Hydrographie. Edition Armand Colin, 496 pages.
- De Montard F.X.**, 1987. Calcul simplifié du potentiel de production et des exportations d'azote dans des prairies. In "Agrométéorologie des régions de moyenne montagne", Toulouse, 16-17 avril 1986, Ed, INRA, Paris, Les colloques de l'INRA, n°39, 367-389
- Diffet J.**, 2001. Phénologie des espèces arborées. Synthèse bibliographique. Analyse des données du réseau national de suivi à long terme des écosystèmes forestiers. Mémoire post-maîtrise, 97 pages + annexes.
- Dougedroit A.**, 1987. Les topoclimats thermiques de moyenne montagne. In "Agrométéorologie des régions de moyenne montagne", Toulouse, 16-17 avril 1986, Ed, INRA, Paris, Les colloques de l'INRA, n°39, 197-213
- Drapier J.**, 1989. Etude de la potentialité des stations forestières par l'inventaire forestier national (IFN). In "Stations Forestières, production et qualité des bois", Eléments méthodologiques, Cemagref, 137-151
- Duvigneaud P.**, 1974. La synthèse écologique. *Edition Doin*, 296 pages
- Ebener S.**, 2000. Utilisation du SIG en mode raster pour la spatialisation du bilan hydrique à l'échelle mensuelle. Application au bassin versant de l'Allondon (France, Suisse). *Terre et Environnement, Section des Sciences de la Terre*, Université de Genève, Volume 20, 311 pages + annexes (Thèse)
- Etienne M., Antonioletti R., Lasseur J.**, 1987. Impact du climat sur les systèmes de production agricole de la vallée des Duyes. In "Agrométéorologie des régions de moyenne montagne", Toulouse, 16-17 avril 1986, Ed. INRA, Paris, Les colloques de l'INRA, n°39, 279-286
- Fontanel, J.L.**, 1979. Etude des influences climatiques sur les potentialités de la production forestière. *Mémoire – INRA de Champenoux – Centre National de Recherches Forestières*
- Galliot M., Choisnel E.**, 1987. Analyse des risques de gelée après débourrement de trois espèces résineuses en Limousin. In "Agrométéorologie des régions de moyenne montagne", Toulouse, 16-17 avril 1986, Ed. INRA, Paris, Les colloques de l'INRA, n°39, 431-443
- Galoux, A.**, 1966. La variabilité génécologique du hêtre commun (*Fagus sylvatica* L.) en Belgique. *Station de Recherches des Eaux et Forêts Groenendaal – Hoeilaart. Travaux Série A*, 11, 123 pages
- Galoux, A., Schnock, G., Grulois, J.**, 1967. La variabilité phénologique et les conditions climatiques. *Bulletin de la Société Royale de Botanique de Belgique*, 100, 309-314
- Godard A., Tabeaud M.**, 1998. Les climats, Mécanismes et répartition. *Edition Armand Colin, Cursus Géographie*, 192 pages
- Guyot G.**, 1997. Climatologie de l'environnement. De la plante aux écosystèmes. *Edition Masson*, 505 pages
- Le Goff N., Lévy G.**, 1984. Productivité du frêne (*Fraxinus excelsior* L.) en région Nord-Picardie. Etude des relations entre la productivité et les conditions du milieu. *Annales des Sciences Forestières*, 41 (2), 135-170
- Le Goff N., Madesclaire A.**, 1985. Etude de la potentialité des stations forestières des plateaux calcaires de lorraine pour l'Erable sycomore (*Acer pseudoplatanus* L.) et le Merisier (*Prunus avium* L.). Colloques phytosociologiques XIV, Phytosociologie et Foresterie, Edition Cramer, 551-571
- Nanson A.**, 1967. Contribution à l'étude de la valeur des tests précoces. II. – Expérience internationale sur l'origine des graines de pin sylvestre (1906). *Station de Recherches des Eaux et Forêts Groenendaal-Hoeilaart, Belgique, Travaux – Série E*, N°2, 37 pages
- Oberti D.**, 1990. Catalogue des stations forestières des Vosges alsaciennes. Fascicule I : Vosges cristallines, 373 pages
- Oswald H.**, 1969. Conditions forestières et potentialités de l'épicéa en Haute-Ardèche. *Annales des Sciences Forestières*, 26 (2), 183-224
- Ozenda P.**, 1985. La végétation de la chaîne alpine dans l'espace montagnard européen. *Edition Masson*, 330 pages

- Pache G.**, 1998. Catalogue détaillé des stations forestières du massif de la chartreuse et des chaînons calcaires du Pays « entre Jura-Savoie ». Laboratoire Ecosystèmes Alpains, Université Joseph Fourier – Grenoble 1.
- Pardé J.**, 1959. Retour sur l'indice C.V.P. de Paterson. *Revue Forestière Française*, 1, 50-53
- Primault B.**, 1990. Détermination du début de la période de végétation par l'évolution de la température comparée à deux phases phénologiques. *Publications de l'Institut Suisse de Météorologie*, 48, 381-384
- Primault B.**, 2000. Essai d'application de modèles météorologiques au calcul du moment d'apparition de deux phases phénologiques. *Schweiz. Z. Forstwes.*, 151 (10), 385-397

1 - Définition et méthode de mesure des paramètres solaires :

Afin de lever toute ambiguïté, il est nécessaire de rappeler la définition et la méthode de mesure des principaux paramètres solaires relevés dans les stations météorologiques.

- La durée d'insolation :

Mesurée dans la plupart des stations météorologiques, la durée d'insolation indique la durée pendant laquelle le soleil a brillé avec ombres portées sur le sol. Elle correspond donc à l'intervalle de temps pendant lequel un récepteur est soumis à un rayonnement solaire direct suffisamment intense. Mesurée quotidiennement à l'aide d'un héliographe, la durée d'insolation est exprimée en heures et dixièmes.

En outre, il est souvent intéressant de lui associer son rapport à la durée théorique du jour : c'est la fraction d'insolation.

- Le rayonnement solaire direct :

Mesuré sur une surface perpendiculaire à la direction du soleil, le rayonnement solaire direct se définit comme étant le rayonnement provenant du seul disque solaire. Il est donc nul lorsque le soleil est occulté par des nuages.

L'énergie du rayonnement solaire direct (ou irradiation solaire directe) est fournie toutes les heures (en temps solaire vrai) en intégrant les mesures d'un pyréliomètre constamment dirigé vers le soleil. Ces mesures sont effectuées dans les stations radiométriques de Trappes, Carpentras, La Rochelle, Dijon, Odeillo et La Roche-sur-Yon.

- Le rayonnement solaire diffus :

Lors de sa traversée de l'atmosphère, le rayonnement solaire est diffusé par les molécules de l'air et les particules en suspension.

Au niveau du sol, le rayonnement solaire diffus comprend la totalité du rayonnement solaire parvenant sur un récepteur excepté sa composante directe. Il inclut, non seulement la diffusion de la voûte céleste, mais également la réflexion des surfaces avoisinantes. Le rayonnement solaire diffus n'est donc nul que la nuit.

L'énergie (ou irradiation solaire diffuse) est fournie toutes les heures (temps solaire vrai) en intégrant les mesures d'un pyranomètre auquel on adjoint un écran destiné à occulter le disque solaire sans toutefois masquer une part importante du ciel.

L'irradiation diffuse est mesurée sur une surface horizontale, dans une quinzaine de stations du réseau météorologique métropolitain.

- Le rayonnement solaire global

Le rayonnement solaire global reçu sur une surface comprend l'ensemble des composantes directe et diffuse normales au plan récepteur. L'énergie du rayonnement global (ou irradiation solaire globale) est la grandeur la plus utile pour les capteurs solaires sans concentration. Le dispositif de mesure est identique à celui de l'irradiation diffuse excepté l'absence d'écran pare-soleil.

L'irradiation solaire globale est mesurée, sur une surface horizontale, dans une quarantaine de stations du réseau météorologique métropolitain.

Toutefois la valeur de l'irradiation globale reçue sur une surface horizontale ne permet pas de déduire directement l'irradiation reçue sur un récepteur incliné. L'évaluation nécessite en effet la connaissance des composantes directe et diffuse.

Dans le cadre de ce document, seul le cas des surfaces horizontales est traité.

2 - Calcul de paramètres astronomiques :

Etant donné l'importance pratique de certains paramètres astronomiques (durée théorique du jour, irradiation extraterrestre), il convient de rappeler leur méthode de calcul.

a - Calcul de la déclinaison du soleil δ :

Elle représente l'angle formé par la direction du soleil et le plan de l'Equateur. Elle varie de $+23^{\circ}27'$ au solstice d'été à $-23^{\circ}27'$ au solstice d'hiver. Elle est nulle aux équinoxes de printemps et d'automne. Elle peut être calculée de manière satisfaisante par la formule de Dogniaux :

$$\delta = 0.33281 - 22.984 \cos(\omega J) - 0.34990 \cos(2\omega J) \\ - 0.13980 \cos(3\omega J) + 3.7872 \sin(\omega J) \\ + 0.03205 \sin(2\omega J) + 0.07187 \sin(3\omega J)$$

où : δ : déclinaison exprimée en degrés;

J : rang du jour dans l'année à partir du 1^{er} janvier

$\omega = \frac{2\pi}{N}$, N étant le nombre de jours de l'année.

b - Angle horaire (AH) :

Il caractérise l'angle formé par le méridien du lieu et le plan méridien passant par le soleil. Il est déterminé par la rotation de la Terre autour de son axe polaire, et est donc directement lié au Temps Solaire Vrai (TSV). Conventionnellement, il est nul au midi solaire et vaut -90° à 6h TSV et $+90^{\circ}$ à 18h TSV.

Il est lié à l'Heure Solaire Vraie (HSV) par la relation :

$$AH = \Delta(HSV - 12),$$

Δ étant l'écart d'angle horaire correspondant à une heure (15°).

L'angle horaire au lever (AH_1) et au coucher (AH_2) du soleil est déterminé par la relation :

$$\cos AH_1 = \cos AH_2 = -\text{tg}\varphi.\text{tg}\delta$$

avec φ = latitude du lieu

δ = déclinaison

AH_1 est négatif et $AH_2 = -AH_1$.

Les heures TSV de lever (H_1) et de coucher (H_2) se déduisent facilement :

$$H_1 = 12 + \frac{AH_1}{\Delta} \quad H_2 = 12 + \frac{AH_2}{\Delta}$$

c- Durée astronomique du jour (S_0)

Elle correspond à la différence ($H_2 - H_1$) ou peut être déduite directement par la formule :

$$S_0 = \frac{24}{\pi} \text{Arc cos}(-\text{tg}\varphi.\text{tg}\delta) \text{ (en valeur absolue)}$$

S_0 est exprimée en heures.

d- Irradiation solaire extraterrestre (G_0) (sur surface horizontale)

Le soleil émet, en permanence, un flux régulier d'énergie sous forme de rayonnement. A la limite supérieure de l'atmosphère, la puissance moyenne reçue sur une unité de surface placée normalement aux rayons solaires est de l'ordre de 1380 W/m^2 : c'est la constante solaire (CS).

En fait la puissance reçue à la limite supérieure de l'atmosphère a un cycle annuel lié aux variations de la distance Terre-soleil. Les fluctuations sont de l'ordre de 3,5 % autour de la valeur moyenne avec maximum début janvier et minimum début juillet.

Pour un jour donné, la puissance interceptée (CSJ) sur une surface unité, normale aux rayons solaires, peut être calculée par l'expression analytique suivante (d'après Dogniaux) :

$$CSJ = CS + 45,326 \cos(\omega J) + 0,88018 \cos(2\omega J) \\ - 0,00461 \cos(3\omega J) + 1,8037 \sin(\omega J) \\ + 0,09746 \sin(2\omega J) + 0,18412 \sin(3\omega J)$$

avec CSJ = puissance interceptée (en W/m^2)

CS = constante solaire (en W/m^2)

J = rang du jour dans l'année à partir du 1^{er} janvier

L'énergie G_0 reçue, au cours d'une journée, sur une surface horizontale, à la limite supérieure de l'atmosphère, est obtenue par la formule suivante :

$$G_0 = 0,36 \cdot CSJ \left(S_0 \sin \varphi \cdot \sin \delta + \frac{24}{\pi} \sin AH_2 \cdot \cos \varphi \cdot \cos \delta \right)$$

avec S_0 : durée astronomique du jour (en heures)

φ : latitude

δ : déclinaison du soleil

AH_2 : angle horaire au coucher du soleil.

G_0 est exprimé en $Joules/cm^2$.

3 - Rappel sur les différentes composantes du bilan radiatif :

Le rayonnement solaire RS (de courte longueur d'onde) est reçu au niveau de la surface comme indiqué plus haut sous 2 formes:

- * le rayonnement solaire direct (RD),
- * le rayonnement solaire diffus descendant

$RS_{diff,d}$

Ces deux composantes contribuant au rayonnement global $RG = RD + RS_{diff,d}$, tandis qu'une partie est absorbée par l'atmosphère (RS_a) et que le reste est diffusé vers l'espace ($RS_{diff,m}$). La surface terrestre émet, quant à elle, dans la gamme des grandes longueurs d'onde et ce rayonnement RT est absorbé par l'atmosphère. Enfin, l'atmosphère elle-même émet son propre rayonnement de grandes longueurs d'onde à la fois vers l'espace RA_m et vers la surface de la terrestre RA_d .

Si l'on s'intéresse au bilan radiatif de la surface terrestre, la partie concernant les gains énergétiques proviennent de l'absorption d'une fraction:

- du rayonnement solaire direct atteignant le sol : RD ;
- du rayonnement solaire diffus descendant : $RS_{diff,d}$;
- du rayonnement atmosphérique dirigé vers le sol : RA_d .

La partie du rayonnement solaire réellement absorbée par la surface terrestre vaut:

$$RG_{abs} = (RD + RS_{diff,d}) \times (1 - A_T)$$

où A_T est l'albédo de la surface terrestre.

Dans la gamme des grandes longueurs d'onde (rayonnement atmosphérique), le gain vaut $\alpha \times RA_d$, où α est le coefficient d'absorption de la surface terrestre pour les grandes longueurs d'onde (en réalité α est pratiquement égal à 1). Le gain total s'exprime donc par :

$$RG \times (1 - A_T) + (\alpha \times RA_d)$$

Les pertes radiatives sont dues à l'émission de la surface RT .

Le bilan radiatif RN (ou *rayonnement net*) pour la surface terrestre s'écrit donc:

$$RN = RG \times (1 - A_T) + (\alpha \times RA_d) - RT$$

Chapitre III

Microclimat et couverts forestiers

13. INTRODUCTION

L'organisation verticale et spatiale de la forêt se traduit par l'existence de multiples espaces contigus et par la répartition différentielle des ressources alimentaires et énergétiques. Par rapport à une situation extérieure de référence (la prairie en général), cette organisation modifie les facteurs du climat en générant un microclimat. Les facteurs microclimatiques ont deux modes d'action :

- **Une action accidentelle.** Elle peut être due à la température (gelées), au vent (tempête, chablis), à la neige ou encore aux brouillards givrants. Ce premier mode d'action correspond aux accidents climatiques qui peuvent provoquer la mort d'une partie (bourgeons, rameaux, fleurs...) ou de la totalité des arbres ;
- **Une action permanente** qui gouverne les processus physiologiques des arbres et qui intervient à travers l'eau, le rayonnement, la température et l'humidité moyenne de l'air. De par leurs actions à long terme, les conséquences de ces paramètres sont plus difficiles à appréhender.

En réalité, le couvert forestier va créer non pas un mais plusieurs microclimats variables en fonction de la structure des peuplements : densité, dimensions et formes des arbres, orientations et taille des houppiers... La couverture forestière modifie également non seulement les valeurs moyennes des paramètres microclimatiques mais également l'amplitude de leurs variations journalières ou annuelles (Aussenac 2000). La couverture forestière peut avoir quatre grands types d'effets sur les facteurs microclimatiques :

- **Un effet dynamique** par modification de l'écoulement vertical et horizontal des masses d'air ;
- **Un effet thermique** par interaction entre les couronnes et le rayonnement ;
- **Un effet sur l'interception de la lumière** et donc sur la quantité de lumière arrivant au sol ;
- **Un effet sur le cycle de l'eau** (neige, interception des pluies...).

La compréhension de ces phénomènes nécessite deux types d'approches : une analyse des influences de la structure des peuplements sur les facteurs du microclimat et l'étude de la réponse des arbres à ces facteurs, appréciée par la croissance, la production, la photosynthèse...

14. PROFIL DE VENT DANS UN COUVERT VÉGÉTAL

Le vent est un élément climatique très important pour les végétaux. En accentuant l'évaporation, il a tendance à assécher les sols comme les plantes et à diminuer fortement l'intensité de la photosynthèse (assimilation carbonée). De part la pression exercée, il peut également modifier la forme des arbres. A l'intérieur d'un couvert végétal, les flux horizontal et vertical de quantité de mouvement ne sont pas constants en fonction de la largeur de la zone boisée, de l'espacement des zones boisées et déboisées, de la hauteur du couvert forestier et du niveau dans le couvert... D'une façon générale, la vitesse du vent est fortement diminuée par le couvert par la friction des masses d'air sur les feuilles, les troncs, les branches et les plantes au sol. Les conséquences de ce freinage sont évidentes: les organes végétaux sont bien protégés des effets mécaniques du vent et le sous-bois reste plus humide que les zones nues.

Vitesse du vent (m/s)	km/h	Pression (kg/m ²)
(Otto 1998)		
5.5 à 7.9	20 à 28	1.3 à 3.9
17.2 à 20.7	62 à 74	18.4 à 26.8
32.7 à 36.9	118 à 133	66.6 à 85.3
41.5 à 64.4	150 à 166	107 à 132

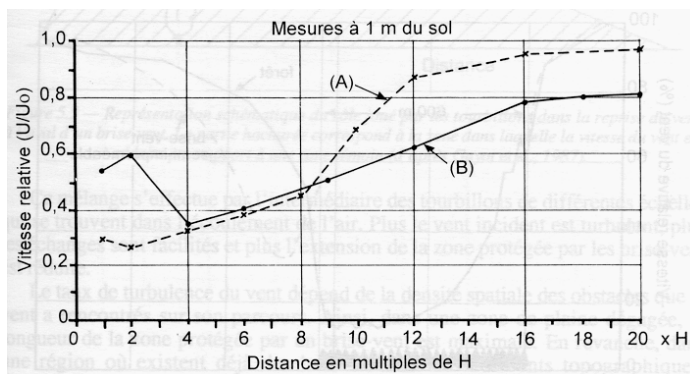
14.1. Les brise-vent imperméables et perméables

Les brise-vent sont utilisés pour réduire la vitesse du vent au niveau des cultures et des habitations. Leurs effets dépendent de leurs caractéristiques géométriques (hauteur, longueur, porosité, structure...) et de celles du vent. La porosité correspond au caractère plus ou moins perméable du brise-vent : rideau d'arbres très dense (brise-vent imperméable) ou au contraire de faible densité (perméable).

Quand le rideau est dense, la réduction de la vitesse du vent est forte. Quand le rideau est peu dense, la réduction est plus faible mais sur une plus longue distance. Dans une zone dégagée, la longueur moyenne de la zone protégée par un brise-vent perméable est de l'ordre de $20H$ et de $12H$ pour un brise-vent imperméable (H étant la hauteur des arbres).

La structure du brise-vent à la base est également importante. Le brise-vent dont la base est imperméable (taillis dense de faible hauteur ; grands arbres avec taillis dense) se comporte comme un brise-vent totalement imperméable. Le brise-vent dont la base est perméable (arbres hauts sans végétation dense à la base) se comporte comme un brise-vent perméable sur toute sa hauteur. Des expériences réalisées sur avec un brise-vent artificiel de 2 m de haut caractérisé soit par une zone imperméable en bas (A) ou en haut (B) montre que :

- À courte distance, le brise-vent imperméable en bas (A) réduit davantage la vitesse du vent que le brise-vent imperméable en haut (B) (réduction de 70% pour A et 50% pour B ; vent mesuré à 1 m de haut) ;
- À 40 mètres, le brise-vent imperméable en haut réduit encore de 20% la vitesse du vent alors que le brise-vent imperméable par le bas n'a plus d'effet.



Variation de la vitesse relative du vent en fonction de la distance à un brise-vent de 2 mètres de haut imperméable en bas (A) ou en haut (B) (Guyot 1997)

L'efficacité aérodynamique d'un brise-vent diminue quand sa largeur augmente. On se trouve alors non plus dans le cas d'un brise-vent "agronomique" mais dans celui d'un couvert forestier large.

14.2. Les couverts forestiers

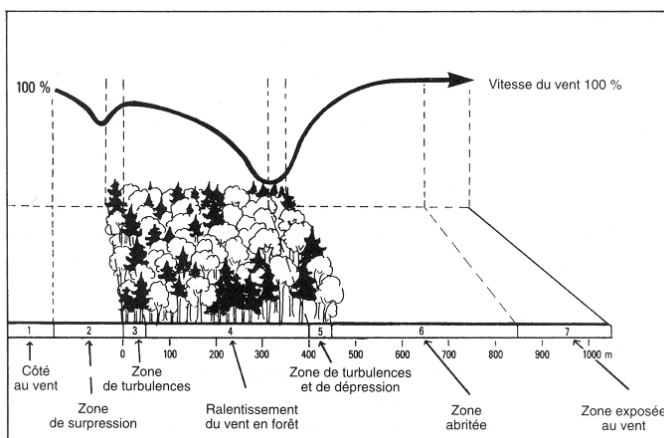
À l'échelle du massif, les forêts exercent une influence sur les flux atmosphériques à "grande" distance. Dans le peuplement, les flux d'air sont modifiés selon la structuration horizontale (éclaircies, chablis...) et verticale (position dans les couronnes...) du couvert. Un couvert forestier se comporte comme un grand brise-vent dont le caractère plus ou moins perméable dépend des essences, de la densité du peuplement, de l'âge, du mélange et de la structure verticale. Le freinage du vent dans les peuplements est de première importance pour la formation d'un climat forestier, avec les conséquences écologiques que cela comporte : diminution de l'évaporation et de la transpiration, maintien de l'humidité des sols et de l'air.

14.2.1. Effet de la structure horizontale

□ A grande échelle (au-dessus du couvert)

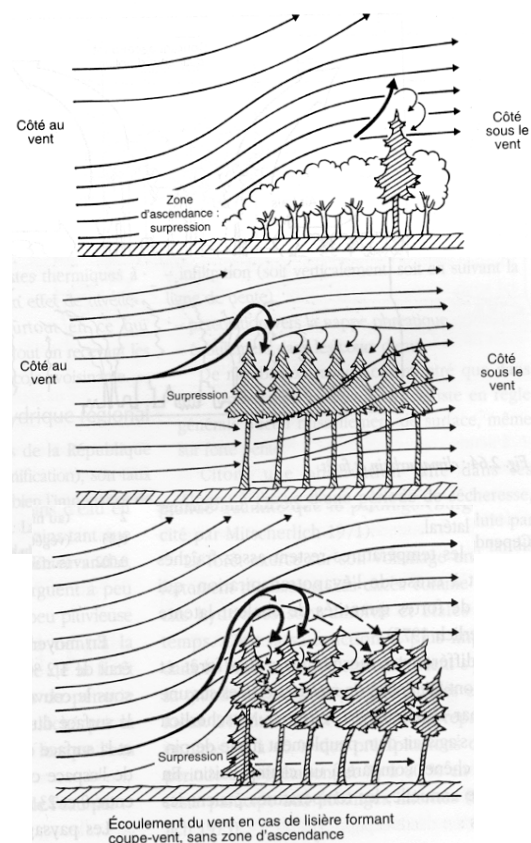
L'effet du freinage rapproché présente les composantes suivantes (Otto 1998). Quand le vent frappe la lisière, il en résulte une pression d'accumulation dont l'effet de freinage se fait sentir sur une certaine profondeur en deçà de la lisière (**figure A**). Cette accumulation peut occasionner une accélération latérale (effet de compression). Celle-ci est d'autant plus forte que le peuplement est dense, et qu'il laisse pénétrer moins d'air. Du côté exposé au vent, la lame d'air est déviée vers le haut. Il en résulte une augmentation des turbulences au-dessus de la forêt, encore renforcées par les aspérités de la canopée. Le profil du vent est soulevé. Au-dessus de la forêt et derrière elle, le vent est progressivement rabattu. Il se crée une aspiration, l'air étant aspiré hors de la forêt du côté sous le vent. La vitesse du vent augmente au-dessus de la lisière sous le vent, et il s'y forme une zone de fortes turbulences au ras de la canopée.

La **figure B** présente trois variantes de l'écoulement de l'air en fonction de l'aspect de la lisière au vent. Du côté au vent, à une distance de la lisière équivalant au double de la hauteur du peuplement, la vitesse du vent est déjà freinée d'environ 20 %. Du côté sous le vent, le vent ne retrouve toute sa vitesse qu'à une distance correspondant à 20 fois environ la hauteur du peuplement. Plus les surfaces non boisées existant entre les parcelles boisées sont petites, plus l'effet protecteur des peuplements se fait sentir.



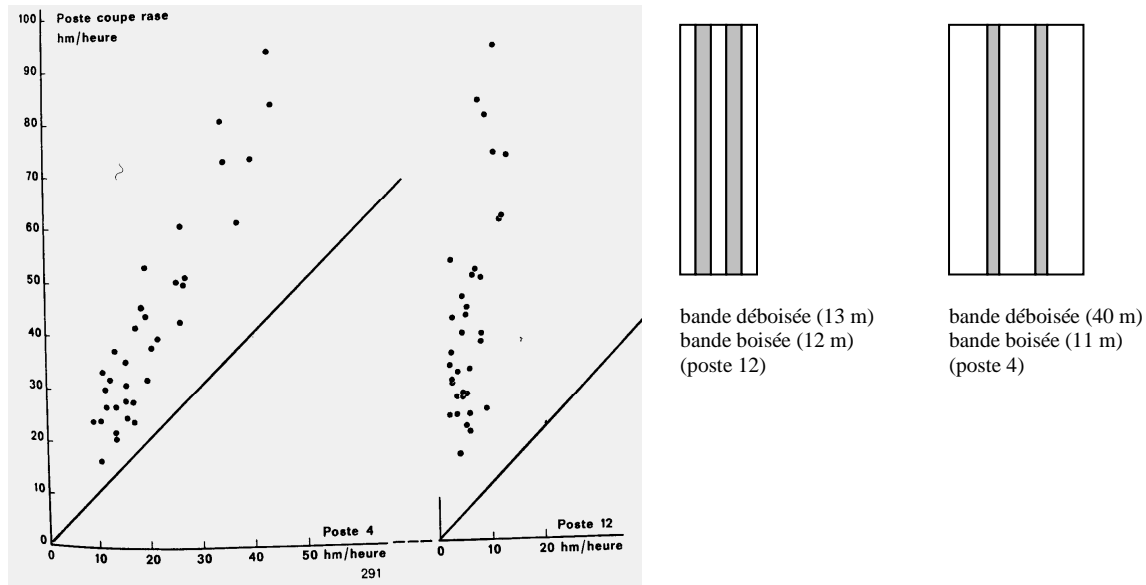
(A) Vitesse du vent au-dessus d'un couvert forestier (Otto 1998)

(B) Écoulement du vent en fonction de la structure des lisières (Otto 1998)



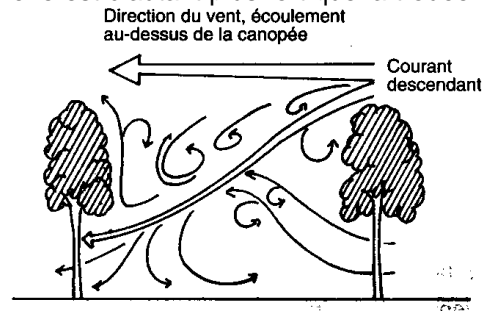
□ Dans le peuplement

Les effets du vent sont fonction de l'homogénéité du couvert. Dans une étude comparative sur les effets microclimatiques de coupes rases et par bandes en forêt d'Épinal (les coupes par bande sont réalisées dans un peuplement feuillu à base de chênes, hêtre et charme), Aussenac (1973) a montré que la vitesse du vent (mesurée à 2 m) était fortement réduite dans les bandes. La réduction varie de 50% à près de 85% par rapport à la vitesse du vent observée sur terrain nu (coupe rase). Les bandes déboisées étroites (13 m) réduisent davantage la vitesse du vent que les bandes déboisées larges (40 m)



Un phénomène similaire est observé dans le cas des trouées. Quand la canopée est interrompue par une ou plusieurs grandes trouées allant jusqu'au sol, l'aspérité est importante. En s'engouffrant en biais, le vent crée des tourbillons et des remous qui pénètrent dans le peuplement ou sont ramenés vers le haut. Ce phénomène est d'autant plus fort que la trouée est grande.

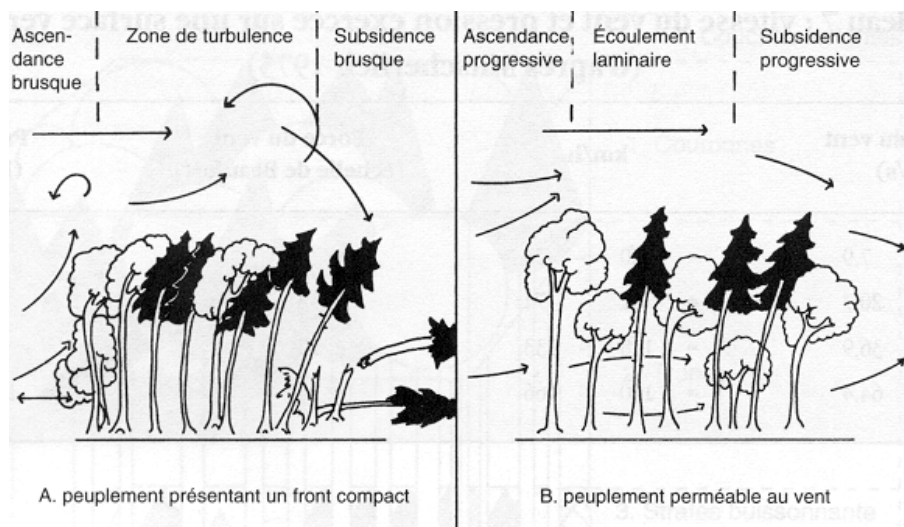
Écoulement turbulent du vent dans une trouée créée par une coupe rase dans un peuplement âgé de pins (Otto 1998)



En cas de tempête, les effets d'une structure de peuplement dense et riche en aspérités s'aggravent (Otto 1998) :

- Les branches de la lisière et des couronnes exposées au vent sont serrées les unes contre les autres, empêchant la pénétration du vent dans le peuplement et déviant les masses d'air vers le haut, où les turbulences se renforcent. On peut désigner ce phénomène comme - l'effet de persienne - des forêts ;
- Plus la lisière coupe-vent d'une forêt est dense, plus la pression d'accumulation est élevée en cas de tempête. Une telle lisière freine fortement le vent pour le peuplement qu'elle abrite, mais en le déviant vers le haut selon un angle plus abrupt que ne le fait un peuplement qui laisse pénétrer le vent en le freinant progressivement ;
- La remontée abrupte des masses d'air augmente les turbulences, notamment du côté sous le vent. Il s'ensuit une plongée abrupte des masses d'air en arrière du peuplement ;
- Cette plongée abrupte renforce l'effet d'aspiration au niveau de la lisière sous le vent. C'est là que par forte tempête les chablis sont les plus graves.

Les structures de peuplement favorables comportent des arbres peu serrés, et leurs lisières, ne formant pas un front compact, laissent pénétrer le vent, qui perd peu à peu de sa force sous le couvert. Les structures des futaies irrégulières par bouquets et des futaies jardinées sont proches de cet idéal. Pour les futaies régulières, des lisières peu compactes, présentant un profil en pente douce, peuvent avoir les mêmes effets bénéfiques.

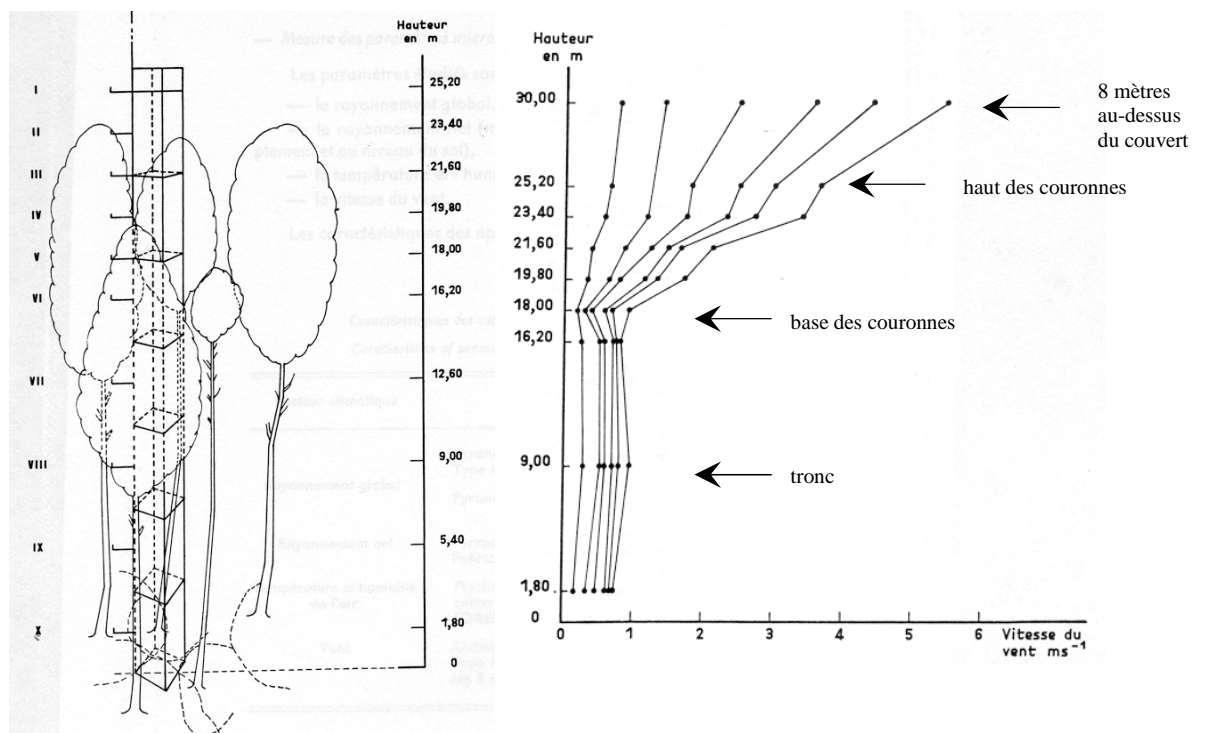


Effet de la structure forestière en cas de tempête (Otto 1998)

Outre ces effets dynamiques directs, l'action du vent est également particulièrement importante à considérer en boisement et reboisement en raison de son effet indirect sur les températures (maximales et minimales, voir plus loin).

14.2.2. Effet de la structure verticale du couvert

Les travaux réalisés par Aussenac et Ducrey (1977) dans une futaie adulte de hêtre (80%) et chêne (3%) de 80 ans (hauteur moyenne = 23 mètres ; épaisseur des houppiers = 10 à 12 m ; surface foliaire de 6 m² de feuilles par m² de sol) montre une réduction très rapide du vent dans les couronnes. La réduction est d'autant plus forte que la vitesse du vent au-dessus du couvert est grande. Un vent soufflant à 2,5 m/s au-dessus du couvert est réduit à 2 m/s en haut des couronnes et à 0,5 m/s à la base, soit une diminution de 80%.



14.2.3. Synthèse

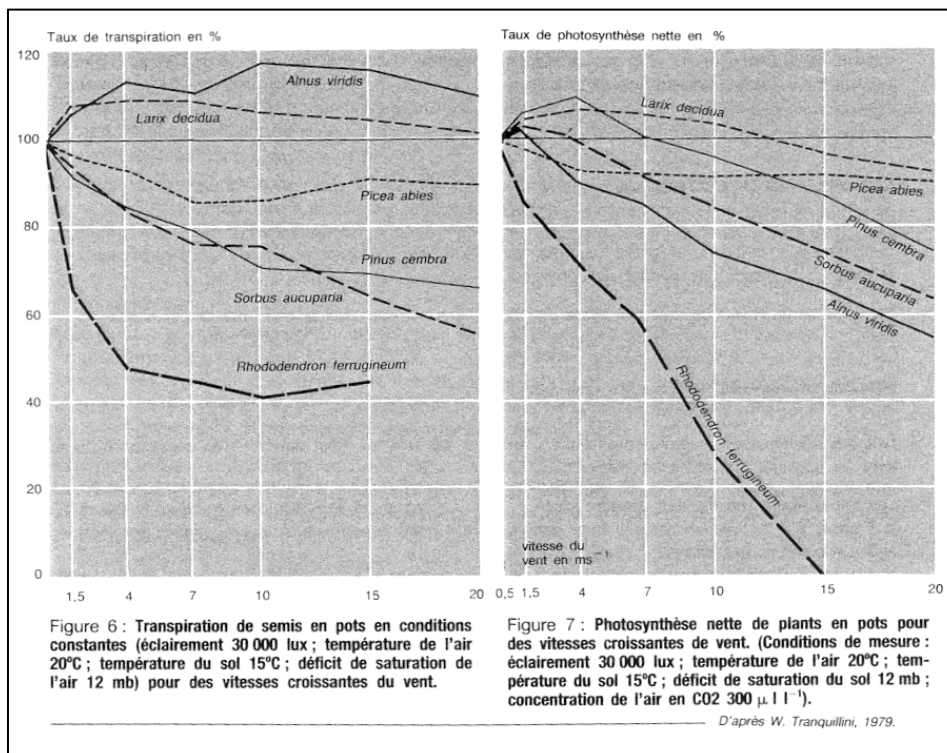
Les mesures effectuées ces dernières décennies dans diverses forêts permettent la synthèse suivante (modifié d'après Otto 1998) :

- Plus un peuplement est dense et épais, plus il offre d'aspérités, et plus il freine le vent. Cependant sa structure verticale très importante. Les peuplements mélangés, les futaies irrégulières par bouquets ou jardinées, à bonne structure verticale, ont plus d'effet de freinage de la force du vent que les peuplements purs non étagés. Dans ces derniers, les risques de balancement des arbres au vent sont plus importants que dans des peuplements constitués d'arbres aux formes plus ramassées ;
- Le passage du vent dans les couronnes ralentit très fortement sa vitesse. Les couronnes de feuillus freinent davantage le vent que les couronnes de résineux et les forêts de feuillus sont très efficaces en été, mais deviennent venteuses en hiver.

14.2.4. Effet du vent sur les processus physiologiques

Le vent a une action directe ou indirecte sur la transpiration et la photosynthèse. En diminuant la résistance au transfert de la vapeur d'eau dans la couche limite entourant les feuilles, il favorise l'évaporation. Il influence aussi la température des feuilles en augmentant les échanges convectifs. L'augmentation de la vitesse du vent affecte l'humidité de l'air, accélère les pertes en eau ; mais elle peut aussi induire une fermeture des stomates, en relation avec un dessèchement de la surface des feuilles.

Les effets du vent varient selon les espèces. Des vitesses croissantes diminuent la transpiration et la photosynthèse chez l'épicéa et le pin cembro mais l'augmentent chez le mélèze et l'aulne vert. D'une façon générale, il semble qu'une vitesse du vent supérieure à 15m/s (environ 50 km/h ; pression exercée environ 15kg/m²) se traduise par une diminution des activités photosynthétiques.

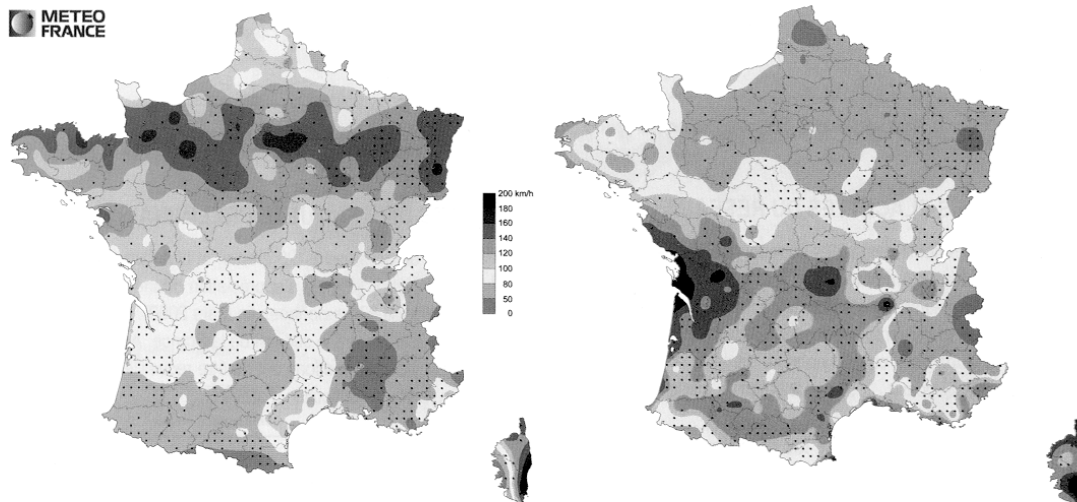


Le vent exerce également une action mécanique importante. On peut ainsi "classer" les espèces selon leur comportement physiologique et mécanique vis-à-vis du vent.

Résistance		Essences
mécanique	physiologique	
bonne	bonne	Chênes, Erables, Ormes, Mélèze, Sapin pectiné, Pin maritime, Pin d'Alep, Pin cembro, Pin à crochets
médiocre	bonne	Aulnes, Tremble, Pin sylvestre, Pin laricio, Epicéa
médiocre	médiocre	Hêtre, Frêne, Bouleaux

14.2.5. La tempête du 25 et 26 décembre 1999 en France (extrait de Badeau et al. 2000).

Les tempêtes des 25-26 et 27-28 décembre 1999 ont balayé une grande partie du territoire métropolitain (cartes ci-dessous). D'après les estimations du ministère de l'agriculture et de la pêche (février 2000), les tempêtes de décembre auraient mis à terre de l'ordre de 138 millions de m³ de bois et détruit de façon partielle ou totale près de 500 000 hectares de forêt, soit 3 à 4% de la superficie forestière française. Ces chiffres sont basés sur des estimations réalisées selon des méthodes variables par différents opérateurs de terrain et il est admis qu'ils sont affectés d'une incertitude relativement forte (Badeau et al. 2000).



Tempêtes des 25-26 décembre 1999 (gauche) et 27-28 décembre (droite) (source Météo-France : interpolation des valeurs de "vent maximal instantané" de 507 postes situés en dessous de 500 m d'altitude) et localisation des placettes du Réseau européen de suivi des dommages forestiers (maille 16 x 16 km - 544 Facettes notées en 1999)

Le Département de la Santé des Forêts gère un réseau à maillage systématique (16 km x 16 km) appelé Réseau européen de suivi des dommages forestiers, constitué d'environ 540 placettes de 20 arbres visitées chaque été. En raison de sa faible densité, ce réseau ne peut fournir d'informations fiables à une échelle inférieure à celle d'une grande inter-région, mais plusieurs études ont démontré la bonne représentativité de ce réseau à l'échelle de la forêt française (distribution des essences...). Dans le but de fournir une première appréciation des

dommages, une enquête a été réalisée entre le 25 janvier et le 15 mars par les notateurs habituels des placettes du réseau. En croisant la position géographique des placettes du réseau notées lors de la campagne 1999 (soit 544 points) avec les cartes de vent maximal instantané publiées par Météo-France, on peut appréhender le risque d'exposition des forêts aux vents. On gardera à l'esprit que ces "zones de vent" ont été délimitées à l'aide d'un nombre de stations insuffisant pour refléter toute la variabilité des vents, et que seules les stations dont l'altitude est inférieure ou égale à 500 m ont été prises en compte. Pour la tempête du 26 décembre, on dénombre 162 placettes situées dans les zones où les vents ont eu une vitesse supérieure à 120 km/h, soit 30% des placettes du réseau. Pour la tempête du 28 décembre, on en dénombre 137, soit 25 % du réseau (tableau ci-dessous). Au total, plus de la moitié des peuplements forestiers aurait subi des vents de plus de 120 km/h ; les zones touchées par la seconde tempête n'étant, en grande majorité, pas celles qui ont été touchées par la première.

Vitesse maximale du vent (km/h)	Tempête du 26 décembre		Tempête du 28 décembre		Cumul des deux tempêtes	
	Nombre de placettes	Pourcentage	Nombre de placettes	Pourcentage	Nombre de placettes	Pourcentage
0-50	21	3,86	10	1,84	2	0,37
50-80	136	25,00	172	31,62	27	4,96
80-100	120	22,06	116	21,32	58	10,66
100-120	105	19,30	109	20,04	164	30,15
120-140	84	15,44	118	21,69	199	36,58
140-160	73	13,42	12	2,21	83	15,26
160-180	5	0,92	5	0,92	9	1,65
180-200	0	0,00	2	0,37	2	0,37

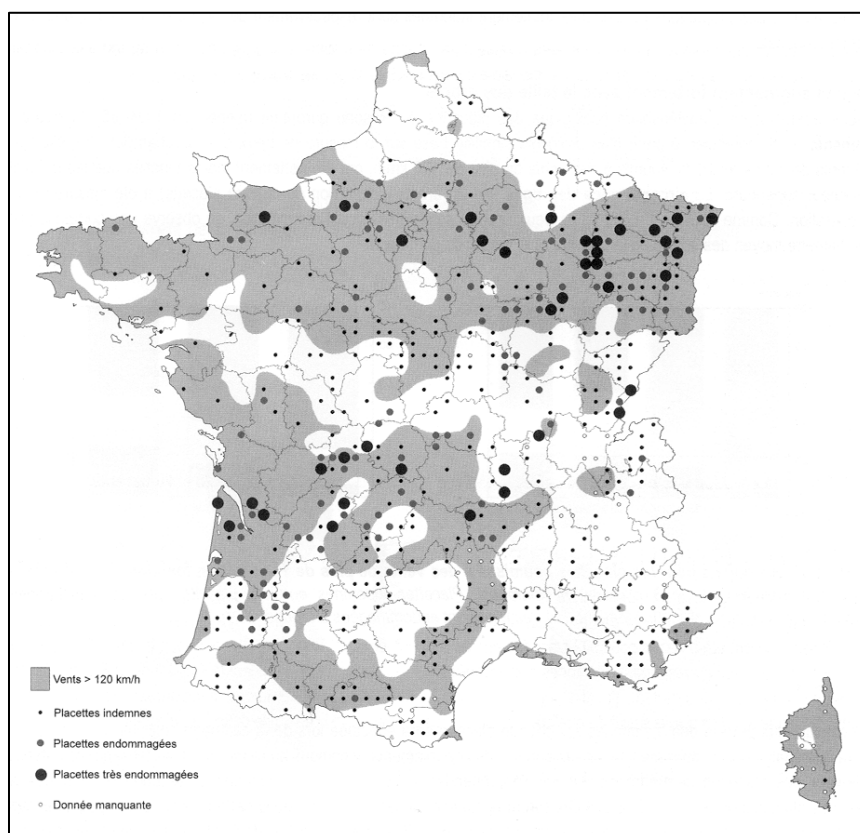
Répartition des placettes selon les "zones de vent" pour les tempêtes des 26 et 28 décembre

Les renseignements demandés correspondaient à une description globale de l'état de la placette (20 arbres) et plus largement du peuplement environnant (1 ha) de la parcelle et de l'unité de gestion (5-10 ha), selon la grille d'appréciation donnée ci après. Les renseignements ont été obtenus pour 502 placettes sur les 544 notées en 1999 (soit 92% - données fin mars 2000). L'essentiel des données manquantes correspond à des zones peu touchées par les tempêtes, notamment le sud-est de la France.

Les dégâts constatés dans les placettes d'observation

Placettes	niveau des dégâts	nombre	% des points du réseau
indemnes	pas de dégâts visibles	357	66%
peu atteintes	moins de 5% des tiges affectées	51	9%
moyennement atteintes	de 5 à 25% des tiges affectées	35	6%
fortement atteintes	de 25 à 50% des tiges affectées	21	4%
très fortement atteintes	plus de 50% des tiges affectées	38	7%
données manquantes.....		42	8%

La carte ci-dessous montre la distribution spatiale des dégâts. On retrouve bien les zones actuellement considérées comme les plus affectées, notamment le Nord-Est et une zone qui s'étend de la Gironde à la Creuse. Les autres zones qui paraissent sévèrement touchées sont l'Île-de-France, la Normandie, une zone s'étendant de la Haute-Loire au Rhône, et le Jura, mais le faible nombre de placettes forestières concernées dans ces dernières régions rend très aléatoire toute comparaison entre ces régions. La situation des Alpes et de la Lozère (placettes manquantes) méritera d'être précisée.



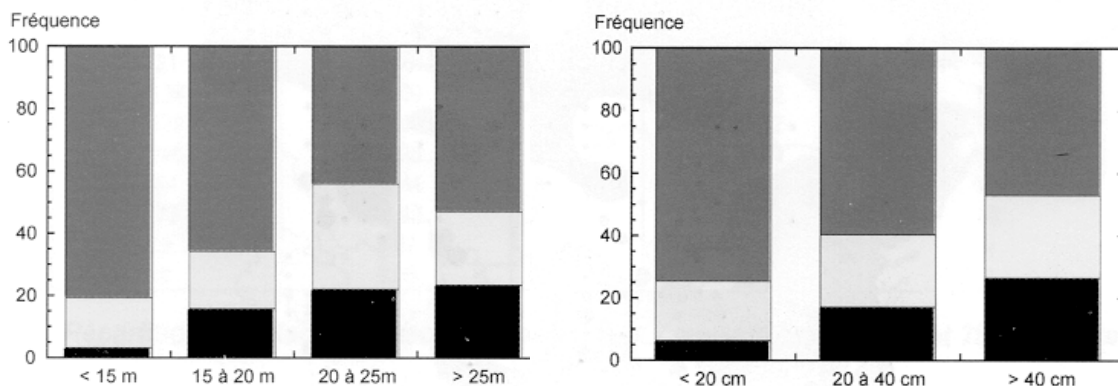
Dégâts observés dans le Réseau européen. Les zones grisées correspondent aux régions ayant subi des vents de plus de 120 km/h lors des tempêtes des 26 et 28 décembre 1999. Placettes endommagées = au moins 1 arbre sur 20 renversé ou cassé. Placettes très endommagées = plus de 10 arbres sur 20 renversés ou cassés.

Si la grande majorité des placettes endommagées est effectivement située dans des zones où des vents supérieurs à 120 km/h ont été mesurés, on observe dans quelques régions (Champagne-Ardenne, Massif central) l'existence de placettes endommagées dans des zones considérées comme épargnées par les vents violents. Ces divergences - qui méritent d'être analysées avec Météo-France - sont liées aux imprécisions inhérentes à la carte des vents et à divers phénomènes locaux comme le relief. Inversement, la présence de placettes épargnées dans les zones de vents forts ne signifie pas forcément que ces placettes ont résisté : tous les peuplements (les placettes) n'ont pas été soumis à des vents violents dans ces zones ; cette limite importante vaut pour les analyses présentées ci-après ainsi que pour toutes celles qui pourront être faites à partir d'autres dispositifs.

Plus d'un tiers des placettes exposées à des vents supérieurs à 120 km/h ont subi des dégâts La proportion de placettes endommagées (au moins 1 arbre renversé sur 20), qui est de 7% des placettes dans les zones où les vents mesurés n'ont pas dépassé 80 km/h (par des vents en réalité probablement supérieurs à 80 km/h) s'élève à 17% pour la classe de vent 80-120 km/h et atteint 36% pour la classe 120-160 km/h. Curieusement, le niveau de dommage ne semble plus évoluer pour les vents supérieurs à 160 km/h mais la localisation de ces zones restreintes est peut-être peu précise. **Les placettes à dominante résineuse ont subi plus de dommages graves que les placettes à dominante feuillue.** Dans le cas des placettes situées dans les zones à vents de plus de 120 km/h, les proportions respectives de placettes fortement et très fortement endommagées sont de 20,6% pour les peuplements à dominante résineuse contre

13,4% pour les peuplements à dominante feuillue. Les proportions de placettes totalement indemnes sont respectivement de 64,5% et de 56,5%, une différence relativement modeste.

Les dégâts augmentent fortement avec la taille des arbres. Lors d'une opération de caractérisation écologique des placettes du Réseau européen (menée en 1994-95), la hauteur des peuplements a été appréciée à partir d'un protocole simplifié basé sur la mesure de deux arbres échantillons. **Il ressort que les peuplements de moins de 20 m, soumis à des vents de plus de 120 km/h, ont été nettement moins touchés que les peuplements d'une hauteur supérieure.** La circonférence des tiges (les 20 arbres échantillons de chaque placette) a été mesurée lors de la même opération. Comme pour les hauteurs (les deux critères sont partiellement redondants), on observe **une corrélation positive entre le diamètre moyen des arbres de la placette et le niveau de dommage.**



Distribution des dégâts pour les placettes soumises à des vents de plus de 120 km/h en fonction de 4 classes de hauteur (à gauche) et de 3 classes de diamètre. Placettes indemnes en gris foncé, placettes peu et moyennement endommagées en gris clair, placettes fortement et très fortement endommagées en noir.

15. PROFIL THERMIQUE DANS UN COUVERT VÉGÉTAL

D'une façon générale, la forêt constitue un **milieu frais tamponné**. La comparaison de la température de l'air au-dessus du sol dans une forêt et dans une prairie donne une bonne image de ce qu'est un microclimat. En effet, la température de l'air à un moment donné dépend d'une part de l'intensité du rayonnement thermique issu du soleil le jour, du sol et de la végétation la nuit et, d'autre part, de la quantité de ce rayonnement absorbée par les masses végétales.

Les différences thermiques entre une forêt et un milieu ouvert et l'amortissement des oscillations sous couvert reposent sur différentes explications :

- Alors que dans les milieux ouverts le réchauffement s'effectue à proximité immédiate du sol, en forêt il touche avant tout les cimes à plusieurs mètres de hauteur ;
- La transmission de la chaleur des cimes vers le sol s'effectue avec un certain retard. Au cours d'une matinée d'été, la forêt reste plus fraîche que la campagne environnante, ce qui peut déclencher un courant de chaleur advective vers la forêt ;
- Lors du rayonnement thermique nocturne vers le ciel, le même phénomène de retard intervient par rapport à la zone ouverte. L'air reste chaud plus longtemps sous le couvert qu'en rase campagne. Cependant ce gradient thermique en soirée est généralement moins marqué que le gradient inverse existant en matinée, car l'espace forestier proche

du sol ne reçoit que de faibles quantités de chaleur (sauf en cas d'échange advectif latéral) ;

- Enfin, les températures restent assez fraîches en forêt à cause de l'évapotranspiration, qui dissipe de fortes quantités de chaleur latente.

15.1. Répartition verticale de la température de l'air

15.1.1. Cas d'une hêtraie adulte

Sur le dispositif précédemment cité (voir paragraphe 2.2.2), Aussenac et Ducrey (1977) ont étudié l'évolution journalière des profils thermiques à 8 niveaux dans le peuplement au cours de deux périodes de mesures en août et septembre 1973. Les auteurs ont montré que :

- La température est maximale en début d'après-midi dans la partie supérieure des couronnes (22 mètres). L'écart par rapport aux autres parties du houppier est de l'ordre de 4°C. Un second maximum se produit dans la partie supérieure des troncs (entre 12 et 16 mètres) (surtout en août) ;
- Pendant la nuit, le gradient de température est presque nul ;

La répartition verticale des températures de l'air au-dessous, au milieu et au-dessous des couronnes permet de bien mettre en évidence les deux types essentiels de répartition : Un type diurne avec les maximums de température dans la partie supérieure des couronnes (21,60 m), un type nocturne avec des minimums de température sensiblement au même niveau. Les périodes de transition sont cependant très importantes au début de la matinée et pendant la première partie de la nuit. Les gradients thermiques sont alors pratiquement nuls. A 15 h, la température de l'air est maximum dans la partie supérieure des couronnes (21,6 m). C'est le niveau où elles deviennent jointives, mais où les feuilles sont encore soumises à l'action du rayonnement solaire direct. Dans la zone des couronnes situées à l'ombre (entre 16 et 20 m), il y a une diminution rapide de la température.

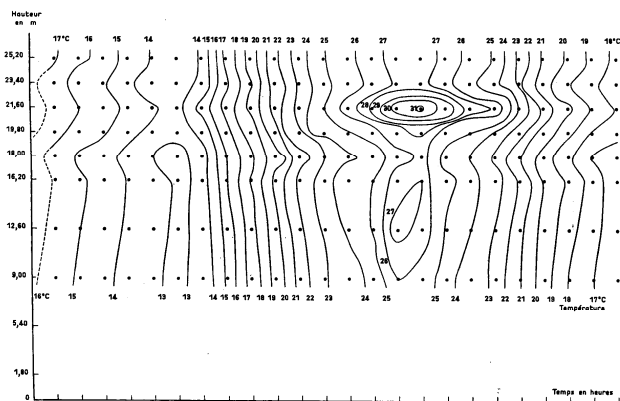


FIG. 4. — Variation journalière de la température de l'air dans la futaie (moyennes pour la période du 9 au 16 août 1973).
Daily variations of the air temperature in the stand (means during the period for 9 to 16 August 1973).

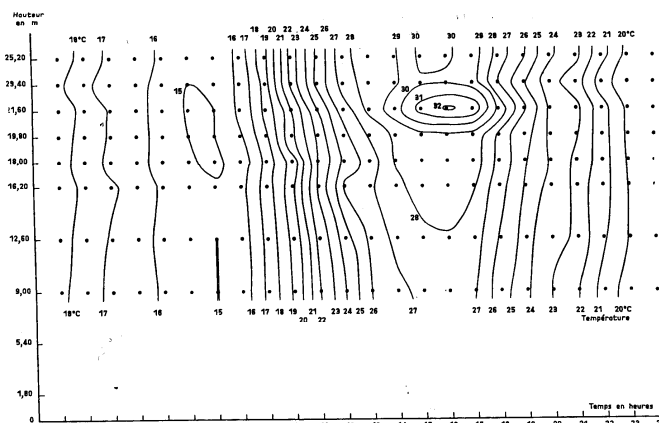
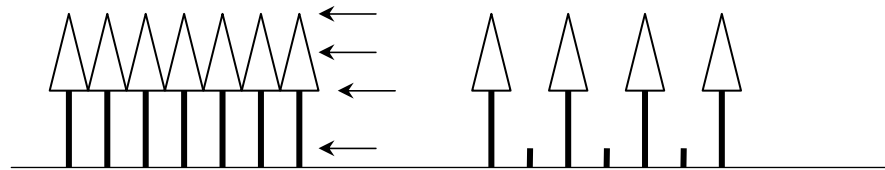


FIG. 5. — Variation journalière de la température de l'air dans la futaie (moyennes pour la période du 4 au 13 septembre 1973).
Daily variations of the air temperature in the stand (means during the period for 4 to 13 September 1973).

15.1.2. Cas d'un peuplement de douglas éclairci

L'influence d'une éclaircie systématique (1 rang sur 2) sur les paramètres microclimatiques a été étudiée par Aussenac et al. (1984) dans un jeune peuplement de douglas (âge 19 ans ; hauteur = 11.5 m ; circonférence = 40 cm). Les surfaces terrières du peuplement témoin et éclairci sont respectivement de 39 et 20 m²/ha (2900 et 1500 tiges/ha).



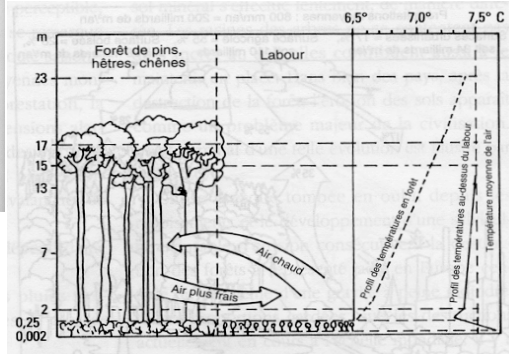
	Fin de nuit		Milieu de journée	
	témoin	éclairci	témoin	éclairci
Sommet des couronnes	14.8	14.7	28.2	28.5
Mi-couronnes	14.4	14.3	28.7	29.3
Base des couronnes	14.4	14.3	28.3	28.6
Base du peuplement	14.6	14.3	28.0	27.0

Le matin (4 heures), lors du minimum de température, à un niveau donné, les écarts de température entre les deux traitements ne dépassent pas 0,3°C. L'après-midi, à 15 heures, les écarts de température sont plus sensibles et atteignent 1°C à 1,20 m de hauteur à la base du peuplement ; le traitement témoin est plus chaud à ce niveau que le traitement éclairci. A mi-couronne, l'inverse se produit le peuplement éclairci a une température plus élevée de 0,6°C. Le jour, ces écarts s'expliquent par des différences de pénétration des rayons solaires dans le peuplement ; la nuit, par une moindre interception du flux de chaleur venant du sol.

15.1.3. Cas d'un peuplement mixte de pin

Les différences thermiques entre forêt (peuplement mixte de pin, hêtre et chêne) et champs ont fait l'objet de mesures étalées sur une année par Lützke (1961, cité par Otto 1998). En moyenne annuelle, la température au sol était de 1,2°C plus élevée en rase campagne que sous le couvert. Dans le couvert, c'est la cime des arbres qui présentait les températures les plus hautes. Dans la journée, la cime des arbres absorbe

Hauteur au-dessus du sol (m)		Forêt (°C/an)	Champ (°C/an)
23 (au-dessus de la canopée)		7,4	-
17 (au milieu de la canopée)		7,2	-
15 (seulement champ ouvert)		-	7,5
2 (au niveau des troncs)		6,7	7,4
0,25 (végétation au sol)		6,6	7,3
0,002 (surface du sol)		6,5	7,7



une grande partie du rayonnement solaire direct et diffus et chauffé l'air ambiant. C'est donc dans la partie

haute de la strate arborée que les températures sont les plus élevées. Au contraire, la nuit, ce sont ces mêmes cimes qui se refroidissent le plus en raison de l'absence d'obstacle entre elles et l'atmosphère. Selon les mêmes mécanismes, la strate herbacée se réchauffe moins le jour et se refroidit moins la nuit: c'est une zone protégée qu'il est conseillé de maintenir lors de l'introduction de jeunes plants, qui échappent ainsi à de nombreuses gelées

15.1.4. Comparaison de différents états boisés

Les résultats présentés dans ce paragraphe proviennent des mesures effectuées au début du siècle par différents chercheurs de l'Ecole Nationale des Eaux et Forêts (Fautrat 1878 ; Matthieu 1878 ; De Drouin de Bouville 1901 , Bartet 1906 ; Cuif 1913). Ces mesures avaient pour buts de rechercher 1) l'influence du couvert de la forêt sur la température du sol à diverses profondeurs, 2) l'influence de l'état boisé ou déboisé du sol sur la quantité d'eau pluviale, et 3) l'influence de la forêt feuillue et de la sapinière sur la température et l'état hygrométrique de l'air.

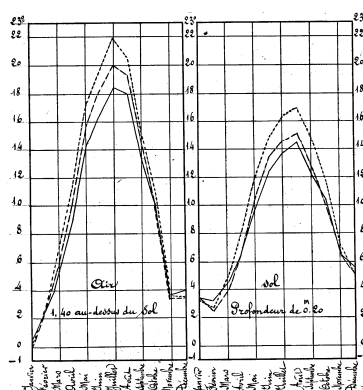
Les tableaux ci-dessous présentent la température moyenne mensuelle de l'air (à 1.40 m ; moyenne 1909-1912) selon différents états boisés (A) ainsi que les différences (B et C) entre la température hors bois et le chablis et la température hors bois et le couvert. Les données ont été récoltées dans la forêt de Elieux (Meurthe et Moselle ; 48° 28' de latitude Nord ; 4°37' de longitude Est ; altitude 340 m) (Cuif 1913). Les sapins pectinés sont âgés de 100 ans environ. Le chablis correspond à une trouée consécutive à l'ouragan du 10 août 1905 à 20 mètres du peuplement resté sur pied. Le terrain découvert hors bois correspond à un pré situé à 30 mètres de tout périmètre boisé. La distance entre les deux premiers postes est de 100 mètres ; 55 mètres séparent les second et troisième postes.

(A)	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Année
Hors bois	-0,2	2,7	6,5	11,3	17	19,4	22	20,6	15,2	11	3,7	3,5	11
Chablis	-0,1	2,4	5,8	10,1	15,5	18,1	20	19,3	14,3	10,5	3,5	3,4	10,2
Futaie de sapin	0,3	2,5	5,4	9,1	14,2	16,5	18,5	18	13,5	10,2	3,7	3,9	9,7

(B)	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Année
Chablis / Hors bois	0,1	-0,3	-0,7	-1,2	-1,5	-1,3	-2	-1,3	-0,9	-0,5	-0,2	-0,1	-0,8
Futaie / Hors bois	0,5	-0,2	-1,1	-2,2	-2,8	-2,9	-3,5	-2,6	-1,7	-0,8	0,0	0,4	-1,3

(C)	Printemps (MAM)	Été (JJA)	Automne (SON)	Hiver (DJF)
Chablis / Hors bois	-1,1	-1,5	-0,5	-0,1
Futaie / Hors bois	-2,0	-3,0	-0,8	+0,2

Ces données illustrent l'action tampon de la forêt sur les variations thermiques de l'air. Au printemps et en été, la futaie de sapin représente un milieu frais avec une différence de l'ordre de 2°C et 3°C respectivement. En hiver, la différence est faible et dépasse rarement 0,5°C.



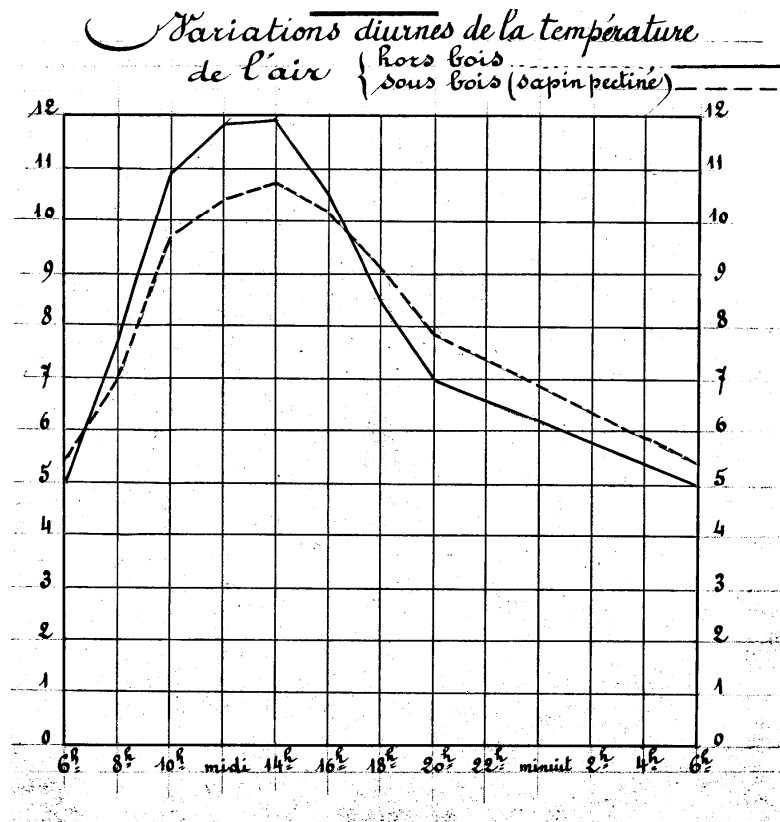
Variation mensuelle comparée des températures de l'air et du sol (moyenne 1909 à 1912) selon la formation boisée : trait plein (futaie de sapin), grands pointillés (chablis), petits pointillés (hors bois).

La différence s'exprime également à travers les limites de variations des températures extrêmes de l'air (moyennes des 4 années 1909-1912).

	Hors bois	Chablis	Dif.	Hors bois	Futai e	Dif.
Temp. minimum	-10	-9,9	0,1	-10	-9,4	0,6
Temp. maximum	29,3	25,8	-3,5	29,3	25	-4,3
Amplitude des variations	39,3	35,7	-3,6	39,3	34,4	-4,9

Les différences se retrouvent également à l'échelle journalière (moyennes de 35 journées du 7 janvier au 30 décembre 1909).

	6h	8h	10h	12h	14h	16h	18h	20h
Hors bois	5	7,7	10,9	11,8	11,9	10,5	8,5	7
Chablis	4,9	7,3	10,6	11,2	11,4	10,5	8,6	7
Futaie de sapin	5,4	7	9,7	10,4	10,7	10,2	9,1	7,9



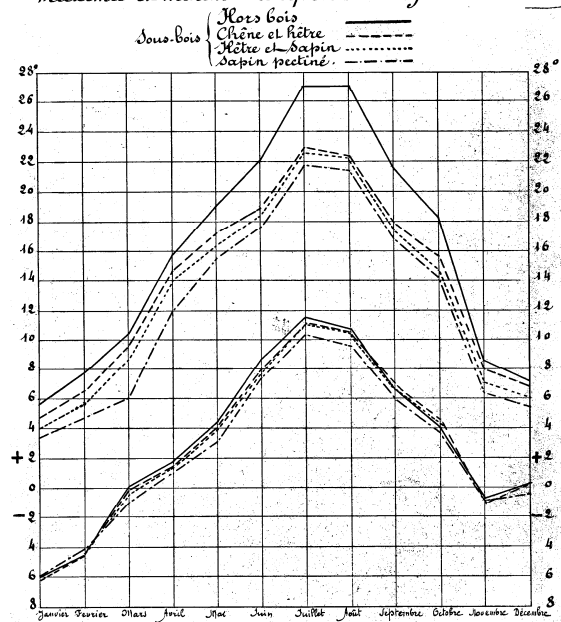
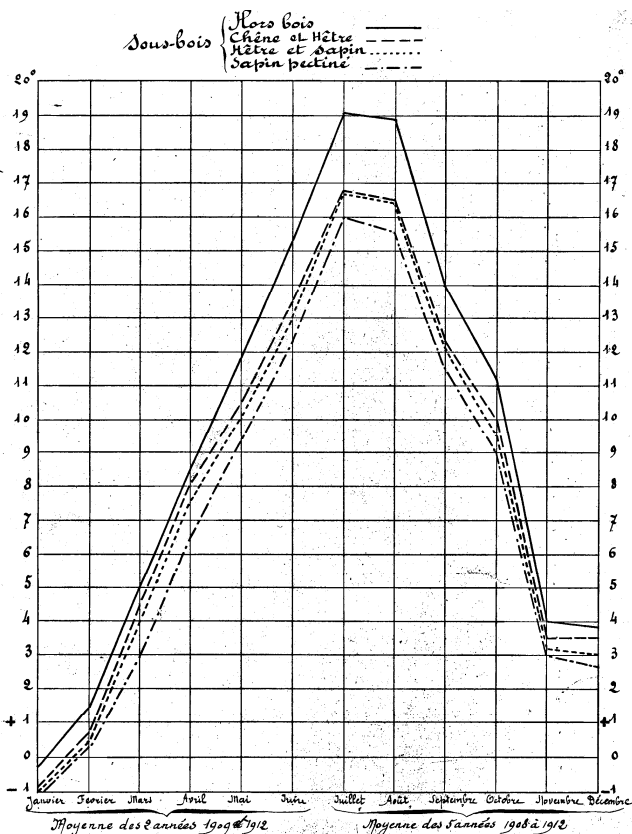
Dans ce travail, les chercheurs ont également comparé différentes formations forestières : Hors bois, Chênaie (hêtraie), Hêtraie et Sapinière. Les peuplements sont localisés dans la région des Basses Vosges dans la forêt de St Benoît près de Rambervillers. Les résultats sont présentés dans les tableaux et figures suivantes. Les données de Jan à Juin sont les moyennes des deux années 1909 et 1912. Pour les autres mois, les 5 années 1908 à 1912 ont été prises en compte. Pour chaque type forestier, les postes météorologiques ont été installés à une altitude de 390 m.

	Moyenne des minima				Moyenne des maxima				Moyenne			
	Sapin	Hêtre	Chêne	Hors-Bois	Sapin	Hêtre	Chêne	Hors-Bois	Sapin	Hêtre	Chêne	Hors-Bois
Jan	-6	-6	-6,2	-6,1	3,7	4	4,6	5,5	-1,1	-1,0	-0,8	-0,3
Fév	-4,4	-4,7	-4,7	-4,7	5,1	5,6	6,2	7,6	0,3	0,4	0,7	1,4
Mars	-0,9	-0,5	-0,2	0	6,6	8,5	9,4	10,2	2,8	4,0	4,6	5,1
Avr	1,1	1,5	1,5	1,8	12	13,8	14,6	15,5	6,5	7,6	8,0	8,6
Mai	3,3	3,8	4,1	4,4	15,4	16,4	17	19,1	9,3	10,1	10,5	11,7
Juin	7,2	7,6	7,9	8,8	17,5	18,4	18,9	21,9	12,3	13,0	13,4	15,3
Juil	10,4	10,9	10,9	11,3	21,7	22,4	22,6	26,9	16	16,6	16,7	19,1
Août	9,7	10,5	10,6	10,8	21,3	22,1	22,2	27	15,5	16,3	16,4	18,9
Sept	6,1	6,5	6,7	6,6	17,2	17,8	18,2	21,5	11,6	12,1	12,4	14,0
Oct	3,8	4,3	4,5	4,0	14,3	14,9	15,8	18,5	9,0	9,6	10,1	11,2
Nov	-0,8	-0,9	-0,9	-0,7	6,9	7,3	8,0	8,8	3,0	3,2	3,5	4,0
Déc	-0,3	-0,2	0,1	0,2	5,7	6,2	6,9	7,3	2,7	3,0	3,5	3,7
Anné e	2,4	2,7	2,8	3,0	12,3	13,1	13,7	15,8	7,3	7,9	8,2	9,4

	Moyenne des minima				Moyenne des maxima				Moyenne			
	Sapin	Hêtre	Chêne	Hors-Bois	Sapin	Hêtre	Chêne	Hors-Bois	Sapin	Hêtre	Chêne	Hors-Bois
Hiver	-3,8	-3,7	-3,7	-3,6	5,1	6,0	6,7	7,8	0,6	1,1	1,5	2,1
Print.	3,9	4,3	4,5	5,0	15,0	16,2	16,8	16,8	9,4	10,2	10,6	11,9
Été	8,7	9,3	9,4	9,5	20,1	20,8	21,0	25,1	14,4	15,0	15,2	17,3
Aut.	0,9	1,1	1,2	1,3	9,0	9,5	10,2	11,5	4,9	5,4	5,7	6,4

La figure ci-contre présente la variation mensuelle de la température moyenne pour les différentes formations boisées.

Variation annuelle comparée des températures maxima et minima d'après les moyennes mensuelles.



L'analyse des résultats montre que la forêt a pour effet d'abaisser la moyenne annuelle de :

- 1,1 °C pour le peuplement de chêne
- 1,5°C pour le peuplement de hêtre
- 2,0°C pour le peuplement de sapin

La moyenne des minima et des maxima est toujours plus faible sous bois que hors bois. L'action « réfrigérante » de la forêt est plus forte en été qu'en hiver avec des écarts (par rapport à la situation hors bois) respectivement en été de 2,1, 2,3 et 2,9 °C pour le chêne, le hêtre et le sapin. En hiver, les écarts sont respectivement de 0,6, 1,0 et 1,5°C. Comme l'écrivaient les auteurs de ces travaux au début du siècle « les forêts exercent donc bien cette action frigorigène et modératrice déjà signalée par M. Mathieu ».

15.2. Résistance au froid des espèces forestières

15.2.1. Seuils d'activités physiologiques

Dans nos régions à climat tempéré, les variations de température sont en grande partie responsables des alternances d'activité et de repos de la végétation ; les phénomènes de foliation, croissance (de la partie aérienne et du système racinaire), floraison, fructification, et germination, ne peuvent ce bien dérouler qu'en conditions thermiques favorables. Les extrêmes thermiques ont tout d'abord un effet limitant pour l'existence des différentes espèces. La foliation et la croissance des arbres ne peuvent se réaliser tant que la température n'atteint pas des seuils limites (Aussenac 1985, Differt 2001). La croissance racinaire de nombreuses espèces tempérées n'est aussi possible que si le sol ait une température qui dépasse 2 à 4°C.

Espèce	Seuil thermique d'activité physiologique	Optimum pour la photosynthèse
Fagus sylvatica		20-22 °C
Quercus pubescens		23°C
Picea abies	4,1°C	12-18°C
Abies alba	5,2°C	14-20°C
Pseudotsuga menziesii	5,8°C	18-22°C
Abies nordmanniana	6,2°C	
Cedrus atlantica	6,6°C	
Larix decidua		18-20°C

L'activité photosynthétique est aussi en partie réglée par la température. On sait en effet qu'il existe un optimum thermique de la photosynthèse nette qui varie selon les espèces (Aussenac *et al.* 1975). Au-dessus de 35-40°C, la dégradation de l'action enzymatique entraîne une nette diminution de l'assimilation. A l'intérieur d'une même espèce, existent des variations liées à la provenance. C'est ainsi que chez le Cèdre, on a pu déceler une relation entre l'optimum thermique et l'altitude d'origine de la provenance ou de l'espèce.

Chez les résineux, l'activité photosynthétique est en général nulle en dessous de - 3°C. Différentes études montrent qu'une activité photosynthétique hivernale est possible, même dans des régions réputées à climat difficile, comme l'Est de la France. Dans les régions à hiver doux (Midi Méditerranéen, Sud-Ouest, Ouest), l'assimilation photosynthétique hivernale constitue

même une part non négligeable de la fixation annuelle de carbone. Un hiver rude est alors un facteur certain de moindre production ligneuse ultérieure.

15.2.2. Les gelées

Enfin, en plus de son action sur les mécanismes fondamentaux du fonctionnement physiologique de l'arbre, la température peut avoir une action d'exception en détruisant tout ou partie de l'arbre. Trois périodes sont à considérer :

- L'hiver ;
- Le printemps en relation avec les gelées tardives et leurs effets sur le débourrement, la floraison...;
- L'automne au moment de l'aoûtement. Les gelées d'automne sont en général beaucoup moins dommageables et ne concernent guère que les espèces introduites à longue saison de végétation.

□ Les gelées hivernales

La résistance aux froids hivernaux extrêmes varient selon les espèces (Aussenac 1986 ; Aussenac et Gueh1 1994). Au nord de la Loire, les espèces indigènes sont rarement gravement endommagées par les grands froids, car les minima thermiques franchissent rarement -20°C à basse altitude. Dans les régions méridionales (Ouest, Sud de la France), les dégâts occasionnés par une vague de froid hivernal peuvent être beaucoup plus important en raison de la moindre résistante des espèces.

Espèce	Minimum de températures hivernales occasionnant des débuts de dégâts
Pinus halepensis	-6°C
Sequoia sempervirens	-10°C
Pinus pinea	-11°C
Cupressus sempervirens	-15°C
Cedrus deodara	-15°C
Pinus pinaster	-20°C
Picea sitchensis	-30°C
Abies alba	-30°C
Abies nordmanniana	-30°C
Pseudotsuga menziessi	-30°C
Picea abies	-40°C
Pinus nigra	-40°C
Pinus sylvestris	-40°C
Pinus cembra	-42°C
Quercus ilex	-13°C
Quercus robur	-30°C
Quercus petraea	-30°C
Fagus sylvatica	-30°C
Acer pseudoplatanus	-30°C
Betula pendula	-40°C

La détérioration mécanique la plus apparente au froid est la gélivure qui est très fréquente chez les chênes, les châtaigniers, possible chez le frêne, l'aulne glutineux, les tilleuls, le sapin pectiné, très rare chez les autres essences.

Le tableau suivant présente quelques exemples de températures extrêmes relevées en France. Plus récemment, ce sont les hivers 1985-1986-1987 et le mois de mai 1995 qui se sont caractérisés par des températures extrêmes.

EXTRÊMES DE FROID			EXTRÊMES DE CHALEUR		
Epoque	Lieu	Température	Epoque	Lieu	Température
Janvier 1795	Paris	- 23°5	Juillet 1757	Paris	37°5
Décembre 1829	Marseille	- 10°0	Août 1793	Paris	38°4
	Toulouse	- 15°0	Juillet 1852	Paris	36°0
Janvier 1830	Paris	- 17°0		Lille	35°0
Février 1830	Mulhouse	- 28°0		Montpellier	39°0
Janvier et Février 1871	Paris	- 12°0	Juillet 1881	Lille	35°0
	Montpellier	- 16°0		Paris	38°4
	Bordeaux	- 17°0		Nantes	38°7
	Périgueux	- 23°0		Montpellier	41°0
Décembre 1879	Paris	- 25°6	Août 1911	Châteauroux	39°4
	Orléans	- 28°0		Nîmes	39°8
	Nancy	- 30°0		Paris	36°5
	Langres	- 33°0		Aix	40°1
Janvier 1891	Perpignan	- 8°5	Juillet 1921	Chaumont	41°6
	Digne	- 17°5	Août 1923	Clermont-Ferrand	40°3
Janvier 1893	Montpellier	- 10°0		Angoulême	41°4
	Toulouse	- 10°0		Châteauroux	42°2
	Paris	- 17°0		Toulouse	44°0
	Nancy	- 22°0	Juillet 1945	Paris	36°6
	Auberive	- 31°0		Nancy	35°0
Février 1895	Nantes	- 15°0	Juillet 1947	Le Mans	40°4
	Nancy	- 23°0		Mont-de-Marsan	41°9
	Ste-Menehould	- 23°0		Clermont-Ferrand	41°1
	Paris	- 15°4		Lyon	40°6
Février 1956	Romilly	- 25°0	Juillet 1950	Grenoble	39°4
	Nancy	- 24°8	Juillet 1952	Vichy	40°9
	Agen	- 21°9	Juillet 1983	Nancy	37°6

L'effet du froid hivernal sur la conduction du xylème d'une espèce peut être apprécié en mesurant le degré **d'embolie** présent dans les tissus au sortir de l'hiver (Cocharde et Granier 1999 ; Lemoine 2000). Ainsi, on observe que les espèces dont le bois est à zone poreuse (Chêne, Frêne, Orme, Châtaignier...) présentent de très forts taux d'embolie (plus de 90 %), les espèces à pores diffus (Érable, Hêtre, Charme, Bouleau) des taux plus faibles (50 % environ) et les espèces résineuses des degrés d'embolie quasi nuls. Il semble donc que la taille d'un conduit du xylème soit un facteur décisif prédisposant ou non à la formation d'embolie liée au froid. Le mécanisme de formation fait en effet intervenir la taille de ces conduits. L'air est soluble dans l'eau liquide alors qu'il l'est très peu dans la glace. C'est la raison pour laquelle un cube de glace contient des bulles d'air piégées dans sa masse. Lorsque de l'eau (ou de la sève) saturée en air se solidifie (à une température légèrement négative due à une certaine surfusion), des bulles d'air

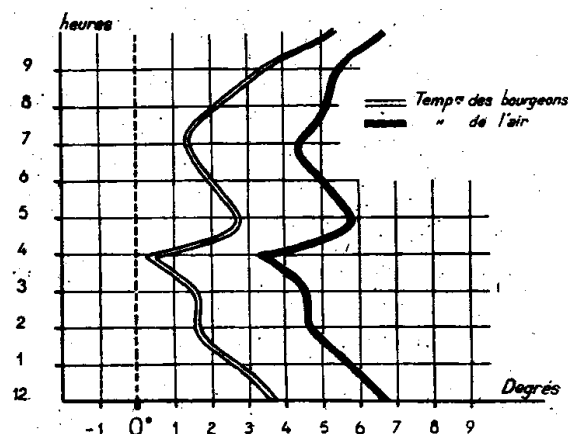
vont se former dans les conduits du xylème. L'équilibre de ces bulles d'air dans la sève fondue va dépendre de leur taille initiale. Ainsi, plus la bulle sera grande, plus longue sera sa durée de vie avant une éventuelle dissolution et donc plus grand sera le risque pour la bulle de s'étendre à tout le lumen du conduit. La taille des bulles piégées dans la glace est évidemment bornée par le diamètre du conduit. Mais un second facteur important à prendre en compte est la structure des perforations entre deux cellules élémentaires d'un vaisseau. Si celles-ci sont totalement résorbées, comme dans le cas du Chêne, alors les bulles d'air vont pouvoir migrer puis fusionner pour donner naissance à des bulles de grande taille. **La taille des conduits du xylème semble donc être un critère adaptatif marqué de la résistance du xylème au gel. C'est peut-être l'une des raisons pour lesquelles les espèces de conifères sont fréquentes à hautes latitudes ou hautes altitudes.** Néanmoins, en plaine, les espèces à zones poreuses voient leur xylème s'emboliser régulièrement chaque hiver, ce qui signifie que ces événements font partie du cycle de vie "normal" de l'arbre. Ceci laisse supposer que des mécanismes sont mis en place au printemps pour faire face à ces taux élevés d'embolie.

Les espèces qui ont une forte conductivité sont plus sujettes à une perte de leur capacité au transfert de l'eau à la fin de l'hiver (différences dans l'évolution de l'embolie chez le chêne et le hêtre par exemple) (Wang *et al.*, 1992). Ces auteurs montrent qu'il existe une très forte corrélation entre la perte de conductivité à la fin de l'hiver et la date de débourrement des bourgeons, **ils notent que les espèces à pores diffus comme le hêtre (plus résistantes à l'embolie) débourent plus précocement que les espèces à zone poreuse comme le chêne.** Il existe donc une relation entre perte de conductivité et phénologie foliaire et peut être même avec le taux de croissance au printemps (Magnani et Borghetti, 1995).

Le phénomène de cavitation hivernale est très répandu et s'observe chez de nombreuses espèces avec des pertes de conductivité élevées à la fin de l'hiver (80 à 85% chez le hêtre et le charme, 100% chez le chêne (Lemoine 2000). Ceci nécessite donc des mécanismes qui permettent la restauration d'une conductivité maximale au moment du débourrement : soit par la formation de pressions racinaires (Bouleau) ou xylémiennes (érable à sucre), soit par la formation d'un nouveau tissu conducteur fonctionnel lors de la reprise de l'activité cambiale (chêne).

□ Les gelées de printemps

C'est la température subie par le bourgeon ou la feuille du végétal qui est importante au printemps. Or, en phase de refroidissement par rayonnement, les organes végétaux présentent des températures inférieures à celle de l'air ambiant. L'écart peut atteindre jusqu'à 5°C (Parrenin 1948). Les études qui ont été effectuées ont montré que la température d'un bourgeon par exemple pouvait être évaluée correctement à l'aide d'un thermomètre placé dans les mêmes conditions. **Cette température relevée sur le thermomètre placé à l'air libre porte le nom d'indice actinothermique** (nom donné par Brazier et Eblé) (ces profils sont valables tant qu'il n'y a pas de vent).



L'examen des courbes enregistrées durant la période du 2 mai au 28 mai 1943 a donné les résultats suivants (figure ci-dessus ; Parrenin 1948). La température des bourgeons de vigne a toujours été inférieure à celle de l'air. Sous l'effet du rayonnement nocturne, la différence de température enregistrée entre les bourgeons et l'air ambiant a été de 2,5°C en moyenne. Ce procédé de mesure a été employé à nouveau et à de nombreuses reprises, tant en laboratoire qu'en plein champ et a montré de façon indiscutable **qu'à n'importe quel moment de la journée, la température de la plante prise dans sa feuille ou dans ses bourgeons, est toujours inférieure à celle de l'air qui l'entoure et que, dans les périodes nocturnes de gelée avec fort rayonnement, cette différence de température peut être suivant le cas de 3 à 5°C** (Arléry 1949). Cette différence de température provient du refroidissement causé sur les plantes d'une part par le rayonnement nocturne des feuilles et, d'autre part, par la transpiration et la sudation par les feuilles qui font que l'équilibre thermique de ces dernières n'est jamais atteint.

Le tableau et la figure suivantes présentent les écarts entre la température minimale sous abri et celle au sol pour la station de Dijon (Arléry 1949). L'écart moyen est de 2,3 °C avec un écart-type de 1,4°C.

DIJON (1^{er} janvier 1937 au 9 juin 1940 inclus).
Ecart : minimum sous abri — minimum au sol.

TABLEAU DES FRÉQUENCES

Intervalles	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre	Année
< - 2,0								1					2
- 2,0 à - 1,1				1								1	2
- 1,0 à - 0,1	5	7		1	1							2	18
0,0 à 0,9	28	20	14	15	10	11	8	7	19	12	7	17	168
1,0 à 1,9	31	28	33	37	36	24	26	22	29	28	24	16	334
2,0 à 2,9	38	32	36	32	30	33	22	25	15	26	25	31	345
3,0 à 3,9	11	12	19	15	18	17	27	20	12	15	22	15	203
4,0 à 4,9	7	11	11	12	5	5	9	16	14	8	8	5	111
5,0 à 5,9	2	2	7	6	2		1	2	1	2	2	5	32
6,0 à 6,9			3								1		4
7,0 à 7,9				1									1
8,0 à 8,9													1
Total	122	112	124	120	102	90	93	93	90	92	90	93	1221

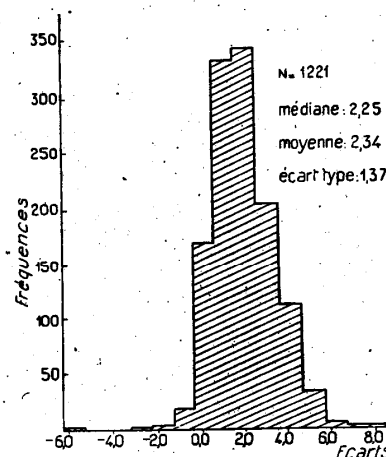
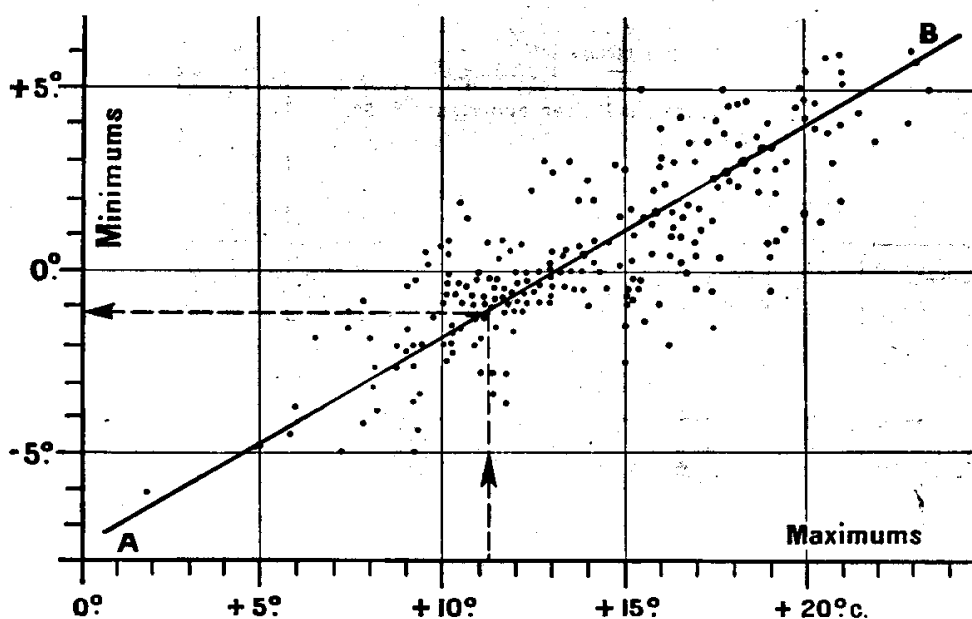


Fig. 3. — Station de Dijon.
(1^{er} janvier 1937-9 juin 1940).

De nombreuses méthodes ou formules ont été mises au point permettant de prévoir localement, dès la veille au soir (en général au moment du coucher du soleil), la valeur du

minimum nocturne (Geslin 1952). Elles font intervenir, le plus souvent, soit la température, soit l'humidité de l'air, soit ces deux éléments à la fois. L'une des plus simples, la méthode dite maximum-minimum, repose sur la remarque suivante : si, à une époque donnée, on considère une série de belles journées, claires ou peu nuageuses, on constate que l'amplitude de la variation journalière de la température, c'est-à-dire la différence entre le maximum d'un jour donné et le minimum de la nuit suivante, est sensiblement constante. Plus généralement, si, au cours d'une année quelconque et dans un lieu donné, on note soigneusement les températures maximums et minimums, chaque fois que le ciel aura été clair ou peu nuageux, on peut reporter ces valeurs sur un graphique, en portant en abscisses les températures maximums et en ordonnées les températures minimums (voir graphique suivant). On constate alors que les points obtenus se groupent plus ou moins étroitement autour d'une droite caractéristique. Cette droite donne la relation maximum-minimum cherchée, valable quelle que soit l'époque de l'année, et permettant de prévoir le minimum de température dès que l'on connaît la température maximum du jour précédent. En toute rigueur, cette relation n'est applicable, d'après sa définition même, que si le ciel est clair ou peu nuageux, c'est-à-dire quand les conditions les plus favorables au rayonnement nocturne et à la production des gelées sont réalisées. Dès que le ciel se couvre, en effet, l'amplitude maximum-minimum est considérablement réduite, rendant les risques de gelées peu probables. Cependant, l'examen du graphique montre que le minimum observé est susceptible, même par temps clair, d'osciller autour d'une certaine valeur moyenne (donnée par la droite AB), de plus ou moins 2 à 3 degrés dans les cas extrêmes. L'importance de l'abaissement de température dépend en effet du degré de transparence de l'air, qui est d'autant plus élevé que l'air est plus pur et contient moins de vapeur d'eau. La lune rousse, à laquelle on attribue tant de méfaits, ne fait que témoigner, par son éclat, du degré de pureté de l'air et, par suite, du risque de gelée. Or, à partir du moment où, par suite du refroidissement nocturne, la température du point de rosée est atteinte, la condensation de la vapeur d'eau contenue dans l'air tend à freiner énergiquement l'abaissement de température ultérieur. Si donc, au moment du coucher du soleil, par exemple, la température du point de rosée est nettement supérieure au minimum prévu par application de la relation, on pourra conclure que le minimum réel qui sera observé n'atteindra pas ce dernier chiffre. Si la température du point de rosée est au contraire très basse, il y a toute probabilité pour que le minimum nocturne soit inférieur à celui qui est indiqué par la relation maximum-minimum. Un autre élément influe encore d'une manière souvent non négligeable sur l'abaissement de température nocturne, c'est le vent. L'absence de vent, en ne permettant pas un renouvellement constant des couches d'air au contact du sol, favorise, en effet, la production des gelées par rayonnement.



Ce graphique par points a été établi en utilisant uniquement les données météorologiques relatives aux journées claires ou peu nuageuses, où les gelées sont plus particulièrement à craindre. Il a été limité à la période 15 mars-15 mai et se rapporte aux observations effectuées à Versailles de 1929 à 1947 inclus. La droite AB n'indique que le *minimum nocturne sous abri*. Mais, il existe normalement un écart relativement constant entre cette valeur et la température atteinte à un certain niveau, à l'air libre, écart que l'on peut déterminer expérimentalement en partant des indices actinothermiques. A Versailles, pour le niveau de 40 cm au-dessus du sol, il est de l'ordre de 2° ou 3°C, par nuit claire; pour le niveau 5 cm, de 5° à 6°C. Comme on le voit sur le graphique, les gelées (minimum sous abri inférieur à 0°C) sont à craindre, dans la Région parisienne, tant que les maximums diurnes sous abri n'ont pas dépassé 19°C. En pratique, elles ne risquent d'être vraiment dangereuses, compte tenu des seuils de résistance des plantes ou organes à protéger, que quand les maximums diurnes sous abri sont inférieurs à 15-16°C. Exemple de prévision du minimum nocturne : le 3 avril 1938, par ciel clair, on a observé un maximum sous abri de 11,3°C. La droite AB indique un minimum à prévoir de -1,2°C sous abri. Cependant, la température du point de rosée ayant été trouvée égale à -3°C, on devait s'attendre à un minimum plus bas, se rapprochant de cette température. Il a été en effet de -2,8°C.

2. Gelées d'avril 1938 à Versailles.

DATE AVRIL 1938	MAXIMUM DE LA VEILLE SOUS ABRI	MINIMUM SOUS ABRI	INDICES ACTINOTHERMIQUES À L'AIR LIBRE		DURÉE PENDANT LAQUELLE LA TEMPÉRATURE EST RESTÉE AU-DESSOUS DE :					
			0m,40	0m,05	0°		- 2°		- 3°	
					SOUS ABRI	0m,40	SOUS ABRI	0m,40	SOUS ABRI	0m,40
4	+ 11°3	- 2°8	- 5°8	- 8°5	4 h	10 h	2 h	8 h	0 h	7 h
5	+ 11°2	- 1°4	- 4°7	- 7°5	2 -	7 1/2	0 -	5 -	0 -	4 -
9	+ 13°8	- 0°4	- 4°2	- 6°5	1 -	5 -	0 -	3 -	0 -	2 -
10	+ 8°1	- 0°9	- 4°1	- 7°5	3 -	7 -	0 -	4 -	0 -	3 -
11	+ 10°3	- 2°4	- 6°8	- 9°1	5 -	8 -	1 3/4	6 -	0 -	3 -
12	+ 12°0	- 1°0	- 4°4	- 6°2	2 -	5 1/2	0 -	3 1/2	0 -	5 1/4
18	+ 11°3	- 1°0	- 3°2	- 6°3	3 1/2	7 1/2	0 -	4 1/2	0 -	2 1/4
19	+ 8°7	- 3°6	- 6°7	- 9°5	5 1/2	9 1/2	2 1/2	7 -	1 -	6 1/2
27	+ 12°8	+ 1°2	- 3°7	- 6°0	0 -	3 -	0 -	2 -	0 -	1 1/2
	Totaux				26 h	63 h	6 h 1/4	43 h	1 h	33 h 1/2

Les dégâts dus aux gelées tardives dépendent de l'état de développement végétatif du plant qui détermine la sensibilité à l'abaissement de température. Le seuil de résistance diminue d'autant plus que le stade phénologique est avancé, bien que pour des états morphologiquement identiques, des différences puissent être notées. Pour définir la probabilité de gelée, il faut faire intervenir l'état du développement végétatif de l'essence étudiée. **Schématiquement, le risque de gelée est une fonction de la température moyenne atteinte à un moment donné et de la probabilité de gelée à la même date** (Arléry 1958).

La sensibilité au froid varie selon les organes et d'une façon générale, bourgeons et feuilles sont moins résistants au froid que bois et cambium. La plupart des études montrent que sous nos climats tempérés, la sensibilité des bourgeons au cours du débourrement se situe à des températures voisines de -3 à -4°C. Les fleurs sont sensibles aux gelées de l'ordre de -2 à -3°C (Aussenac 1986). Il est important de noter que des températures de 0°C mesurées sous abri météorologique, correspondent à des températures au niveau des bourgeons ou des fleurs de -3 à -4°C.

Chez les arbres fruitiers, on constate que la sensibilité au froid augmente régulièrement du bouton floral complètement clos au jeune fruit qui vient de nouer. D'après les observations faites à Versailles sur pommiers, cerisiers, pêchers, poiriers, etc., la vigne exceptée, les indices actinothermiques de référence étant notés au niveau des organes étudiés, les seuils de résistance paraissent être inférieurs à -6 degrés pour les boutons floraux complètement clos (stade bouton rose, d'un diamètre de 3 à 4 mm). Un peu avant la floraison, au stade bouton blanc, c'est-à-dire un peu avant que la fleur ne s'ouvre et ne s'épanouisse, le seuil critique est

voisin de -4 degrés ou -4,5°C. Il remonte à - 2,5°C ou -3 degrés pour les fleurs complètement épanouies et au voisinage de -2,5°C pour les fruits venant de nouer. Dans la fleur, ce sont les organes sexuels qui sont les plus fragiles, le gynécée (stigmates et styles) plus que l'androcée (étamines), et il n'est pas rare certaines années, sur le cognassier notamment, de voir ces organes tués dans la fleur encore complètement fermée, alors que la corolle reste intacte. D'une manière générale, à la suite d'une gelée suffisante, on observe un noircissement du stigmate (première manifestation de la mort des tissus), qui, par le style, gagne l'ovaire. Si le noircissement gagne la profondeur des cloisons ovariennes, la fleur ou le jeune fruit sont perdus, en l'absence même de toute autre lésion visible. Bien entendu, les seuils critiques sont variables suivant les espèces. Ils sont généralement plus élevés par temps humide que par temps sec. Ils dépendent aussi, rappelons-le, du temps pendant lequel les températures agissent, le seuil étant d'autant plus élevé que la température correspondante se maintient plus longtemps. Enfin, chez une même espèce, on peut noter des différences de résistance variétales souvent très nettes (températures ci-dessous sous abri ; Geslin 1952).

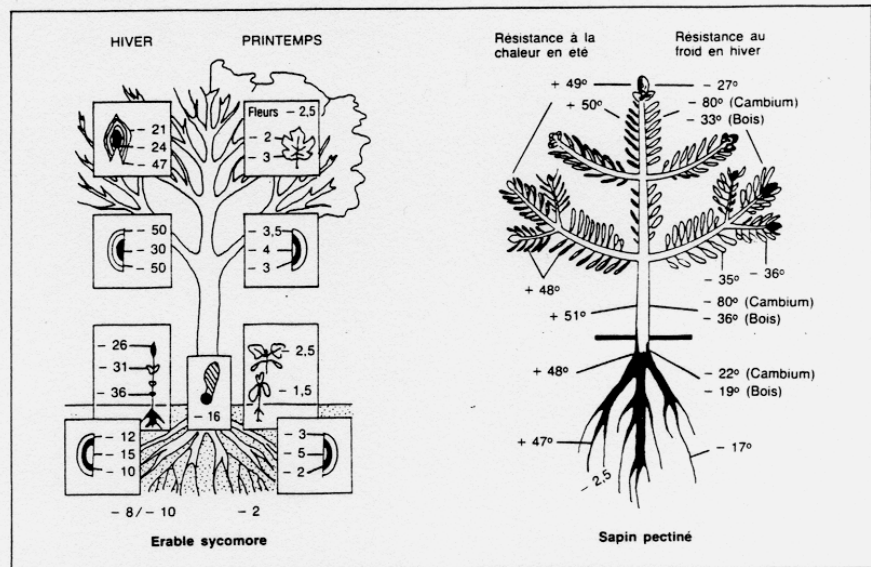
3. Seuils de résistance au froid de quelques espèces fruitières.

	BOUTONS CLOS MAIS DÉJÀ COLORÉS	PLEINE FLORAISON	JEUNES FRUITS
Pommiers	- 3°9	- 2°2	- 1°7
Pêchers	- 3°9	- 2°8	- 1°1
Cerisiers	- 2°2	- 2°2	- 1°1
Poiriers	- 3°9	- 2°2	- 1°1
Pruniers } de table..	- 3°9	- 2°2	- 1°1
} à sécher.	- 5°0	- 2°8	- 1°1
Abricotiers	- 3°9	- 2°2	- 0°6
Amandiers.....	- 3°1	- 2°8	- 1°1
Vigne	- 1°1	- 0°6	- 0°6
Noyers.....	- 1°0	- 1°0	- 1°0

VARIÉTÉS DE POMMIERS...	DELICIEUX	WINESAP	JONATHAN	ROME BEAUTY	YELLOW NEWTON	
Boutons clos, sans couleur.....	- 3°9	- 3°9	- 5°0	- 5°0	- 5°0	
Boutons clos, se colorant au centre....	- 3°9	- 3°9	- 3°9	- 5°0	- 5°0	
Boutons centraux en pleine floraison..	- 2°8	- 3°3	- 3°3	- 3°9	- 3°9	
Tous les boutons en pleine floraison....	- 2°2	- 2°2	- 2°2	- 2°8	- 2°2	
Petits fruits verts	- 1°7	- 1°7	- 1°7	- 1°7	- 1°7	
VARIÉTÉS DE POIRIERS...	NELIS D'HIVER	BEURRÉ ROSE	ANJOU	HOWELL	COMICE	BARTLET
Boutons clos, non colorés	- 4°4	- 3°9	- 3°9	- 3°9	- 4°4	- 4°4
Boutons roses	- 3°3	- 2°8	- 2°8	- 2°8	- 3°3	- 2°8
Boutons blancs	- 2°8	- 1°7	- 1°7	- 1°7	- 2°2	- 2°2
Pleine floraison	- 2°2	- 1°7	- 1°7	- 1°7	- 2°2	- 2°2
Petits fruits verts.....	- 1°7	- 1°7	- 1°7	- 1°7	- 1°7	- 1°7

Espèce	Températures occasionnant des dégâts aux fleurs
<i>(d'après Ausсенac 1986)</i>	
Acer pseudoplatanus	-2 à -3°C
Quercus robur	-2 à -3°C
Fraxinus excelsior	-2°C
Pseudotsuga menziesii	
fleurs mâles	-3°C
fleurs femelles	-2 à -3°C
Fagus sylvatica	
fleurs mâles	-1 °C
fleurs femelles	-1.4 à -3°C

Dans une étude sur le développement en hauteur des régénérations de chêne sessile, Chaar et Colin (1999) ont quantifié les dégâts occasionnés par des gelées tardives de mai. Des gelées tardives sont intervenues en 1995 et 1996. En 1995, la gelée tardive est survenue durant la nuit du 14 au 15 mai (température minimale enregistrée sous abri : - 0,9 °C), après élongation complète de la première unité de croissance, c'est-à-dire pendant la période de repos apparent suivant la première vague (photo ci-dessous). En revanche, la gelée tardive de 1996 est survenue en cours d'allongement de la première vague de croissance, dans la nuit du 4 au 5 mai ; la température minimale était d'environ - 0,3 °C. À noter que des températures sous abri de 0 °C correspondent à une température de l'air voisine de - 3,0 °C à 50 cm du sol. Suite à ces gels, les feuilles ont été grillées et les bourgeons terminaux nécrosés.



Résistance au froid et à la chaleur de différents organes végétaux : froid en hiver et au printemps pour l'Erable sycomore (*Acer pseudoplatanus* L.), froid en hiver et chaleur en été pour le Sapin pectiné (*Abies alba* L.).
D'après Larcher, 1975 ; Larcher et Bauer, 1981.



Variabilité de la tolérance au froid selon l'origine des tiges dans un peuplement de chêne vert (Aussenac et Guehl, 1994).

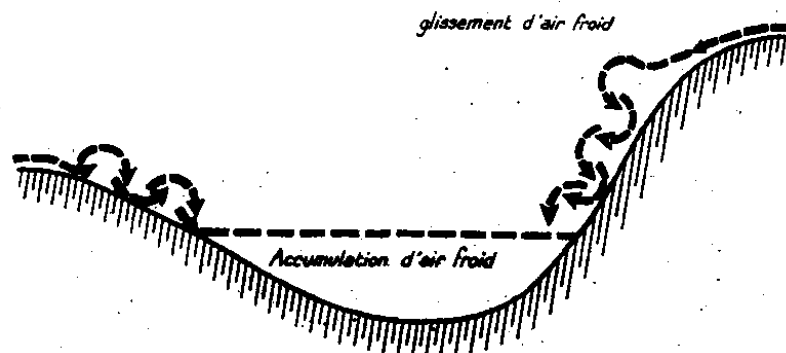
15.2.3. L'endurcissement des organes

La tolérance des tissus végétaux varie au cours de l'année : faible pendant la saison de végétation, elle augmente rapidement à l'automne et au début de l'hiver, pour diminuer à nouveau au printemps. A l'automne, sous des températures de +5 à 0°C, les arbres atteignent le premier stade de l'endurcissement. Dans cette première phase, les sucres et d'autres substances de protection s'accumulent dans le protoplasme. La teneur en eau des cellules diminue, et les vacuoles se subdivisent en plusieurs vacuoles plus petites. A ce stade, le végétal est préparé pour une nouvelle phase qui intervient pour des températures de -3 à -5°C. A ce moment, les structures membranaires et les enzymes sont réorganisés de telle façon que les cellules peuvent résister à toute extraction d'eau par formation de glace. Ainsi, des froids progressifs et continus induisent un complet endurcissement du végétal. On estime que la tolérance au froid s'accroît rapidement en un ou deux jours, le plein effet étant atteint en 5 ou 10 jours. C'est seulement sous les climats normalement doux (Ouest, sud de la France) que des vagues de froids brusques risquent de "surprendre" les végétaux non encore suffisamment endurcis par un refroidissement hivernal antérieur.

15.2.4. Gelées tardives et reboisement

□ Position du problème et moyens de lutte

Les gelées de printemps peuvent constituer dans certaines régions un grave handicap pour les régénérations naturelles ou artificielles (Aussenac 1970). Ces gelées se manifestent, entre autres, dans les terrains qui présentent une configuration de cuvette, dans laquelle les parties hautes ou coteaux sont moins atteintes que les parties basses, par les gelées (Parrenin 1948).



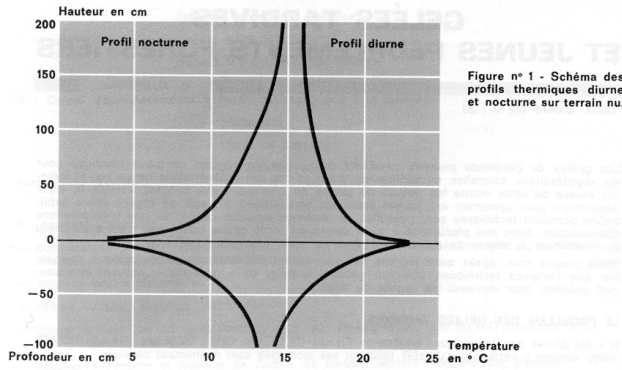
Dans le cas des régénérations naturelles, le forestier n'enlève que progressivement le matériel existant pour conserver aux jeunes semis un couvert qui jouera le rôle d'abri. Quand le gestionnaire est obligé de reconstituer un peuplement ou souhaite transformer par enrésinement une forêt feuillue économiquement peu productive, plusieurs techniques de régénérations artificielles sont possibles :

- Plantation sous couvert, en utilisant la méthode des coupes progressives pour enlever l'abri;
- Plantation après coupe rase;
- Plantation en trouées ou en bandes.

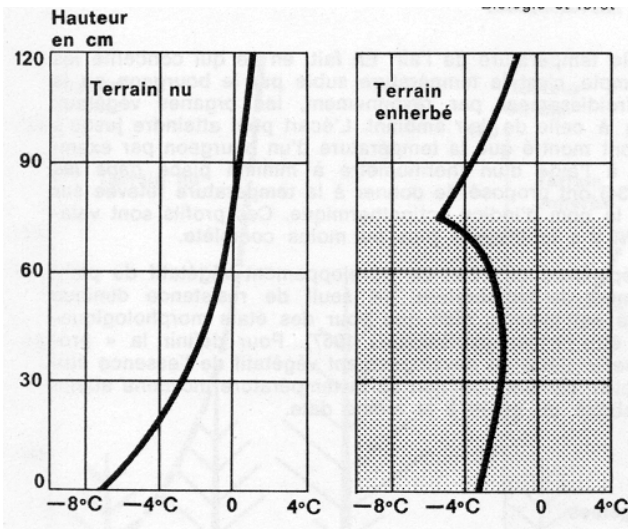
C'est à partir de la surface du sol, et aussi de la surface des végétaux (feuilles, branches) que s'effectue de proche en proche l'échauffement ou le refroidissement de l'air et du sol. Il est ainsi possible de mettre en évidence schématiquement, un profil thermique diurne et nocturne.

L'effet du couvert forestier sur les conditions de croissance et le développement de plants a été étudié depuis de nombreuses années par différents auteurs et notamment par Aussenac

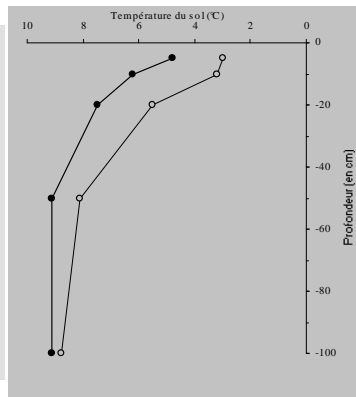
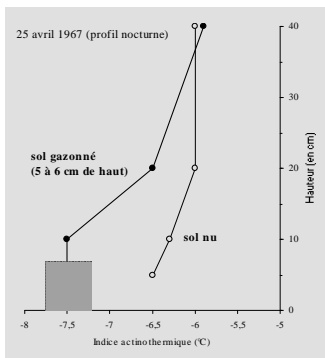
(1970). Après avoir rappelé les données du problème des gelées tardives, Aussenac montre que certaines techniques peuvent être utilisées pour diminuer les risques de dégâts. On reprendra ici les points principaux développés dans cet article.



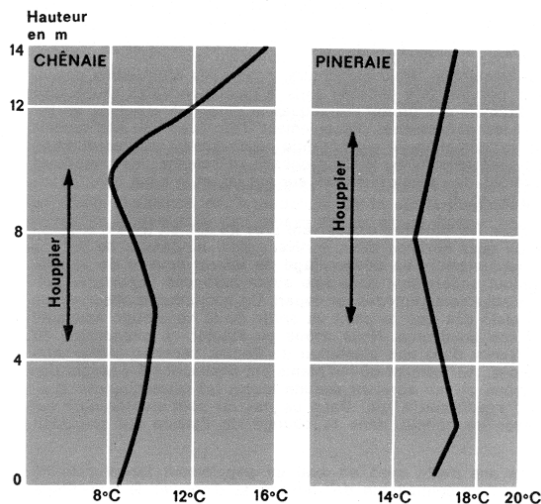
Cas du sol nu : dans la journée, la température la plus élevée s'observe au niveau de la surface du sol. Elle diminue quand on s'élève dans l'air ou quand on s'enfonce dans le sol. Dans la nuit au contraire, la surface du sol présente la température la plus basse. L'importance du refroidissement dépendra alors de l'humidité de l'air et de la présence ou de l'absence de vent. En effet, si le vent souffle, il perturbe le profil thermique par brassage des couches d'air, de plus, il augmente le flux de chaleur venant de l'atmosphère qui compense mieux le rayonnement de la surface du sol.



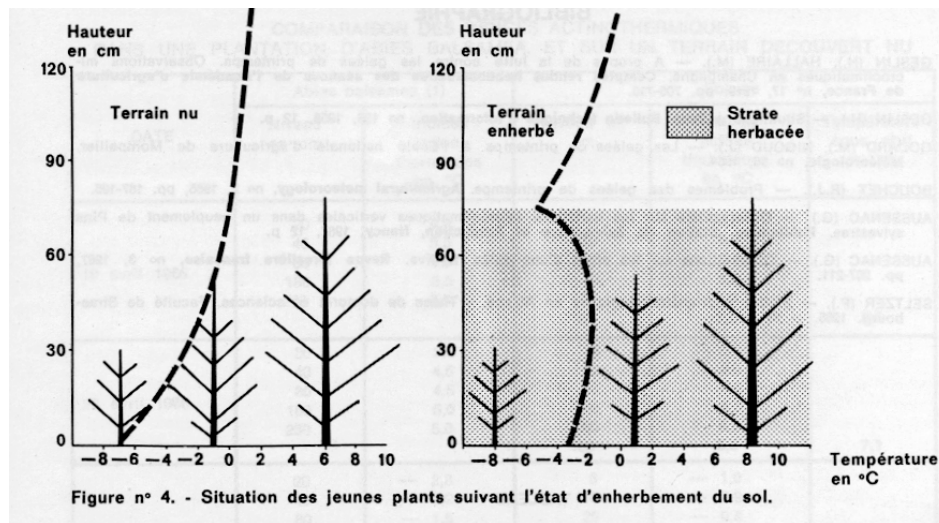
Cas du sol couvert par une strate herbacée : il existe également un profil diurne et un profil nocturne. Mais si leurs caractéristiques sont différentes, c'est d'abord que la strate herbacée est constituée par des végétaux dont les surfaces absorbant et rayonnant l'énergie sont réparties sur une hauteur plus ou moins grande au-dessus du sol. De plus, le couvert végétal constitue un obstacle à la pénétration du rayonnement solaire dans la journée. Durant la nuit, l'obstacle joue en sens inverse et intercepte le flux de chaleur venant du sol, le profil thermique est alors relativement uniforme (rôle de la densité des végétaux et de leur hauteur). La température la plus basse s'observe à la surface supérieure de la strate herbacée : la zone de basse température, qui se situe dans le cas d'un terrain nu à la surface du sol, est remontée en quelque sorte jusqu'au niveau supérieur de la végétation. La comparaison des profils sol nu/sol gazonné montre que le gazon joue le rôle de plaque isolante pendant les nuits de gelée. Les températures minimales dans le sol nu sont inférieures à celles que l'on observe aux mêmes profondeurs dans le sol gazonné. Les profils dans l'air sont plus froids sur sol couvert de gazon.



En forêt, la nature de l'essence intervient de même que le type de peuplement. En effet, selon que ce dernier sera pluristratifié ou non, les biomasses végétales seront réparties dans tout l'étagement du profil ou bien seront localisées au niveau supérieur et inférieur de la forêt. D'une façon générale, dans la journée, les couronnes des arbres absorbent une partie importante du rayonnement direct et diffus et chauffent l'air ambiant : de ce fait, les températures maximales se produisent généralement à leur niveau. Dans la nuit, le refroidissement s'opère : les masses végétales se refroidissent d'autant plus qu'elles rayonnent librement, les températures les plus basses s'observent au niveau des surfaces supérieures des couronnes. Au niveau du sol, l'abaissement de température est généralement moins important car le rayonnement a été freiné par les houppiers. La zone la plus froide qui se situe à hauteur des couronnes, est analogue à celle qui se trouve près du sol sur un terrain nu. En hiver, et dans le cas de peuplements feuillus défeuillés, le profil thermique est moins contrasté. Mais sous le couvert, l'influence modératrice de la forêt se fait quand même sentir.



Les techniques de lutte reposent sur l'examen des profils thermiques observés en sol nu ou couvert de végétation, et sur les phénomènes d'écoulement d'air. Le schéma suivant présente les conditions différentes dans lesquelles se trouveront des plants installés sur sol nu et sur sol enherbé ou couvert de broussailles basses.



En sol nu, les indices actinothermiques les plus bas s'observent près du sol. En terrain enherbé, ils se situent à la partie supérieure du tapis herbacé. A niveau égal au-dessus du sol, les situations sont très différentes et généralement au désavantage du terrain couvert de végétation. Un plant enfoui entièrement dans une strate herbacée importante présentera des bourgeons qui seront relativement protégés au départ. De nombreuses observations ont d'ailleurs été faites à ce sujet. Mais dès que le plant va sortir de la végétation ambiante, il se trouvera dans de très mauvaises conditions. Aussenac a pu étudier ce phénomène en forêt domaniale d'Amance près de Nancy dans une plantation de Sapins pectinés (*Abies alba* Mill.) recouverte par un tapis de ronces. Au moment où les plants ont commencé à émerger des ronces, ils ont été gelés et il a été observé ensuite toutes les conséquences classiques : flèches multiples, aspect en « pommier » etc. Dans ce cas on peut penser qu'il eut été opportun de détruire et d'enlever les ronces dans le courant de l'année qui précédait l'émergence des plants.

Dans l'hypothèse d'une plantation sur une pente avec en aval un peuplement forestier formé par un sous-bois abondant, il est également souhaitable de détruire et d'enlever le sous-étage en la lisière de manière à faciliter l'écoulement de l'air vers les zones plus basses à l'intérieur du peuplement. On évite ainsi la constitution d'un "lac froid" dans la partie aval de la zone reboisée.

□ Exemple d'un reboisement résineux

En forêt domaniale d'Amance (NE du Nancy), Aussenac (1968) a étudié l'effet d'une gelée tardive (4 mai 1967) sur le développement phénologique de 4 espèces de résineux ayant été plantées selon trois modalités. Dans tous les cas, le sol est de type brun lessivé à pseudogley sur marnes liasiques et la topographie du type replat à 250 m d'altitude. 4 espèces de résineux ont été plantées : Sapin pectiné (*Abies alba*), Sapin de nordmann (*Abies nordmanniana*) Epicéa commun (*Picea abies*) et Douglas (*Pseudotsuga menziesii*) (29 à 70 individus suivis selon l'espèce et la modalité).

Une échelle conventionnelle permet d'étudier l'évolution du débourrement des espèces résineuses :

- b0: bourgeon ayant conservé ses dimensions hivernales;
- b1: bourgeon commençant à gonfler et montrant des écailles brunes;

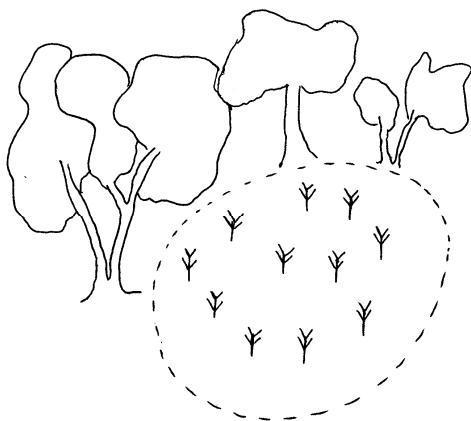
- b2: bourgeon laissant voir par transparence les jeunes aiguilles;
 b3: aiguilles partiellement libérées;
 b4: jeune pousse totalement libérée.

Pour chaque date d'observation (toutes les semaines), la valeur moyenne traduisant le stade de débourrement du lot a été calculée en attribuant à chaque plant une note de 0 à 4 selon que le plant était au stade b0, b1, b2, b3, b4. Des mesures climatologiques ont été faites parallèlement à ces observations.



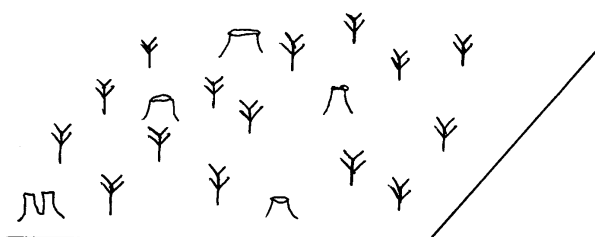
Cas n°1 : Taillis

- taillis de charme, hêtre, chêne et tilleul
- densité 1300 tiges /ha
- hauteur moyenne = 13 mètres
- reboisement sous le couvert



Cas n°2 : Trouée

- taillis de charme, hêtre, chêne et tilleul
- densité 1300 tiges /ha
- hauteur moyenne = 13 mètres
- reboisement dans une trouée circulaire de 26 m de diamètre



Cas n°3 : Découvert

- coupe rase du peuplement
- reboisement en plein découvert

Observations phénologiques la veille de la gelée (le 3 mai 1967)

	Sapin pectiné	Sapin nordmann	de Epicéa	Douglas
Taillis	1,9	1,1	0,5	1,4
Trouée	2,1	1,1	0,6	1,5
Découvert	2,2	1,1	1,0	1,6

Niveau de la gelée (le 4 mai 1967) et dégâts sur les bourgeons constatés le 9 mai 1967 (en%)

	Tmax (°C)	Tmin (°C)	la (à 20 cm en °C)
Taillis	15,5	-0,9	-1,2
Trouée	17,5	-1,8	-2,2
Découvert	17,5	-3,0	-4,0

Tmax et Tmin = températures maximale et minimale sous abri (à 1.50 m du sol)

la = Indice actinothermique minimum = température minimale à l'air libre à 20 cm de hauteur. Cette température donne la température du bourgeon

	Sapin pectiné	Sapin nordmann	de Epicéa	Douglas
Taillis	0 - 0	0 - 0	0 - 0	0 - 0
Trouée	15% - 0%	0 - 0	0 - 0	0 - 0
Découvert	88% - 17%	6% - 2%	0 - 0	8% - 8%

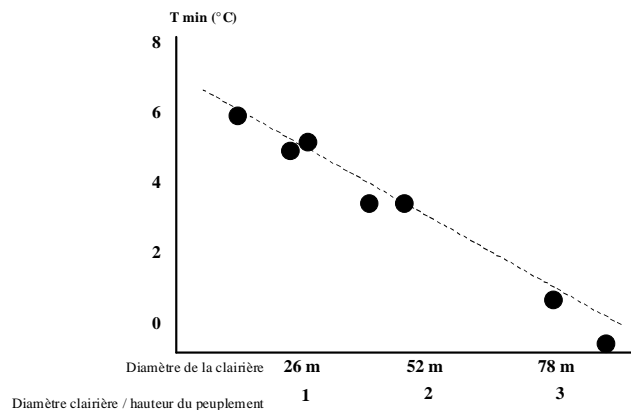
Le premier chiffre correspond aux % des bourgeons latéraux gelés et le second aux bourgeons terminaux

Conclusions

- La comparaison des niveaux de débourrement montre une précocité du sapin pectiné par rapport aux autres espèces étudiées et un débourrement tardif pour l'épicéa ;
- Les trois modalités se classent comme suit : taillis, trouée, découvert quant à la gravité croissante de la gelée et aux dégâts observés ;
 - Les plants installés sous taillis n'ont présenté aucun dégât. Le taillis étant feuillé le 4 mai 1967, les couronnes ont freiné le refroidissement par rayonnement ;
 - Dans la trouée, seuls les sapins ont subi des dégâts et essentiellement sur les bourgeons latéraux. La protection du couvert a donc été également efficace ;
 - Les dégâts les plus importants concernent la modalité plein découvert avec des atteintes sur 3 des 4 espèces et sur les deux types de bourgeons. En raison de son débourrement plus tardif, l'épicéa n'a subi aucun dégât. Les plants gelés se trouvaient majoritairement en stades b3 et b4.
- Pour les résineux étudiés, les dégâts sont importants quand la température à l'air libre est de l'ordre de -3 à -4°C;

La dimension de la trouée ou de la clairière modifie également les variations thermiques. Geiger (1965) a montré que lorsque le rapport diamètre de la clairière/hauteur du peuplement voisin était supérieur à 3, les températures minimales se rapprochaient de celles enregistrées en plein découvert. Quand les clairières sont effectuées dans des peuplements de feuillus, l'effet protecteur est net quand les arbres sont feuillés. Il est donc nécessaire qu'il y ait décalage entre la feuillaison des arbres dominants et le débourrement des jeunes plants à protéger. Cet objectif est atteint quand on utilise des peuplements à base de charme et de hêtre.

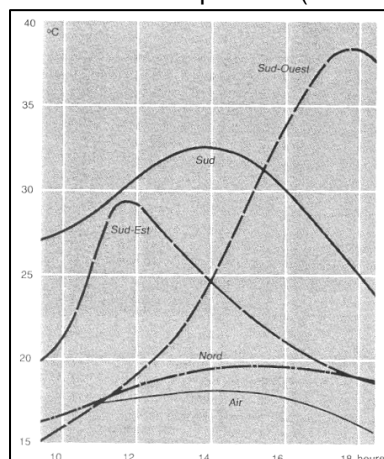
Dans une étude de 1912 sur l'action de la forêt sur les gelées tardives, Cuif notait déjà que, après les gelées de 1909 et 1911, les chênes plantés sous abri étaient restés indemnes alors que les plantations effectuées après coupe blanche avaient gelées.



15.3. Résistance à la chaleur des espèces forestières

D'une façon générale, les essences de nos régions sont capables de résister à des températures très élevées (55 à 60°C). Des températures élevées ont des effets néfastes sur les végétaux que quand s'y ajoute l'influence forte de la sécheresse. Le cas est différent pour des semis ou pour des jeunes arbres à enracinement superficiel. Ces arbres vivent dans une zone où la température réelle peut être de 3 ou 4 °C supérieure à celle mesurée sous abri. Lors de fortes sécheresses, il est possible que les températures élevées soient responsables de mortalités importantes.

Chez certains arbres adultes à écorce fine (Hêtre, Sapin, Epicéa), on peut constater des phénomènes appelés "coup de soleil" sur les troncs exposés au rayonnement solaire direct. C'est aussi aux effets conjugués de la température et de la sécheresse que l'on peut attribuer la présence de fentes du tronc chez l'Épicéa commun et le Sapin de Vancouver. La figure ci-contre présente la variation horaire de la température de l'écorce chez *Picea sitchensis* pour une journée (2/07/1951) au Danemark suivant l'exposition (Aussenac et Pardé 1985).

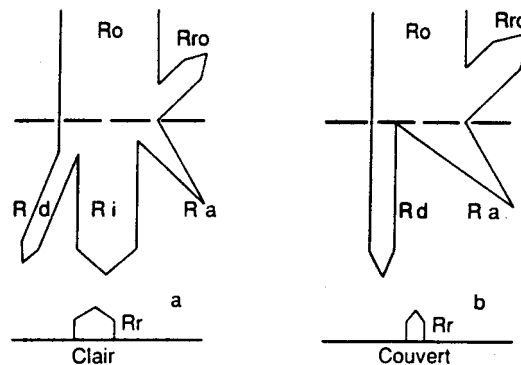


16. EFFET SUR LA PÉNÉTRATION DE LA LUMIÈRE

Dans un couvert végétal, la quantité et la qualité de l'énergie lumineuse reçue dépendront non seulement des caractéristiques du rayonnement incident, mais également des propriétés optiques des éléments végétaux rencontrés et de l'agencement spatial de ces éléments (Girard 1999).

- **Absorption au niveau de la feuille.** Les propriétés optiques des feuilles vont moduler les processus d'assimilation carbonée. La limitation de l'assimilation a des conséquences multiples aussi bien en terme de croissance en hauteur et en diamètre des tiges, de croissance racinaire, de mise en réserve des sucres.... Cependant, l'intégration des processus de régulation au niveau foliaire à une échelle arbre et peuplement est encore à l'heure actuelle difficile à réaliser ;
- **Agencement spatial des éléments** aussi bien au niveau de l'arbre que du peuplement.
 - Niveau arbre : port de l'arbre, forme et taille du houppier, orientation et dispersion des feuilles ;
 - Niveau peuplement : densité des arbres et fraction des trouées, surface foliaire du peuplement.

L'énergie solaire arrivant à la limite supérieure de l'atmosphère (R_o) est modifiée par sa présence. Une partie est réfléchiée par la haute atmosphère (R_{ro}), une autre est absorbée par l'atmosphère (R_a) tandis que le reste est transmis à la surface de la terre et constitue le rayonnement global (R_g). Ce dernier a deux composantes : le rayonnement direct (R_i) et le rayonnement diffus (R_d), résultant des phénomènes d'absorption et de diffusion du rayonnement dans l'atmosphère. Le rayonnement direct est unidirectionnel et sa direction dépend de la position (hauteur et azimut) du soleil. L'importance relative de ces différentes composantes varie selon la couverture nuageuse.



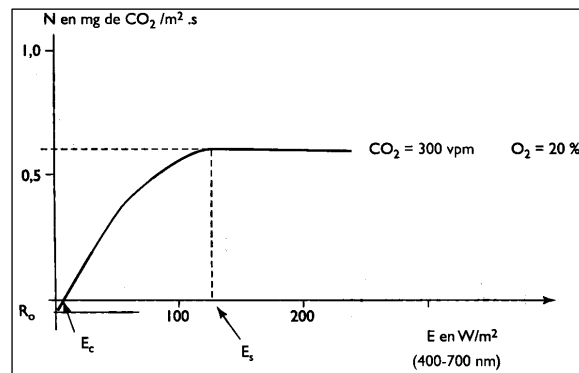
16.1. Effet du rayonnement au niveau foliaire

16.1.1. Lumière et assimilation carbonée

Les arbres sont sensibles à la lumière aussi bien en terme de qualité que de quantité. La qualité de la lumière est fonction de la longueur d'onde des rayons incidents. Après la traversée de l'atmosphère, le rayonnement global (R_g) est composé d'ondes de 300 à 3000 nm environ, généralement divisées en trois grands domaines spectraux. En moyenne, 47% du R_g est rayonnée dans le domaine du visible (400 à 700 nm), 46% dans l'infrarouge (> 700 nm) et 7% (< 400 nm) dans l'ultraviolet. Pour la photosynthèse, seuls les photons appartenant au domaine visible sont utilisés. On définit **le rayonnement utile à la photosynthèse** comme le rayonnement

appartenant à la bande spectrale 400 à 700 nm (PAR = Photosynthetically active radiation). **Seulement 1 à 2% du rayonnement global incident reçu par une feuille est utilisé pour la photosynthèse.** La gamme 280-500 nm constitue les UV et le bleu ; 660 nm le rouge ; 730 nm le rouge sombre. On considère que chaque photon appartenant au PAR contribue de manière égale à la photosynthèse. C'est pourquoi le rayonnement utile à la photosynthèse est mesuré en μmol de photons par m^2 et par seconde ($\mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{s}$). On parle donc généralement du flux (de densité) de photons dans la bande 400-700 nm, c'est-à-dire du nombre de photons atteignant une unité de surface par seconde (PFD = Photon Flux Density ; $\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$).

Jusqu'à une certaine limite, il y a proportionnalité entre photosynthèse nette (N) et éclaircissement (E). La photosynthèse brute représente les seuls "gains" c'est-à-dire la quantité de CO_2 assimilé pendant un temps donné. La photosynthèse nette est le bilan entre les gains et les pertes (respiration et photorespiration).



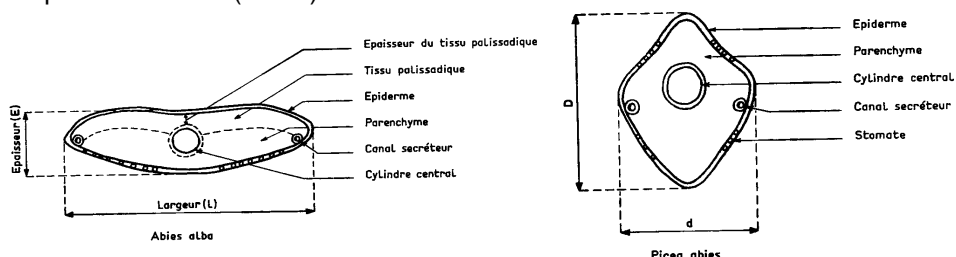
- E_c est le point de compensation. Il correspond à une assimilation nette nulle. En dessous de ce point, la consommation est plus importante que l'assimilation. La plante vit sur ses réserves ;
- E_s est l'éclaircissement de saturation c'est-à-dire la valeur optimale de l'éclaircissement ;
- R_o caractérise la respiration nocturne. Elle représente en moyenne 7% de l'activité photosynthétique maximale.

16.1.2. Effet de la lumière sur la morphologie et l'anatomie des feuilles

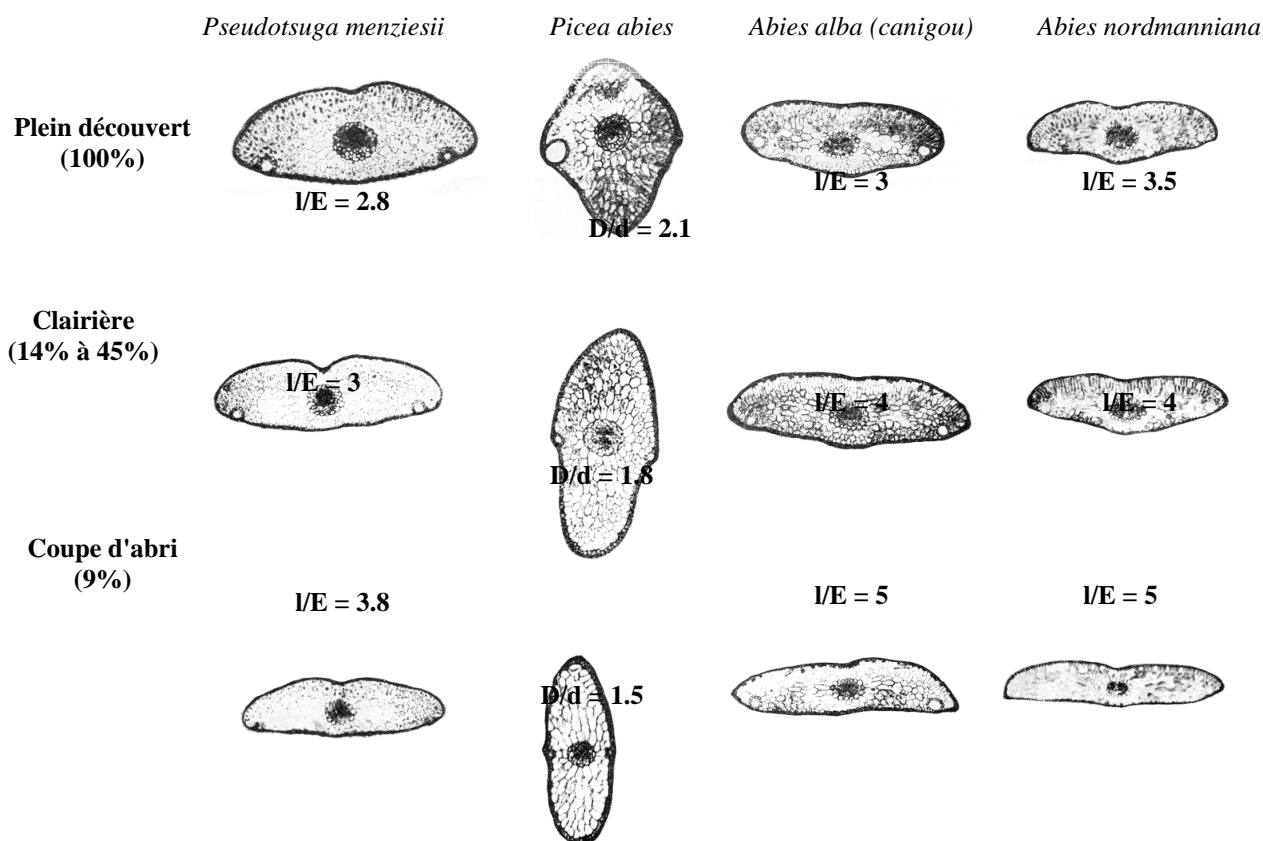
Dans une étude sur les effets du microclimat lumineux sur la morphologie et la structure anatomique des aiguilles de 5 résineux, Aussenac (1973) a montré que les feuilles n'avaient pas les mêmes caractéristiques selon la quantité de rayonnement reçue. L'étude a porté sur des plants de 9 ans de: *Abies alba* (provenance Ecouves II), *Abies alba* (Canigou), *Abies nordmanniana* (Gerbéviller), *Picea abies* (La Joux), *Pseudotsuga menziesii* (Farges II).

L'analyse a porté sur des mesures de longueur (L), de largeur (l), d'épaisseur (E) de feuilles ; des coupes d'aiguilles, des comptages et des mesures des stomates pour 7 modalités :

- Sous une coupe d'abri (densité 1 300 tiges/ha, hauteur moyenne 13 m). L'éclaircissement reçu n'est que de 9% par rapport au niveau du plein découvert ;
- Dans 5 situations (Nord, sud, Est, ouest, Centre) d'une clairière circulaire (26 m de diamètre, hauteur moyenne du peuplement environnant 13 m). Les éclaircissements relatifs par rapport au plein découvert sont respectivement de 35%, 14%, 22%, 22%, 45% ;
- En plein découvert (100%).



□ **Effet sur la morphologie des feuilles (forme et structure)**



D'une façon générale, les aiguilles s'aplatissent quand l'éclairement diminue. Elles sont "globuleuses" (épaisses) en plein découvert et aplaties dans la coupe d'abri (variation des rapports largeur/épaisseur = I/E et grande diagonale/petite diagonale = D/d). La structure évolue dans le même sens c'est-à-dire que **l'épaisseur du tissu palissadique** (mesurée au niveau du cylindre central) **diminue quand l'éclairement baisse.**

		Coupe d'abri	Clairières	Plein découvert
Epaisseur du tissu palissadique (en microns)	<i>Abies alba</i> (Ecouves)	95	128	141
	<i>Abies alba</i> (Canigou)	109	152	205
	<i>Abies nordmanniana</i>	90	166	161
	<i>Pseudotsuga menziesii</i>	82	110	145

(modifié d'après Aussenac 1973)

□ Effet sur les stomates

Chez le Douglas et *Abies alba* (Ecouves), le nombre de stomates augmente avec l'éclairement. Le Douglas a une numération stomatique plus élevée et des stomates plus petits que les Sapins. Ces caractéristiques sont peut-être l'indice d'une meilleure régulation de la transpiration.

		Coupe d'abri	Clairières	Plein découvert
Nombre de stomates par surface foliaire (mm ²)	<i>Abies alba</i> (Ecouves)	65	68	80
	<i>Abies alba</i> (Canigou)	62	68	65
	<i>Abies nordmanniana</i>	63	84	79
	<i>Pseudotsuga menziesii</i>	110	127	142
Dimension des stomates Longueur L - largeur l (en microns)	<i>Abies alba</i> (Ecouves)	76-50	77-51	71-50
	<i>Abies alba</i> (Canigou)	72-56	80-58	73-53
	<i>Abies nordmanniana</i>	73-49	77-56	76-53
	<i>Pseudotsuga menziesii</i>	49-31	48-33	50-37

(modifié d'après Aussenac 1973)

□ Conclusions

Quand le niveau d'énergie reçue varie, les aiguilles des résineux étudiés ici ont une morphologie et une anatomie très différente. Il est possible de distinguer trois types d'aiguilles :

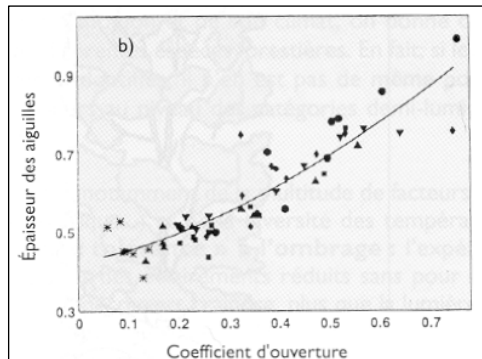
- Des aiguilles d'ombre correspondant à un éclairement relatif < à 15%. Elles sont plates, minces avec des bordures très fines ;
- Des aiguilles de "clairière" correspondant à un éclairement compris entre 15 et 50% ;
- Des aiguilles de lumière épaisses et globuleuses.

On "admet" généralement que lorsque les résineux installés depuis plusieurs années à l'abri d'un taillis sont exposés brusquement à une plus vive lumière par enlèvement du couvert, ils subissent une crise de développement appelée crise de découvert. Cette période plus ou moins longue (3 à 4 ans) se caractériserait par la chute des aiguilles d'ombre et se traduirait par un arrêt de la croissance des arbres. Pendant cette période, les arbres seraient plus vulnérables à la sécheresse et aux parasites animaux et végétaux. Les résultats de cette étude apportent des éléments de réponse à ce problème. Lorsque le niveau d'énergie augmente, les aiguilles d'ombre s'avèrent « incapables » d'utiliser l'énergie dispensée en raison (peut être) d'une moins bonne régulation stomatique (augmentation du déficit hydrique interne et de la température). Au contraire, les plants de la clairière présentent des aiguilles assez voisines de celles du plein découvert et sont capables de bénéficier d'un éclairement important. Ce type de traitement permet un passage sans problème de l'abri temporaire au plein découvert. Ainsi, lorsque la coupe rase n'est pas supportable, le gestionnaire de forêt doit s'orienter vers une coupe d'abri aussi claire que possible ou, mieux encore, vers des coupes par bandes.

16.1.3. Les feuilles de lumière et d'ombre

Dans un couvert forestier fermé, on retrouve ces différents types de feuilles du haut en bas des houppiers car, au sein d'un arbre, les feuilles ne reçoivent pas toutes la même quantité de lumière. On distingue les feuilles d'ombre (à la base des houppiers) et les feuilles de lumière (haut des couronnes). Les feuilles d'ombre et de lumière n'ont pas les mêmes caractéristiques. Par rapport aux feuilles d'ombre, les feuilles de lumière :

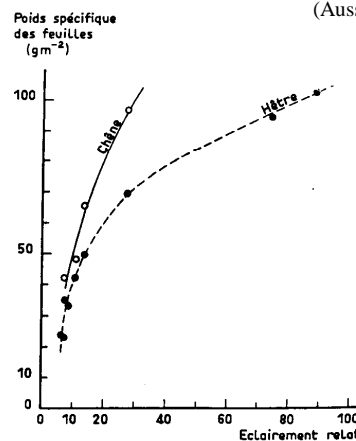
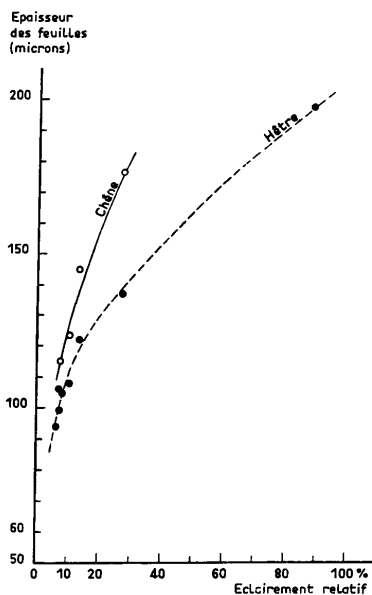
- Sont en général plus épaisses et plus lourdes à surface égale ;



Relation entre le coefficient d'ouverture du peuplement (0=éclairage nul ; 1 = éclairage maximal) et l'épaisseur des aiguilles pour *Abies amabilis* (Schmerber 1997)

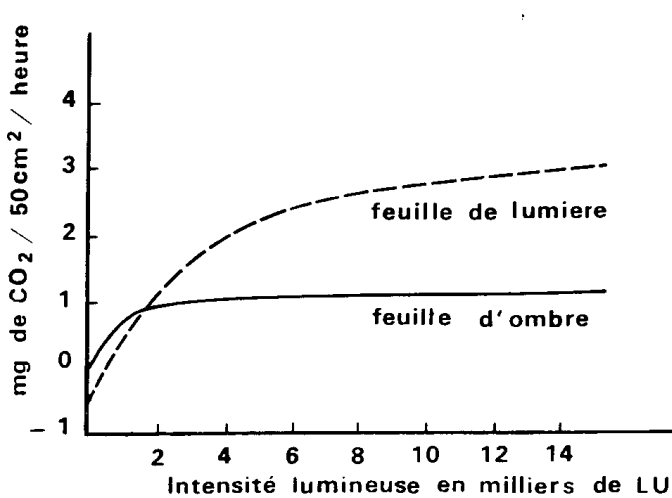
		Epaisseur totale (μ)	Epaisseur du tissu palissadique(μ)	Poids spécifique des feuilles (g/m^2)	Nombre de stomates par mm^2
Chêne	sommet (20 m)	177	78	97	432
	base (13 m)	115	49	42	242
Hêtre	sommet (20 m)	137	54	69	177
	base (13 m)	100	41	35	149
	sous-étage (2 m)	94	39	23	115

Variations de quelques caractéristiques anatomiques et morphologiques des feuilles de chêne et de hêtre selon leur position dans le peuplement (Aussenac *et al.* 1975 ; Aussenac et Ducrey 1977).

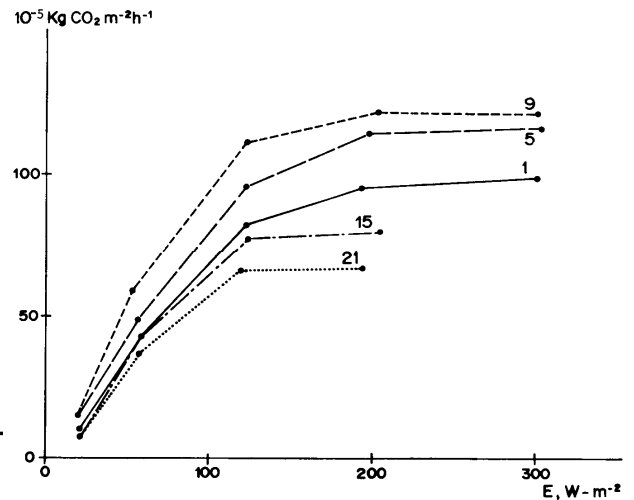


Variations de l'épaisseur et du poids spécifique des feuilles de chêne et de hêtre selon l'éclairage relatif (%) (Aussenac et Ducrey 1977).

- Ont des teneurs en chlorophylle plus faibles ;
- Présentent un éclaircissement de saturation plus élevé ;

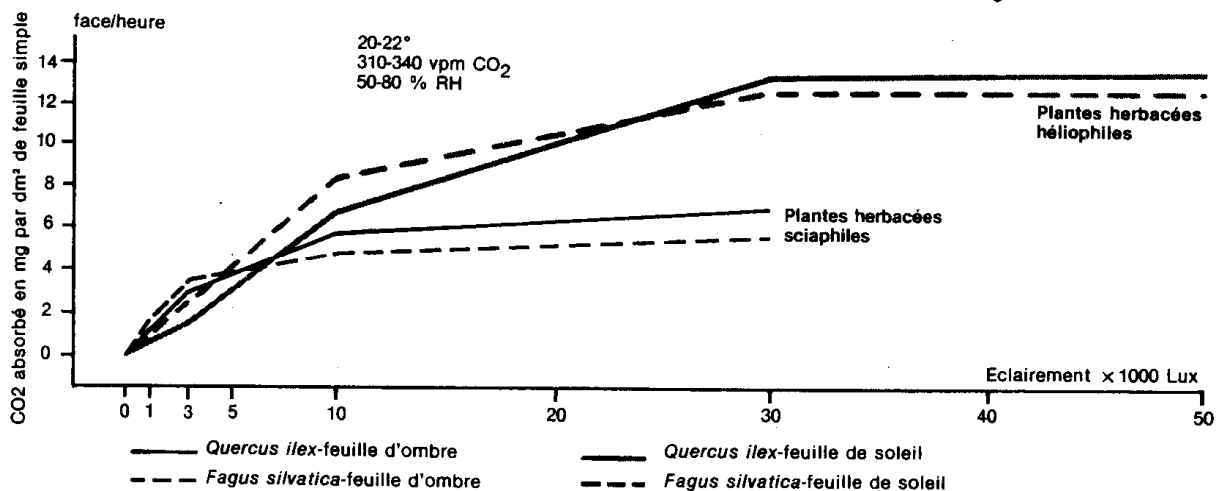


Assimilation des feuilles de hêtre selon l'intensité lumineuse et le type de feuilles (Aussenac 1973)



Assimilation des feuilles de peuplier selon l'intensité lumineuse et la position des feuilles dans le houppier (1 à 21 du sommet à la base de la tige) (Aussenac *et al.* 1975)

- Sont moins efficaces, en terme de photosynthèse nette, sous faible éclaircissement en raison de pertes respiratoires plus grandes.



La figure ci-dessus compare l'activité photosynthétique des feuilles d'ombre et de lumière de deux espèces feuillues, et celles de plantes herbacées, typiquement sciaphiles et héliophiles. L'échelle numérique verticale ne concerne que les arbres (chiffres établis par W. Larcher cités dans Roussel 1980).

16.1.4. Essences d'ombre et de lumière

La relation assimilation carbonée-lumière varie selon les espèces, la teneur en CO₂ atmosphérique (niveau actuel = 0.035% soit 350 ppm), la température de l'air (limitation au-dessus de 30-35°C), la disponibilité en eau du sol, le type et l'âge des feuilles ou d'aiguilles, l'âge des arbres... (voir également paragraphe 4.3).

A partir de cette relation, il est possible de classer les espèces selon leur tolérance à l'ombrage. La classification usuelle des espèces dites "d'ombre" et des espèces dites de "lumière" repose, en partie, sur ces différences de comportements écophysologiques. Cependant, si les tempéraments extrêmes sont reconnus (mélèze, hêtre, sapin...), beaucoup d'espèces présentent un comportement intermédiaire et peuvent s'adapter à des conditions différentes (Aussenac *et al.* 1975). A l'heure actuelle, beaucoup de comportements reposent encore sur des observations empiriques.

Récemment, on a proposé (Carter et Klinka 1992 cités par Schmerber 1997) de différencier les essences sur la base de leur performance de croissance en considérant qu'un arbre réalisant une croissance relative en hauteur, par rapport au plein découvert de 25% pour :

- Un éclaircissement relatif (Er) inférieur à 5% était très tolérant ;
- Un éclaircissement relatif (Er) inférieur à 10% était très moyennement tolérant ;
- Un éclaircissement relatif (Er) inférieur à 25% était intolérant.

Espèces	Photosynthèse (10^{-4} kg CO ₂ m ⁻² h ⁻¹)	Photosynthèse (10^{-3} kg CO ₂ kg ⁻¹ h ⁻¹)	Eclaircissement au point de saturation (Es en lux)	Eclaircissement au point de compensation (Ec en lux)
Fagus sylvatica	10-12	15	> 30 000	300
<i>Quercus ilex</i>	14	5	30 000	600
<i>Quercus petraea</i>	13-15		15 000	500
<i>Quercus pubescens</i>	13	11	> 50 000	350
<i>Abies alba</i>		5.8	> 20 000	600
<i>Abies balsamea</i>		2.5	40 000	900
<i>Larix decidua</i>	8	9-15		
<i>Picea abies</i>	5-7	3-5	> 30 000	200
<i>Pinus cembra</i>	4-7	5-6	> 30 000	700
<i>Pinus sylvestris</i>		5-7	60 000	500
<i>Pinus strobus</i>	5-6	6	30 000	
<i>Pseudotsuga menziessi</i>	7-12	18	35 000	1500

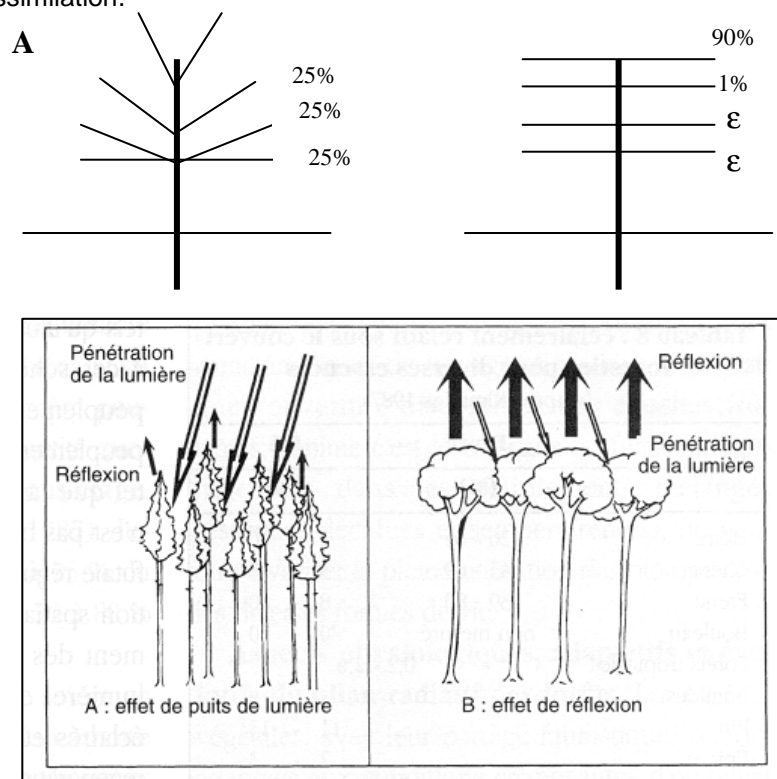
Photosynthèse moyenne à CO₂ ambiant (350 ppm). 100 000 lux correspondent à une journée d'été ensoleillée (environ 950 W/m² ou 1.8 mmol/m²/s (PAR)).

Espèces	Feuillus	Résineux
Essences de lumière	Bouleaux, Tremble Chêne pédonculé Chêne pubescent, Chêne tauzin Chêne sessile	Mélèze, Pin maritime, Pin d'Alep Pin sylvestre Pin pignon, Pin noir
Essences à caractéristiques intermédiaires	Frêne, Chêne liège Chêne vert Ormes Aune blanc et Aune glutineux Tilleuls, Erable champêtre Châtaignier, Charme Grands érables	Pin de montagne Cyprés
Essences d'ombre	Hêtre	Epicéa commun Sapin pectiné If

16.2. Agencement spatial des éléments

16.2.1. Au niveau de l'arbre

La forme du houppier et le port de l'arbre ont un rôle important sur l'interception des rayonnements lumineux. Selon le port de l'arbre, la répartition du rayonnement (E) entre les branches sera différente. On distingue deux grands types : le port érigé (A) et le port horizontal (B). Le port de l'arbre caractérise l'inclinaison des branches par rapport à l'horizontale ce qui rend compte de l'ombrage que ces branches peuvent se faire mutuellement. Le port érigé (en éventail) est plus efficace en terme d'interception du rayonnement lumineux que le port horizontal du fait d'une répartition homogène de ce rayonnement entre les branches. Cependant, en raison de la course apparente du soleil, le port érigé n'est pas avantageux toute la journée ce qui limite son influence sur l'assimilation.

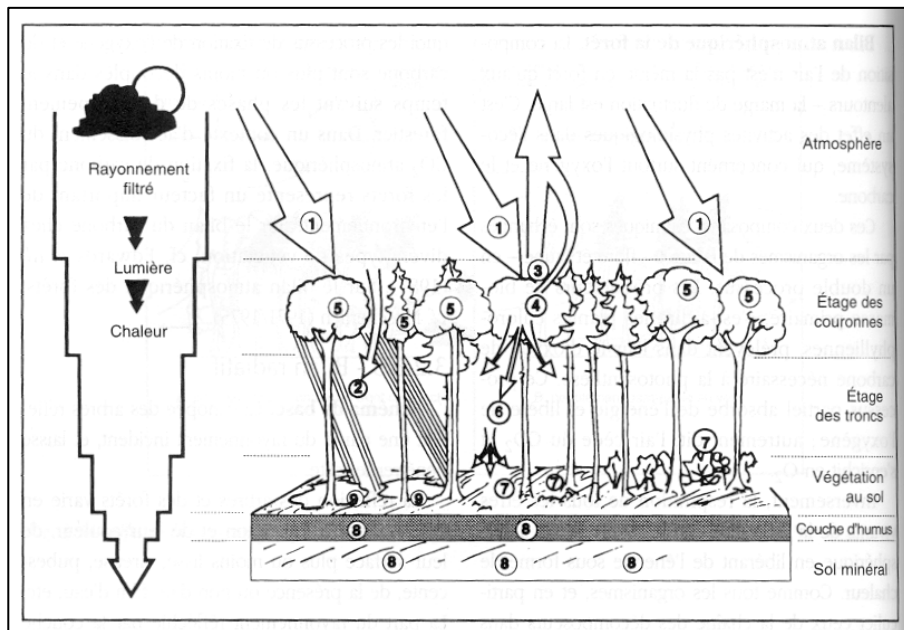


L'angle d'inclinaison des feuilles dépend de la position des feuilles dans le houppier. L'angle d'inclinaison des feuilles (par rapport à l'horizontale) diminue du sommet à la base du houppier. Les feuilles de lumière limitent la saturation lumineuse par une inclinaison forte. Les feuilles d'ombre de la base cherchent à capter un maximum de lumière par une inclinaison proche de l'horizontale (voir plus loin).

La dispersion foliaire est également un paramètre important à prendre en compte. Il rend compte globalement du recouvrement des feuilles et de l'emplacement d'une feuille par rapport à son voisinage (effet d'ombrage mutuel). Les feuilles peuvent être distribuées aléatoirement, régulièrement ou être agrégées.

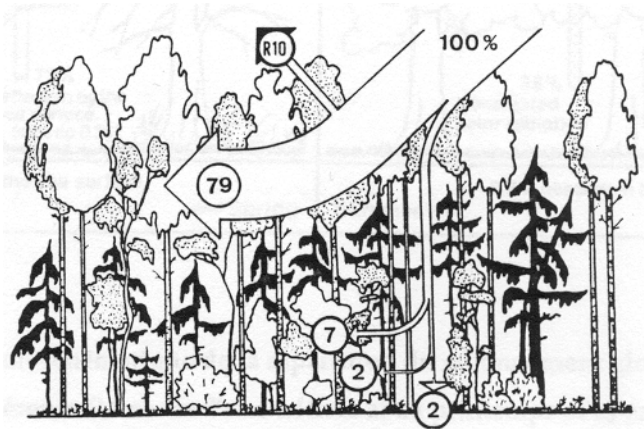
16.2.2. Au niveau du peuplement

Le rayonnement incident (direct et diffus) arrivant sur un couvert forestier (1) est partiellement réfléchi (3). Une partie est utilisée pour la photosynthèse (5) et une autre renvoyée par les tissus foliaires (4). Une autre partie est transmise au sol soit directement (2 et 9, trouée) soit après passage dans la canopée (6, 7, 8). Une partie est enfin réfléchie par le sol. Une journée ensoleillée d'été correspond à un rayonnement incident de l'ordre de 700 à 1000 W/m².



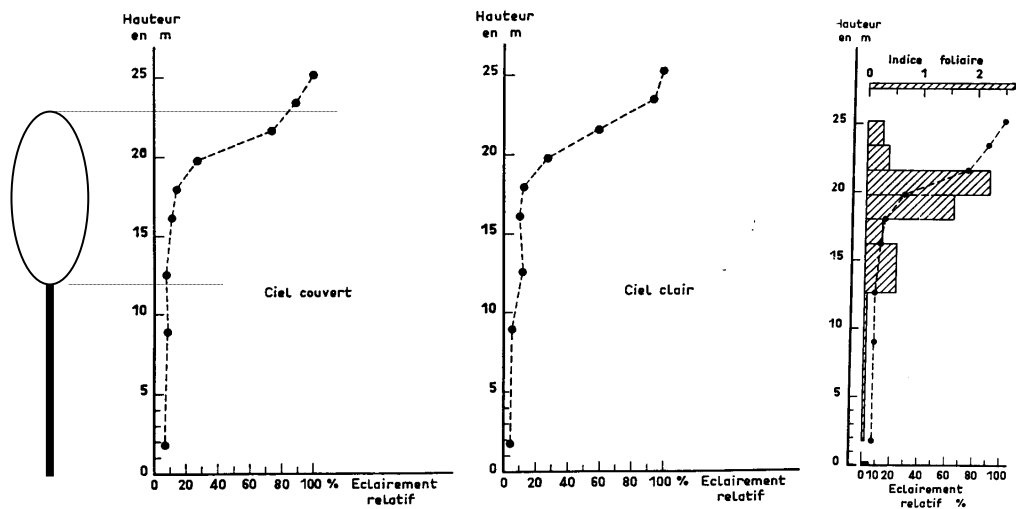
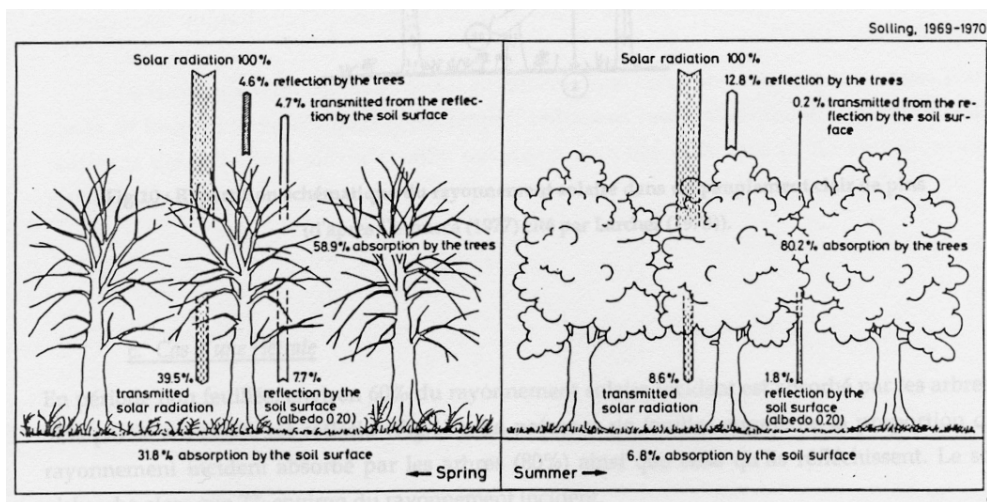
(Otto 1998)

La plus grande partie de l'énergie lumineuse rayonnée par le soleil étant captée par les feuilles situées au sommet des arbres, seuls les quelques photons qui ont échappé à ce premier filtre sont susceptibles d'être utilisés plus bas. Comme pour un arbre isolé, l'inclinaison et la dispersion des feuilles modulent l'interception de la lumière. La fraction de trous (couvert homogène ou non) et l'indice foliaire du peuplement (surface de feuilles en m² par m² de sol) modifient également l'interception lumineuse. Les schémas suivants présentent différents cas d'interception de la lumière pour différents types de peuplements :



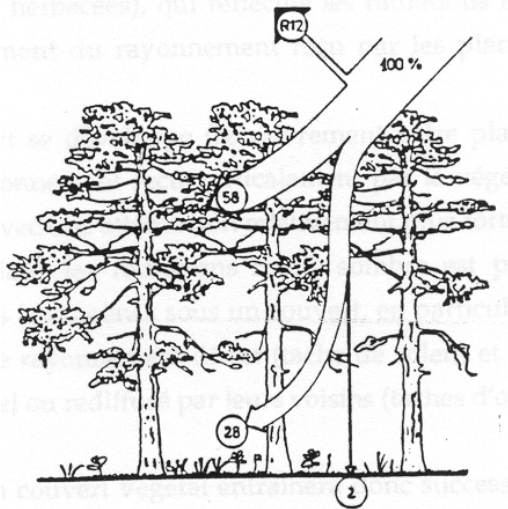
Forêt boréale de bouleaux et de pins
 La partie supérieure du couvert réfléchit 10% du PAR incident. Les houppiers absorbent 79% et le sol ne reçoit que 2% (L'archer 1975)

Hêtraie adulte
 En hiver, 60% du PAR est absorbé par les arbres, 32% par le sol et 8% réfléchi. En été, 80% est absorbé par le houppier, 12% est réfléchi par les couronnes et 7% seulement arrive au sol.



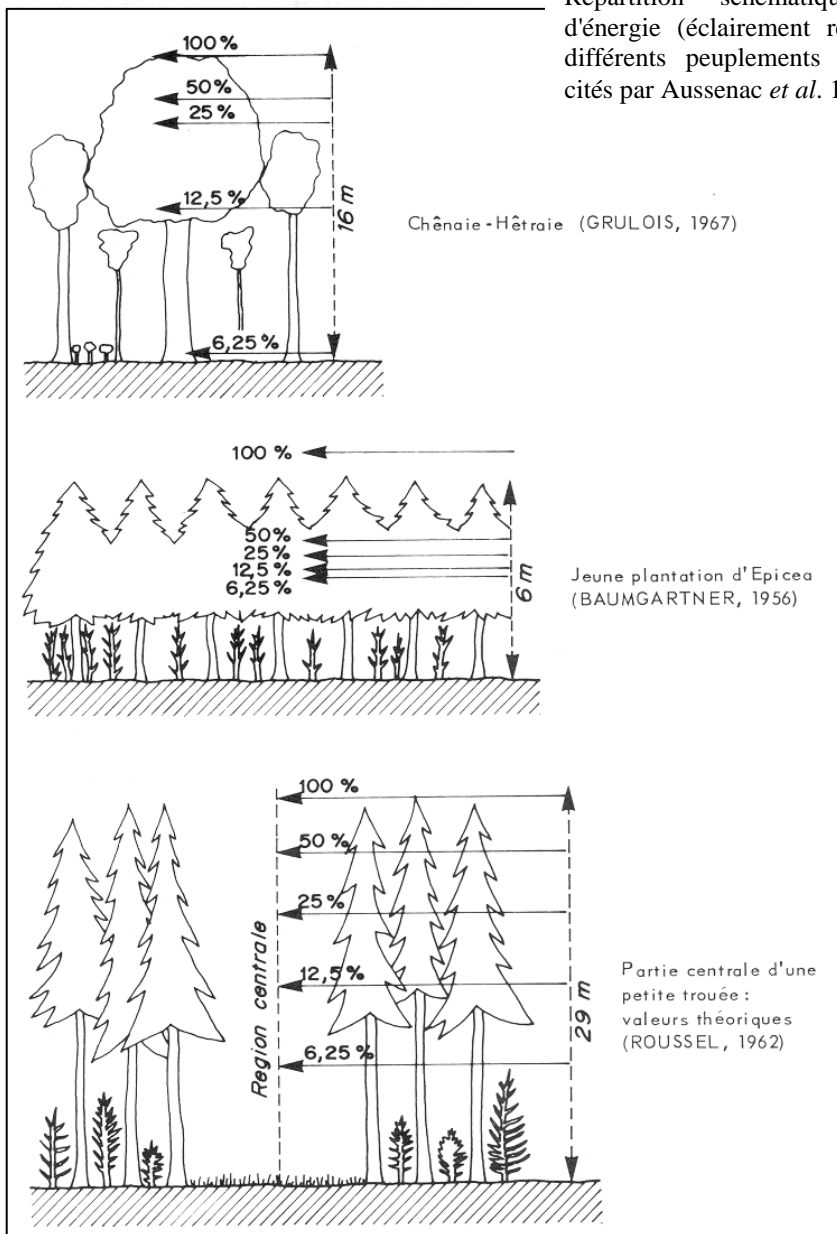
Hêtraie adulte de 80 ans

Les arbres mesurent en moyenne 23 m et le houppier entre 10 et 12 m (surface terrière 26 m²/ha). L'extinction du rayonnement est très rapide entre 23 et 18 m. En dessous de 18 m, les feuilles ne reçoivent que 10% du PAR. Le sol ne reçoit que 5%. Par temps clair, l'extinction est plus rapide en raison de la part prépondérante du rayonnement solaire direct dans ce type de temps (Aussenac et Ducrey 1977)



Pineraie adulte claire

Les houppiers des pins réfléchissent environ 12% du PAR incident. La partie supérieure du houppier absorbe près de 60% et la partie inférieure 28%. Le sol ne reçoit que 2% (L'archer 1975)



Répartition schématique des niveaux d'énergie (éclairage relatif en %) dans différents peuplements forestiers (auteurs cités par Aussenac *et al.* 1975)

En période feuillée, 70 à 90% du rayonnement incident est donc intercepté par les couronnes. Cette extinction verticale a des répercussions sur le sous-étage (évaporation du sol et transpiration) et la composition de la strate herbacée (disparition des espèces héliophiles sous couvert fermé). Cette extinction est également responsable du phénomène d'élagage naturel observé dans un peuplement forestier fermé.

Le Tableau ci-dessous présente les valeurs moyennes du rayonnement relatif entraînant la mort des branches de différentes espèces forestières (Aussenac *et al.* 1975).

	Rayonnement relatif (%)
Hêtre	1,25
Charme	2
Epicéa commun	3
Chêne pédonculé	4
Pin sylvestre	10
Mélèze	20

A la base des couronnes, le niveau d'éclairement est trop faible pour assurer une photosynthèse nette positive et induire un développement suffisant des bourgeons. Progressivement, les branches ne croissent plus et meurent. En règle générale, les branches mortes des feuillus tombent plus vite que celles des résineux. Le mélèze, le hêtre, le chêne s'élaguent assez bien naturellement alors que l'épicéa, le sapin, le douglas, les pins, le merisier, le peuplier ou le chêne rouge conserve plus longtemps leurs branches mortes. Les branches de hêtre et de chêne restent environ 10 ans et il faut environ le même nombre d'années pour que les chicots soient recouverts.

Dans le cas du peuplement d'épicéa, le niveau d'éclairement minimum est atteint dans la partie inférieure de la couronne. Dans ces conditions, l'élagage naturel se produit normalement. Si la densité était plus forte, la hauteur d'élagage serait encore plus élevée. C'est ce que fait le praticien quand il désire des fûts élagués sur une grande longueur.

Quand l'éclairement au sol est supérieur à l'éclairement minimum (cas de la hêtraie-chênaie de la figure précédente), le développement d'un sous-étage de hêtre est alors possible. C'est le cas du taillis-sous-futaie dans lequel le grand espacement des réserves permet la croissance d'un taillis vigoureux. Mais, comme ces réserves reçoivent un éclairement important, elles ont, de ce fait, un élagage naturel faible. Elles présentent des billes de pied, certes de gros diamètre, mais de faible longueur. Dans le cas de la futaie jardinée, il n'est plus possible de considérer un étage dominant et un étage dominé. En effet, la structure de la futaie jardinée est entièrement différente car toutes les classes d'âge coexistent côte à côte sans que, pour autant, il y ait concurrence entre les arbres de futaie et les jeunes régénérations. La répartition des houppiers est alors telle que la distribution du rayonnement permet à chaque niveau de bénéficier de l'énergie qui lui est nécessaire.

Dans le cas des peuplements artificiels, le choix de la densité de plantation conditionne la répartition de l'énergie à un âge déterminé du peuplement. A l'heure actuelle, les reboisements artificiels se font de plus en plus à des densités faibles pour éviter des éclaircies non rentables pendant le jeune âge de la plantation. Cette technique a pour conséquence, en dispensant à l'ensemble des couronnes un éclairement élevé, l'absence d'élagage naturel dans le jeune âge. Le forestier est, de ce fait, amené à élaguer artificiellement les arbres en enlevant un certain nombre de branches vivantes au bas des couronnes. Cette opération peut alors avoir un effet dépressif sur la production totale de l'arbre car, en enlevant une partie de l'appareil foliaire, on diminue la photosynthèse totale. Il faut remarquer qu'on n'améliore pas pour autant la distribution de l'énergie lumineuse dans le peuplement, comme cela se passe dans le cas des éclaircies (Aussenac *et al.* 1975).

Il faut également noter que l'élégage naturel des branches mortes se fera d'autant plus facilement qu'elles seront fines et horizontales. L'installation ou la conservation d'une végétation d'accompagnement permet également de limiter l'accroissement en diamètre des branches basses, favorisant ainsi leur élégage. Pour les chênes, par exemple, on préconise de maintenir jusque vers 10 mètres de hauteur dominante, un facteur d'espacement voisin de 20% après un dépressage entre les dominants et les codominants pour atteindre 35% et plus au stade final. On espère ainsi un élégage de 40 à 50% de la hauteur totale des plus beaux arbres (Schmerber 1997).

L'éclairement du sous l'étage dominant est donné par la loi exponentielle de Beer-Lambert :

$$I = I_o \exp^{-k LAI}$$

avec :

- I = rayonnement transmis
- I_o = rayonnement incident
- k = coefficient d'extinction du couvert
- LAI = densité de surface foliaire (en m^2 de feuilles par m^2 de sol)

La quantité de lumière interceptée dérive de l'équation précédente :

$$I = I_o [1 - \exp^{-k LAI}]$$

Le coefficient k dépend de la direction du rayonnement incident, de la distribution, de l'agencement des feuilles, de l'inclinaison foliaire et du coefficient de fermeture du limbe (en %). Les figures ci-dessous montrent comment varient ces deux derniers paramètres chez le chêne et le hêtre (Grulois 1967 cité dans Aussenac *et al.* 1975).

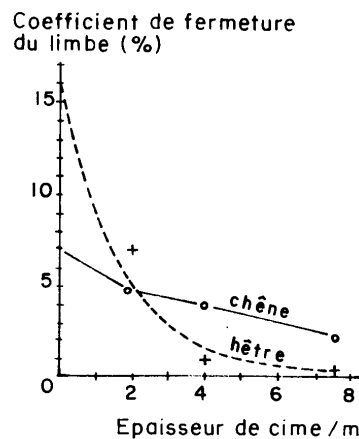


Fig. 13. Variation du coefficient de fermeture du limbe chez le Chêne et le Hêtre en fonction de l'épaisseur de la cime (d'après GRULOIS, 1967)

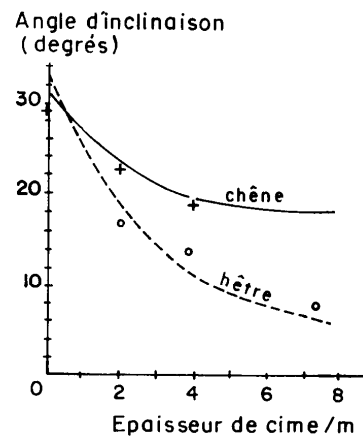
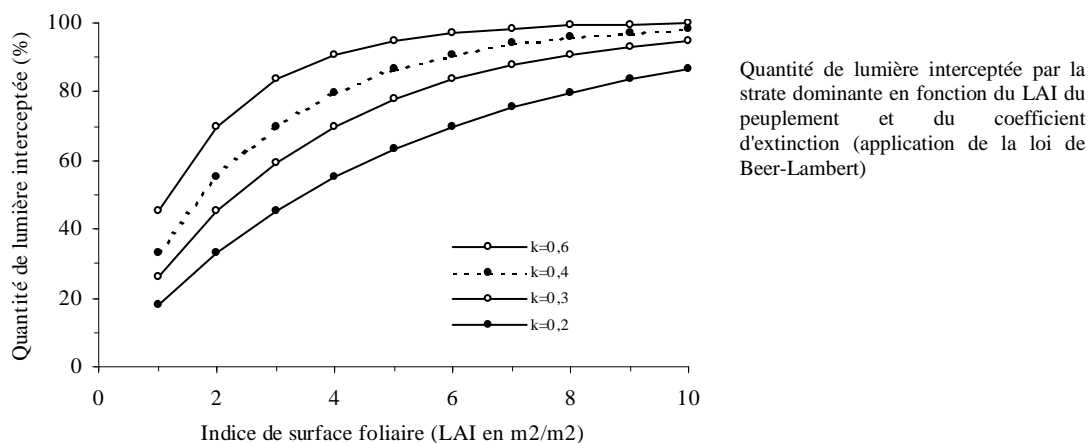


Fig. 14. Variation de l'angle d'inclinaison des feuilles sur l'horizontale chez le Chêne et le Hêtre en fonction de l'épaisseur de la cime (d'après GRULOIS, 1967)

La décroissance de l'angle d'inclinaison des feuilles suit l'extinction du rayonnement. L'amplitude de décroissance est plus grande pour le Hêtre (7° à 33°) que pour le Chêne (19,5° à 30°). Les feuilles du sommet de la cime sont inclinées de manière à recevoir le moins possible d'énergie, alors que les feuilles inférieures qui sont situées dans des niveaux d'énergie faibles, se rapprochent de l'horizontale afin de capter le maximum de rayonnement diffus parvenant au voisinage du sol. Ce phénomène est plus marqué pour le Hêtre, qui s'adapte mieux que le Chêne à des niveaux d'éclairement très différents. Le Hêtre apparaît ici comme une espèce plus

sciaphile que le Chêne. Son appareil foliaire est susceptible d'utiliser des niveaux d'éclaircissement très faibles.

Les valeurs du coefficient k sont généralement comprises entre 0.2 et 0.8. L'indice de surface foliaire peut varier de 1 à 15 (voire plus) mais a des valeurs comprises entre 3 et 8 le plus souvent (pour les feuillus).



Le LAI est un paramètre essentiel car il module non seulement l'interception de la lumière mais également celle des pluies. C'est également le moteur de la transpiration et les relations entre la transpiration, l'ETP et LAI sont essentielles à prendre en compte pour l'établissement des bilans hydriques (voir cours de Nathalie Bréda).

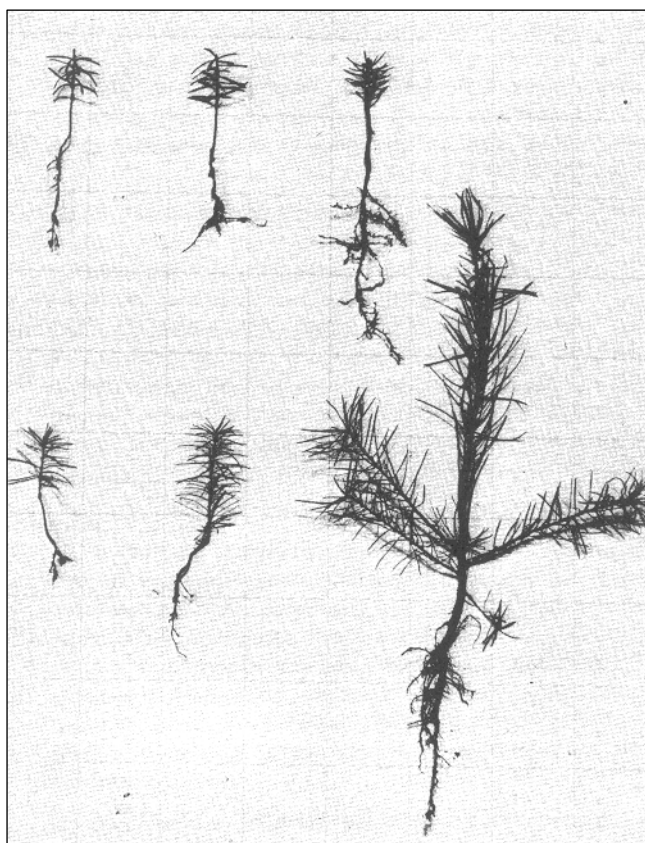
16.3. Microclimat lumineux, croissance, sylviculture

Les modifications du microclimat vont avoir des répercussions importantes sur le comportement des essences aussi bien en terme de croissance (hauteur, diamètre...) que d'architecture (fourchaison, gourmands...)

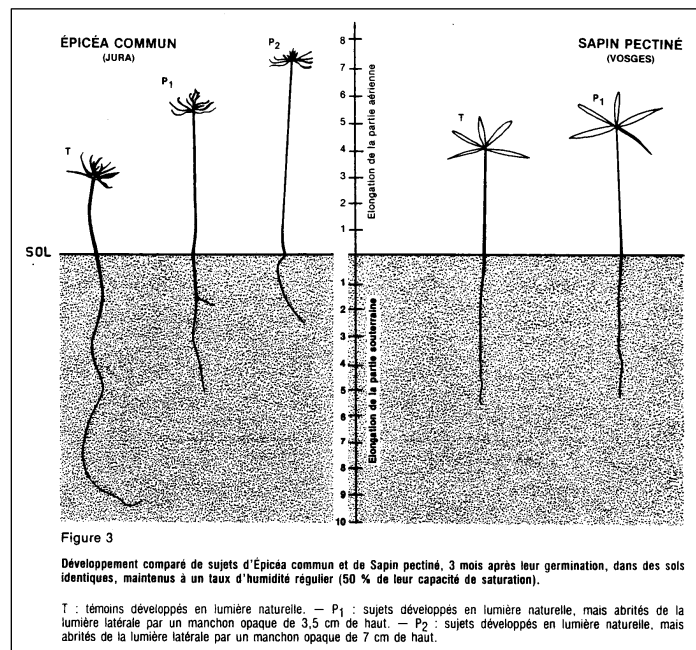
16.3.1. Importance de l'éclairage relatif sur le développement des semis. Interaction âge et espèce

La prise en compte de la lumière est essentielle dans les problèmes de régénération et de compétition entre les espèces. Si toutes les espèces ont besoin de lumière au stade adulte, les besoins sont radicalement différents si on considère les germinations et les jeunes plants. La connaissance des besoins en lumière au stade juvénile et dans les premières années de la vie de l'arbre est un élément très important à prendre en compte pour le forestier.

Dans une expérience organisée sur le rebord du deuxième plateau du Jura, région bien arrosée, Roussel (1980) a mis en évidence l'effet de différents éclaircissements sur le comportement de résineux. Les plants ont été élevés dans des caissettes de végétation à sol identique, placées en milieu naturel en divers endroits d'une sapinière. La photo ci-dessous présente les sapins pectinés (provenance Jura - ligne supérieure) et les mélèzes d'Europe (provenance Alpes du Nord - ligne inférieure) âgés de 2 ans développés sous des éclaircissements relatifs de 12 % (à gauche), 36 % (au centre) et 100 % (à droite). Le dispositif comprenait, en outre, un éclaircissement relatif de 6 % ; les Sapins pectinés s'y sont parfaitement maintenus, dans un état voisin de ceux développés sous 12 %, mais les Mélèzes, après une bonne germination, ont totalement disparu, dès la fin de la première année.



Outre l'aspect lié à la croissance, la lumière agit également sur la forme des jeunes plants (Roussel 1980). Chez les résineux communs en France (espèces et races étudiées : environ une vingtaine), dès la germination épigée, on observe une action ralentissante très nette de la lumière unilatérale, qui se traduit par une courbure phototropique ; ce phototropisme juvénile, qui du reste persiste deux ou trois ans au moins, est différent suivant les espèces. Très marqué chez les Pins laricio, sylvestre et maritime, les axes s'orientent parallèlement à la direction principale des rayons lumineux, dans des cases à seul éclairage latéral ; pour le Sapin pectiné races du Jura et des Vosges, l'axe se maintient vertical sur la majeure partie de sa longueur, la partie supérieure se recourbant afin de placer les aiguilles dans un plan à peu près perpendiculaire à cette direction. L'Épicéa du Jura et des Alpes présente un type de réaction intermédiaire. En corrélation, semble-t-il avec ce phototropisme (les deux types de réactions apparaissent et disparaissent en même temps), un abri circulaire latéral provoque, chez ces résineux, un allongement de leur axe hypocotylé et un raccourcissement de leur radicelle. Mais, comme dans le cas du phototropisme, l'effet est bien plus marqué chez les espèces considérées comme héliophiles, que chez les sciaphiles. Si l'on passe aux espèces feuillues, on rappellera les résultats obtenus depuis une vingtaine d'années sur de jeunes Chênes, rouvre, pédonculé et rouge d'Amérique, dont les tiges étaient abritées latéralement par des manchons opaques plus ou moins larges et qui manifestaient alors un allongement marqué, par rapport aux témoins non abrités. Dans tous ces cas, on peut penser qu'au moment de la germination, le très jeune sujet ne dispose que des réserves de la graine pour « se construire », et que ce qu'il utilise pour former son axe aérien et ses premières feuilles, vient diminuer ce qu'il utilisera pour former sa radicelle ; cet effet étant particulièrement marqué pour les espèces à graines légères. Cet ensemble de réactions a été appelé : « l'effet manchon ».



Dans le milieu forestier, les choses se passent d'une façon analogue, ainsi qu'on peut l'observer assez facilement : dans un peuplement un peu dense, la lumière est principalement dispensée dans une direction verticale, par les interstices existant dans les cimes, la lumière latérale étant en général réduite ; dans ce cas, les espèces sciaphiles allongent peu leurs axes, et raccourcissent peu leurs racines, alors que les héliophiles s'élèvent le plus qu'elles peuvent au-dessus du sol, quitte à réduire tellement leurs radicelles qu'elles n'assurent plus une alimentation suffisante en eau, surtout en présence des racines des grands arbres en place ; un dessèchement des quelques centimètres supérieurs du sol, la présence de certaines substances toxiques peuvent arriver à les faire disparaître, ou, tout au moins, à réduire leur croissance. A

l'inverse, dans les trouées, les héliophiles se présentent avec un axe hypocotylé court, donc avec une partie aérienne transpirant peu, et avec une radicelle longue qui assure mieux leur survie en conditions climatiques défavorables (Roussel 1980). Après cette phase de croissance, hypocotylée, chez les espèces à germination épigée, suit un bref temps de repos ; puis, très vite, les aiguilles et les feuilles cotylédonaires se mettent à fonctionner, et la photosynthèse prend le relais des réserves de la graine, plus ou moins épuisées ; l'allure de la croissance se modifie alors, surtout pour les espèces héliophiles. Placées dans des trouées assez bien éclairées, ayant déjà une radicelle longue (et un axe court), elles se mettent à s'allonger par les deux extrémités, et la partie aérienne comme la partie souterraine vont profiter des substances élaborées par la photosynthèse. Mais, celles qui sont restées dans une lumière réduite, manifestent une photosynthèse peu active, et leur forme se modifie peu. Les espèces sciaphiles (résultats obtenus avec le Hêtre commun et le Sapin pectiné), se maintiennent mieux, dans les sous-bois même denses (moins de 5 % d'éclairement relatif, par exemple), mais, faute de lumière, leur allure générale ne change guère ; celles qui se sont installées dans les trouées, mieux éclairées, et manifestant une activité photosynthétique plus marquée, vont utiliser les substances qu'elles élaborent à allonger et à ramifier leurs racines, pendant que leur partie aérienne s'épaissira, mais ne s'allongera guère.

Le tableau et la figure ci-dessous se rapportent à un essai de 98 jours, à partir de la germination, c'est-à-dire que les résultats obtenus englobent les deux phases de croissance, hypro- et épicotylée, définies plus haut. Dans l'un de ces essais, 6 espèces ont été observées sous 3 degrés d'éclairement relatif de 2 %, 20 % et 45 %. On donnera seulement les chiffres relatifs aux degrés 2 % (peuplement très dense) et 20 % (petite trouée), qui sont les plus démonstratifs (travaux de Giannini 1971 cités par Roussel 1980).

Rapports des longueurs des parties aériennes et souterraines

Degrés d'éclairement	2 %	20 %
Hêtre commun	0,89	0,42
Sapin pectiné	1,15	0,74
Épicéa commun	1,22	0,38
Pin laricio de Calabre	1,32	0,27
Mélèze d'Europe	0 *	0,42

* Après une bonne germination, tous les sujets ont disparu.

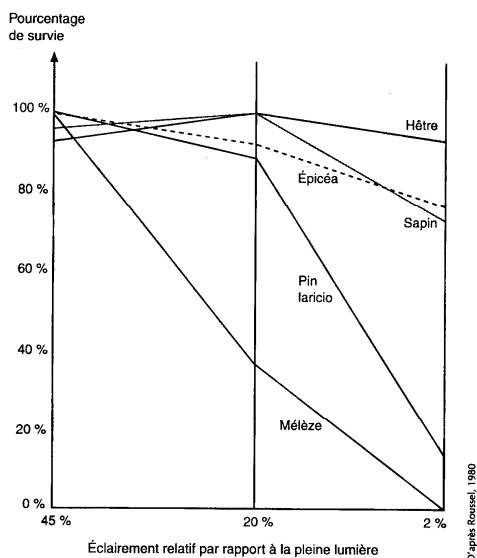
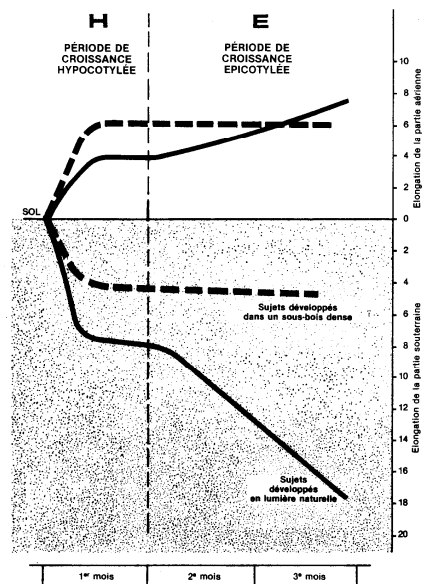


Figure 5
Représentation approximative du développement en longueur de la partie aérienne et de la partie souterraine d'une espèce héliophile typique (Pin laricio noir d'Autriche) pendant les 3 mois qui suivent sa germination.

N.B. Dans le cas d'une espèce sciaphile (type Sapin pectiné), les courbes sont bien plus rapprochées les unes des autres.



La longueur moyenne de la racine (au bout de 98 jours) s'accroît, chez le Hêtre commun, quand on passe de l'ombre dense à un éclaircissement moyen, de 48 % environ, chez le Sapin pectiné de 75 %, mais chez le Pin laricio de Calabre de 337%. Sur le sapin pectiné, Giannini et Tascione (1978) ont étudié sur deux années le taux de survie et la croissance selon 7 modalités d'éclaircissement relatif : 1 % ; 3 % ; 9 % ; 15 % ; 33 % ; 50 % ; et 100%. Sous tous les éclaircissements relatifs, la germination des graines a été bonne, mais, sous 1% de lumière relative les sujets ont rapidement disparu, sous 3 % assez peu existaient encore à la fin de la seconde année, les meilleurs résultats étant obtenus entre 15 et 33 % ; la hauteur de la partie aérienne des sujets était à peu près la même, sous tous les degrés d'éclaircissement permettant la survie des sujets, mais la longueur des racines augmentait avec l'intensité de la lumière.

Pour le Hêtre, les travaux de Oswald (1981) ont permis de préciser son comportement vis-à-vis de la lumière. Le hêtre peut, contrairement aux chênes, survivre assez longtemps sous un couvert dense (éclairage relatif inférieur à 10%), mais la mortalité est alors très élevée et la croissance est extrêmement ralentie. Le hêtre réagit très favorablement à une augmentation de l'éclaircissement. Cette réaction paraît particulièrement nette pour des éclaircissements relatifs compris entre 0 et 50%. La production en biomasse totale dépend fortement de l'éclaircissement et c'est surtout le développement racinaire qui est sérieusement freiné par un manque de lumière. La croissance en hauteur ne diminue notablement qu'en dessous de 20 % d'éclaircissement. Dans une expérience en forêt, on a observé une biomasse deux fois plus élevée pour des semis de 3 ans sous un éclaircissement relatif de 35 % par rapport à un éclaircissement de 19 %. Un suivi pendant 3 années de l'évolution en forêt des semis issus de la fainée totale de 1976 en fonction de l'éclaircissement relatif (4,6% à 49%) a permis d'observer des relations linéaires entre l'éclaircissement relatif et la mortalité, la longueur et le poids sec des tiges, ainsi que le poids sec des feuilles. L'effet de l'âge est également notable et les besoins augmentent avec l'âge du semis (Tableaux ci-dessous).

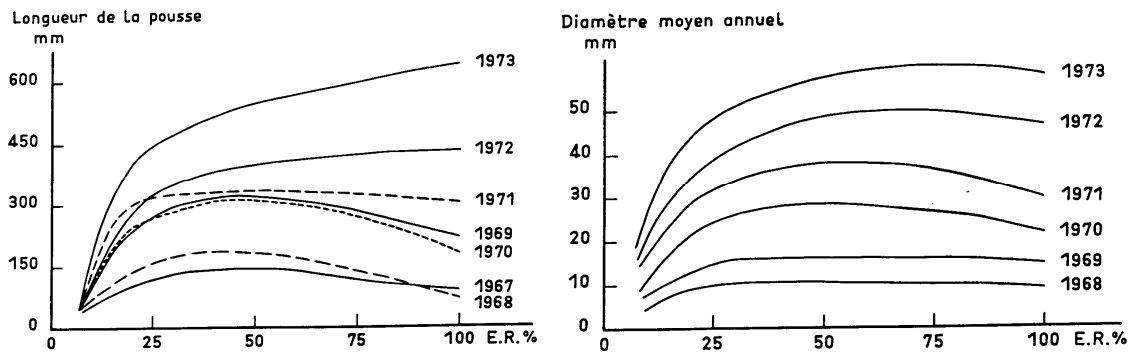
TABLEAU 38
Influence de l'éclaircissement sur la survie, la croissance et la biomasse
des feuilles de semis de hêtre en forêt
(d'après SUNER et RÖHRIG, 1980)

Eclaircissement relatif (%)	Nombre de semis/m ²		Longueur de la tige (mm)		Poids sec des feuilles (mg)
	début été	automne			
	1977	1979	fin 1977	fin 1979	fin 1979
49.0	304	120	72	264	194
31.1	364	296	65	229	155
30.4	376	268	37	168	173
24.6	392	224	41	179	148
21.8	280	140	52	187	170
18.3	258	160	43	165	138
16.9	348	204	51	162	164
15.5	366	108	33	124	90
12.1	388	140	34	108	54
11.5	541	211	31	109	53
8.0	416	192	28	95	59
7.6	357	131	28	94	68
6.5	472	84	25	83	24
5.5	313	60	26	85	30
4.6	322	21	26	87	44

TABLEAU 39
Hauteur moyenne en fonction de la densité du couvert
et de l'âge des semis de hêtre
(d'après HUSS et BURSHEL, 1972)

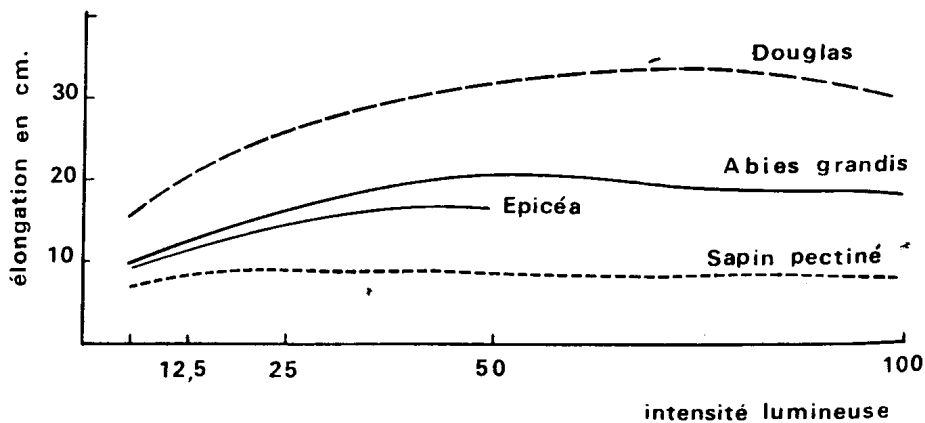
Densité relative du couvert	Hauteur (cm) en fonction de l'âge							
	1 an	2 ans	3 ans	4 ans	5 ans	6 ans	8 ans	9 ans
61 %	10	14	15	18	22	26	36	55
53 %	11	15	15	19	22	27	41	57
52 %	11	15	16	21	25	31	52	67
44 %	11	14	16	20	25	32	53	70
Moyennes.....	11	14	15	20	23	29	46	61

Les relations entre la croissance d'un arbre et le rayonnement qu'il reçoit évoluent dans le temps. Ainsi, le rayonnement relatif optimum pour la croissance en hauteur augmente avec l'âge. Dans le cas des jeunes plants (courbes les plus basses), un fort éclaircissement est défavorable à la croissance en hauteur.



Variation de la longueur moyenne de la pousse annuelle et du diamètre au collet en fonction de l'éclaircissement relatif chez *Picea abies* (plants âgés de 10 ans en 1973) (Aussenac et Ducrey 1978).

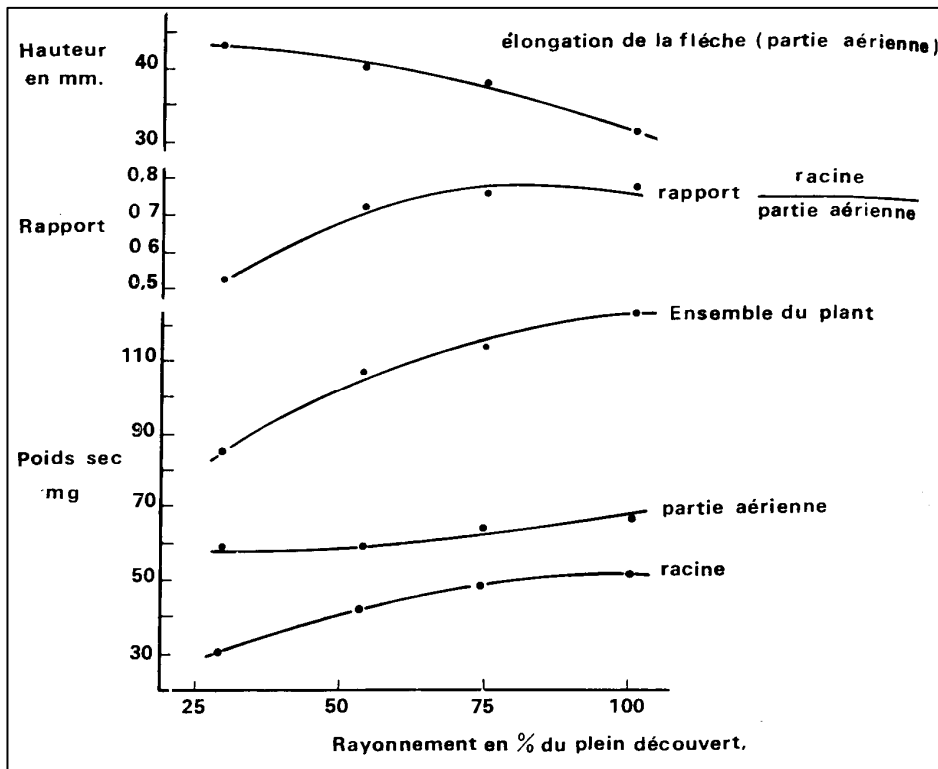
Pour de jeunes hêtres et sapins pectinés, les conditions optimales en conditions naturelles sont de l'ordre de 25% du rayonnement incident. Pour l'épicéa commun, le mélèze, *Pinus strobus*... cet optimum se situe plutôt entre 45% et 70% (Aussenac et Ducrey, 1978). Ceci peut s'expliquer par des problèmes d'alimentation en eau dus au fait que, dans le jeune âge, le système racinaire des arbres est peu développé et manque "d'efficacité". En conséquence, leur croissance sera meilleure dans les stations bien alimentées en eau (alimentation en eau du sol favorable et ETP réduite).



Elongation selon l'intensité lumineuse pour des semis de 2 ans (Aussenac 1973)

Un rayonnement incident insuffisant est à l'origine d'une modification de l'allocation du carbone c'est-à-dire de la répartition de la biomasse entre les différents organes :

- Le rapport biomasse racinaire/biomasse totale et la croissance en diamètre diminuent ;
- Un faible ombrage est souvent favorable à la croissance en hauteur des plants mais dans des conditions de fort ombrage, la croissance en hauteur est également réduite. Ceci explique que les plants élevés dans des conditions de faible éclaircissement présentent un rapport H/D élevé c'est-à-dire des tiges effilées.



Effet de la lumière sur la croissance et la morphologie de Pinus strobus

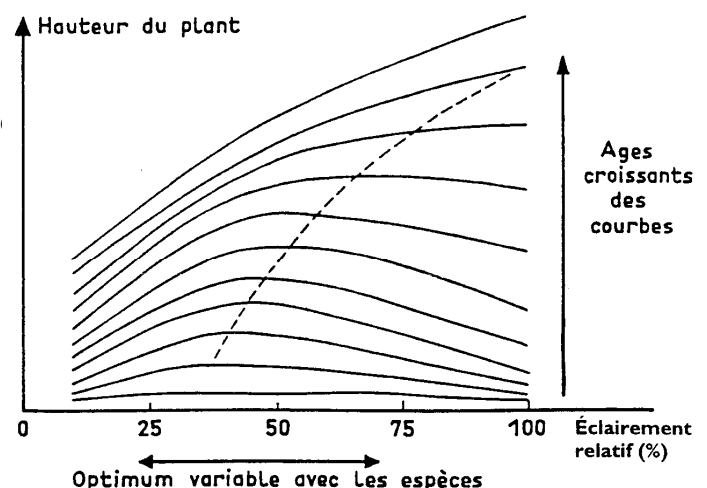
(Mitchell 1936 cité par Aussenac 1973)

Quand les arbres deviennent plus âgés, leur croissance augmente quand l'éclaircissement devient plus intense. Les arbres améliorent leur équilibre hydrique et le facteur limitant devient alors la lumière. Quand le houppier est bien développé, l'éclaircissement à sa base peut devenir insuffisant pour assurer une photosynthèse nette positive et induire le développement des bourgeons. Progressivement, les branches ne croissent plus et meurent (élagage naturel).

En terme sylvicole, cet effet âge est important à prendre en compte dans le cas d'installation de bandes pour la régénération artificielle. Pour des conditions moyennes rencontrées en France, on estime que l'on peut éliminer l'ombrage après plantation après (chiffres variables selon la station et le climat) (Schmerber 1997 ; Aussenac et Ducrey 1978) :

- 7-8 ans pour le douglas
- 6-10 ans pour l'épicéa
- 15 ans pour le sapin pectiné
- 10 ans pour les chênes sessile et pédonculé

D'une façon générale, il apparaît que les jeunes plants ont tendance à profiter de la pleine lumière d'autant plus rapidement que leur alimentation en eau est meilleure.



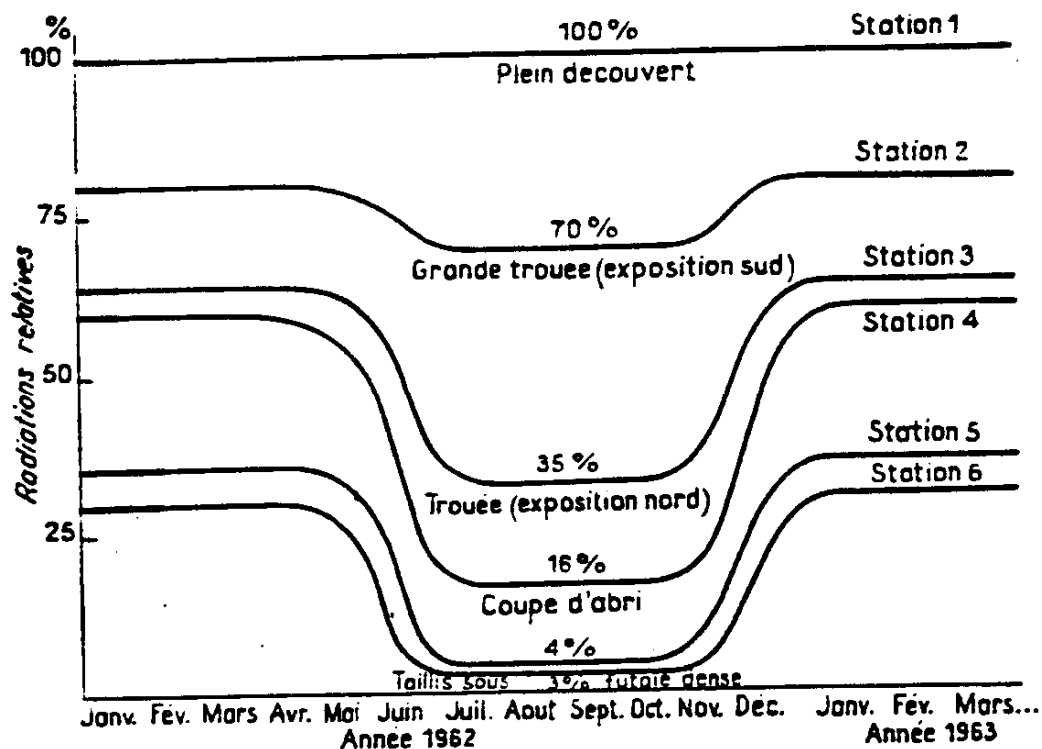
Adaptation des arbres à l'éclaircissement selon leur âge (courbes théoriques) (Aussenac et Ducrey 1978)

16.3.2. Trouées et éclairage relatif. Importance pour le comportement des essences et la gestion

En forêt, la régénération naturelle correspond généralement à une ouverture du peuplement naturelle (trouées liées à des chablis) ou pratiquée par le forestier. Ces ouvertures ont pour objectifs d'augmenter la quantité de lumière arrivant au sol et permettre ainsi le développement des semis et jeunes plants. La difficulté réside dans la grandeur des trouées à faire et la sylviculture à adopter pour maintenir et/ou favoriser l'une ou l'autre des espèces présentes...

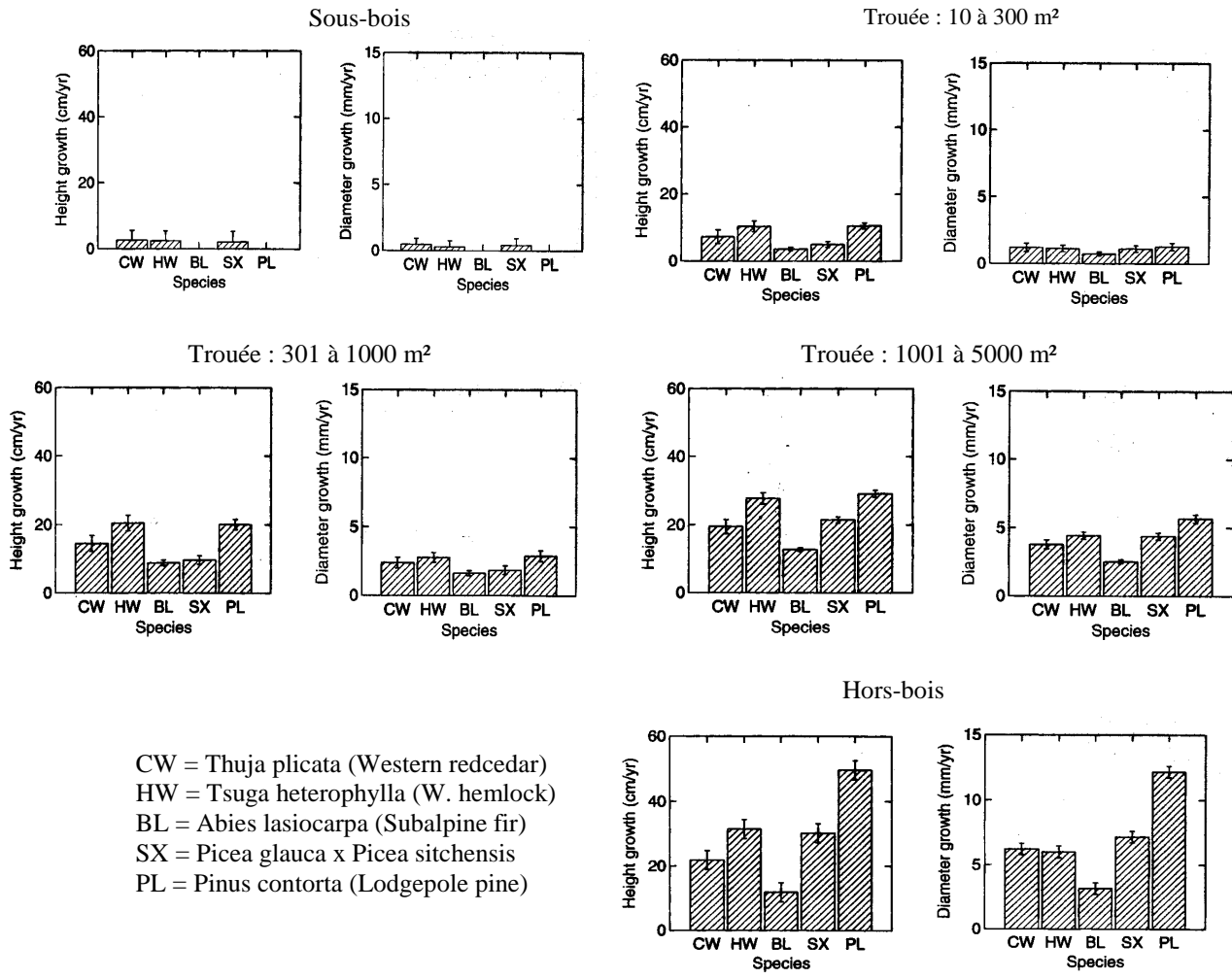
Des mesures effectuées dans des taillis sous futaie de 25 ans (chênaie - hêtraie à charme) en moyenne vallée de la Saône et de la Champagne humide ont permis de mettre en évidence les effets combinés du type de gestion et de l'exposition sur les radiations arrivant au sol au cours de l'année.

Sous peuplement dense, les radiations relatives (Rr) arrivant au sol ne représentent que 3% en été (13 à 14 cal/cm²/jour) et 30% en hiver (29 à 30 cal/cm²/jour). En coupe d'abri, les Rr sont respectivement de 16% en été et 60% en hiver. Une trouée exposée au nord reçoit 35% de radiation en été et 65% en hiver alors qu'une exposition sud se traduit par 70% en été et 80% en hiver. L'exposition réduit augmente les radiations incidentes et diminue l'amplitude entre l'été et l'hiver.

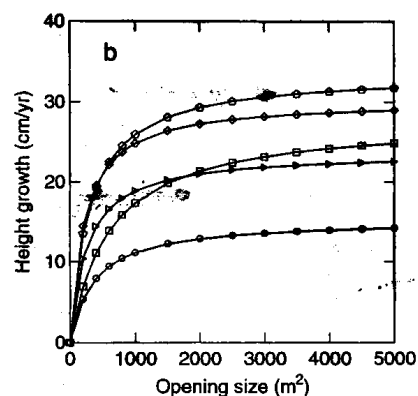
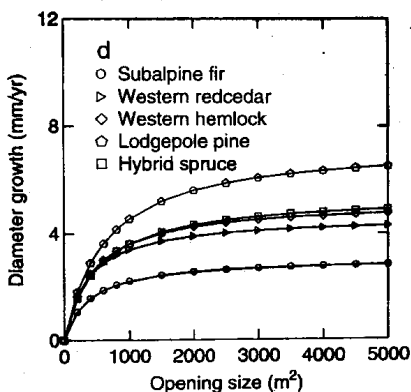


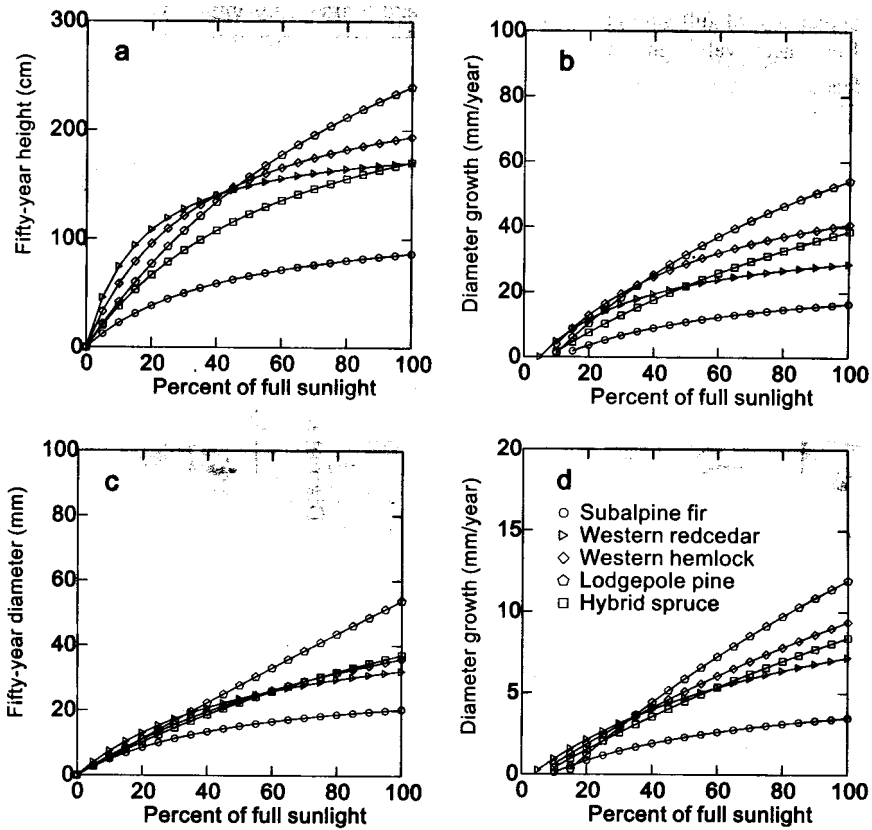
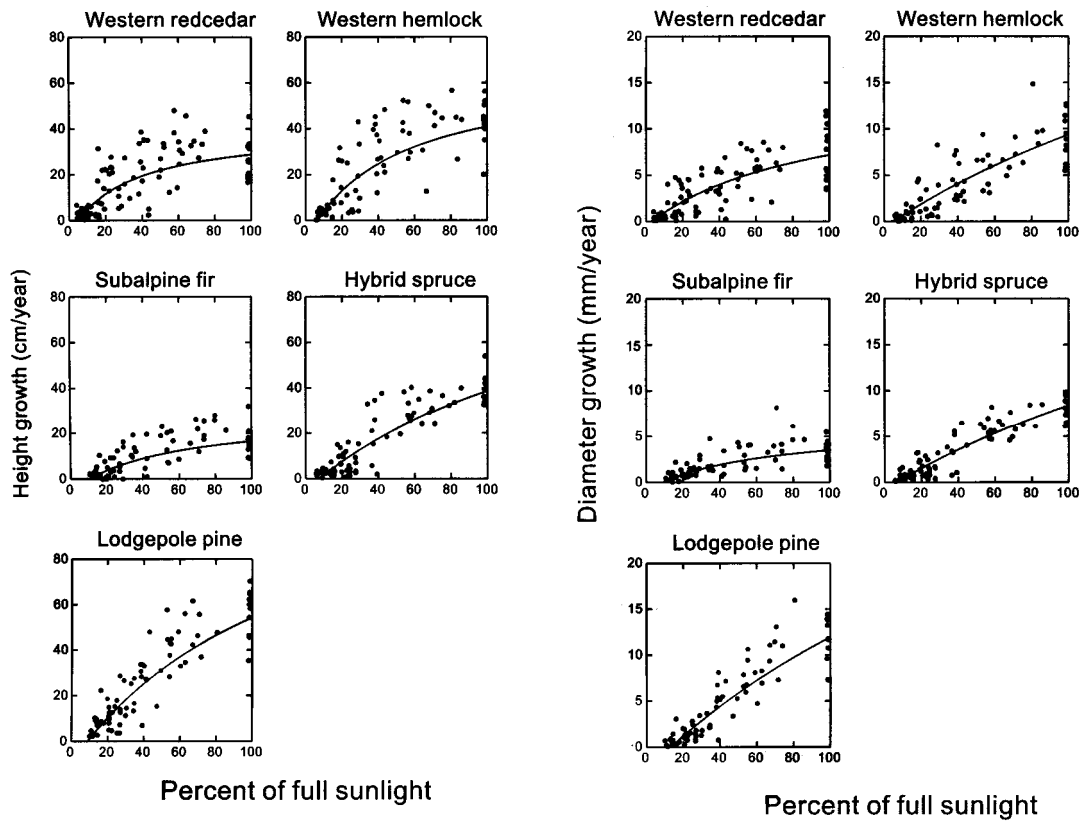
Les travaux récents de Coates et Burton (1999) et Coates (2000) sur la croissance de résineux en fonction de la taille de la trouée montrent clairement l'effet de la lumière sur le comportement des semis. L'auteur a suivi sur 5 ans le développement de 5 espèces résineuses plantées dans différentes conditions d'ouverture du couvert.

L'auteur montre que toutes les espèces réagissent favorablement à la taille de la trouée aussi bien en terme de la croissance radiale qu'en hauteur. La croissance des arbres augmente rapidement jusqu'à des trouées de 1000 m², puis les changements sont beaucoup moins rapides pour des trouées plus grandes. La plus forte réponse à la taille de la trouée est observée pour le pin ; espèce la plus exigeante quant à la lumière au stade juvénile.



CW = Thuja plicata (Western redcedar)
 HW = Tsuga heterophylla (W. hemlock)
 BL = Abies lasiocarpa (Subalpine fir)
 SX = Picea glauca x Picea sitchensis
 PL = Pinus contorta (Lodgepole pine)





16.3.3. Effet de l'enlèvement du couvert sur la forme et la croissance de résineux

A partir d'un dispositif expérimental installé en forêt domaniale d'Amance (Meurthe-et-Moselle), Aussenac (1977) étudié les conséquences sur deux années de l'enlèvement du couvert sur la croissance et la forme de 4 espèces de résineux.

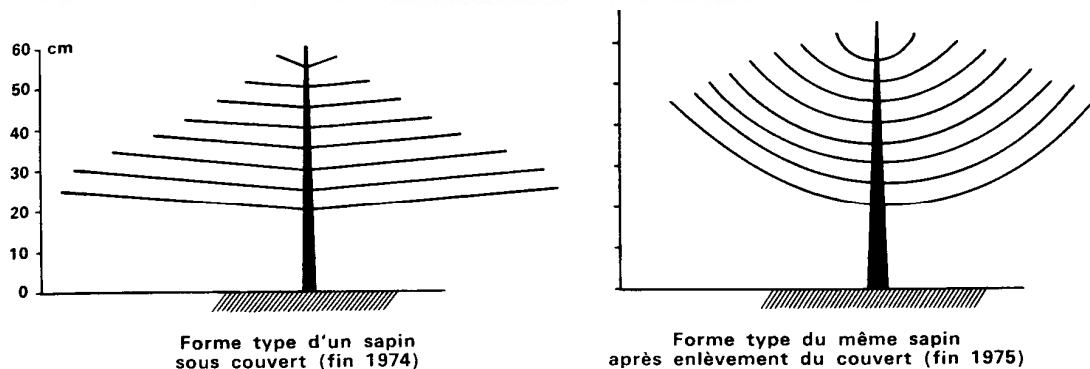
Avant l'enlèvement du couvert, les aiguilles et les rameaux étaient disposés presque horizontalement. Pour chacune des espèces, les angles d'insertion des branches constituant le 1^{er} verticille étaient respectivement de 74°, 76°, 72° et 69° (ordre du tableau). Dès 1975, dans le courant de la saison de végétation, un redressement général des rameaux et des aiguilles a été observé sans chute d'aiguilles, ni de mortalité parmi les espèces étudiées. Ce redressement peut être attribué à l'action de la lumière sur les auxines avec pour conséquence une croissance plus importante du côté du rameau à l'ombre. L'étude anatomique et morphologique des aiguilles nous a montré que les aiguilles qui se sont développées en 1975, tout de suite après l'enlèvement du couvert, étaient des aiguilles de lumière et se différenciaient très nettement des aiguilles d'ombre qui s'étaient développées les années précédentes de 1967 à 1974.

Tableau n° 1 **CARACTÉRISTIQUES DES ESPÈCES ET DES PLANTS UTILISÉS**
Plants fournis par la Station d'amélioration des arbres forestiers
du C.N.R.F. ayant les mêmes antécédents de cultures en pépinière.

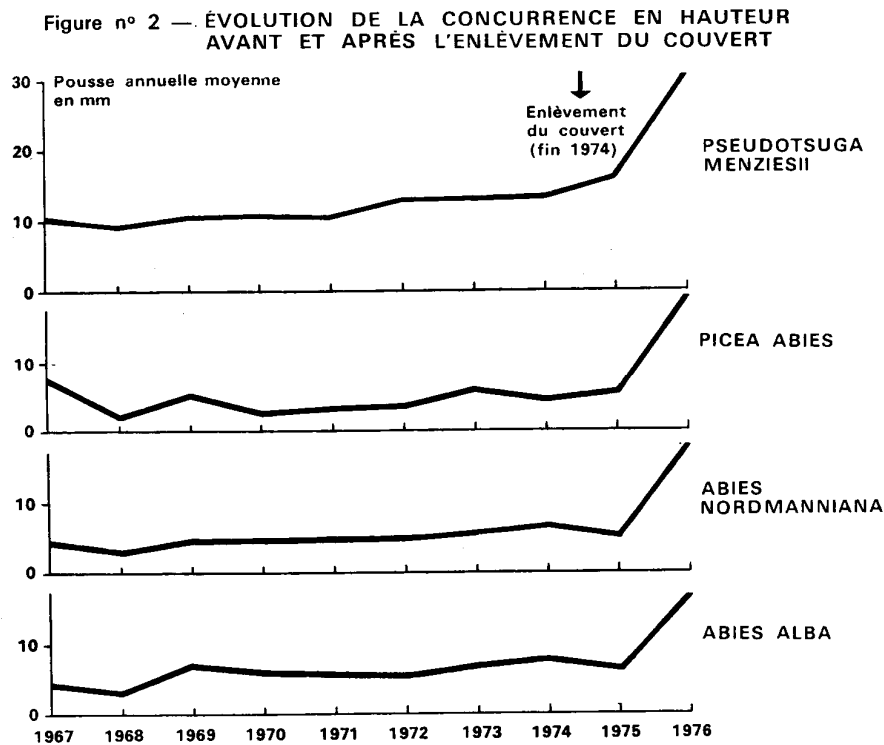
Espèces	Age à la plantation	Hauteur totale moyenne à la plantation (mm)	Nombre de plants
<i>Abies alba</i> Mill. provenance Ecouves II . . .	4 (2 + 2)	135,5	74
<i>Abies nordmanniana</i> Spac.	4 (2 + 2)	123,6	44
<i>Picea abies</i> L.	4 (2 + 2)	248,0	63
<i>Pseudotsuga menziesii</i> Mirb.	4 (2 + 2)	229,1	64

Tableau n° 2 **CROISSANCE EN DIAMÈTRE (MM)**

Espèces	Années								
	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976
	Sous abri							Découvert	
<i>Abies alba</i> Mill.	1,05	0,60	1,69	1,48	1,04	0,86	1,22	8,27	2,87
<i>Abies nordmanniana</i> Spac.	1,18	0,86	1,18	1,58	1,27	1,18	1,31	7,68	4,86
<i>Picea abies</i> L.	1,13	0,63	2,23	1,63	1,31	0,78	1,78	7,54	4,37
<i>Pseudotsuga menziesii</i> Mirb.	1,54	0,99	1,60	2,01	1,34	1,27	1,56	9,45	7,18



La croissance des arbres a été aussi affectée par l'enlèvement du couvert. Pour la croissance en hauteur, il n'y a pas eu d'effet significatif en 1975 mais une nette augmentation en 1976. Pour l'année 1975, ceci était prévisible car on sait qu'une part importante de la croissance en hauteur est déterminée par les conditions de l'année précédente. En 1976, la croissance en hauteur a triplé par rapport aux niveaux précédents et ceci malgré la très forte sécheresse. Pour la croissance en diamètre, la réponse a été rapide avec des augmentations relatives de +300% (*Picea abies*) à +600% (*Abies alba*) dès l'année 1975.



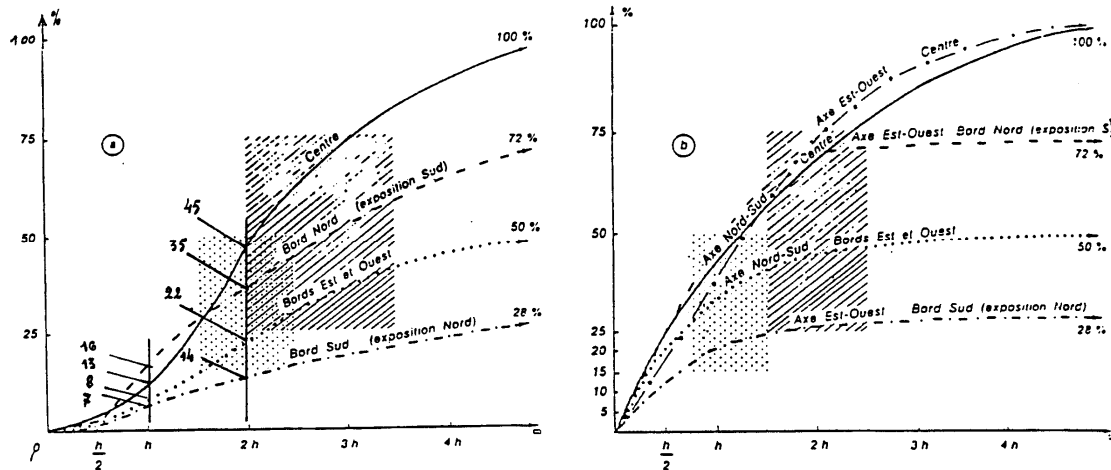
L'enlèvement brusque du couvert après 8 années d'ombrage ne s'est, pour aucune essence, traduit par une « crise de découvert ». Les résultats obtenus paraissent donc en contradiction avec les faits souvent admis. Pour essayer d'expliquer cette contradiction, Aussenac (1977, 1986) fait trois remarques :

- L'enlèvement du couvert a été fait relativement tôt : 8 ans après plantation. Par contre, des arbres restant sous abri dense 20 à 30 ans durant sont très certainement davantage choqués par une mise brutale à découvert ;
- L'enlèvement du couvert a été effectué en hiver. Ainsi, c'est dès le début de la saison de végétation que les arbres se sont trouvés exposés à la lumière. Ils ont eu ainsi des possibilités d'accommodation plus grandes que les arbres brusquement découverts dans le courant du mois de mai ou de juin ;
- Enfin, ce n'est pas une coupe rase qui a été pratiquée mais une clairière. Les aiguilles qui se sont développées en 1975 et en 1976 sont des feuilles de lumière, mais du type clairière. Il est certain que les conditions de milieu ainsi créées sont plus favorables d'une part, au passage de l'ombre à la lumière et, d'autre part, à la croissance que la mise en plein découvert.

En résumé, lorsqu'il s'agit de sauver une plantation résineuse sous coupe d'abri feuillue dense et prolongée, on peut dire qu'il n'y a pas de problème grave, sauf cas particulier, jusqu'à 10-15 ans, mais il faut découvrir en période de plein repos hivernal et procéder au mieux par mises en clairière ou par bandes alternées étroites.

Si l'on revient aux structures (clairières et bandes) susceptibles de permettre un dosage "facile" de la lumière, les différents travaux effectués permettent de penser que les dimensions les plus favorables sont les suivantes (Aussenac 1975 ; 1986) (L = largeur de la bande ; D = diamètre de la clairière ; H = hauteur du peuplement) :

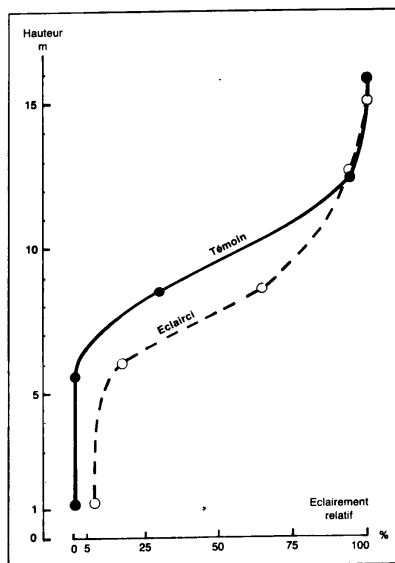
- clairières : $D/H = 2$ pour le Sapin pectiné, le Sapin de Nordmann, le Sapin de Vancouver, le Douglas ; $D/H = 3$ pour l'Épicéa ;
- bandes : $L/H = 1$ pour le Sapin pectiné, le Sapin de Nordmann, le Sapin de Vancouver, le Douglas ; $L/H = 2$ pour l'Épicéa.



Variation de l'éclairage relatif en fonction du diamètre de la clairière (a) et de la largeur de la bande (b). Dimensions exprimées en multiples de la hauteur du peuplement environnant. Pointillés : zones optimales pour les sapins et douglas ; hachures : zones optimales pour les épicéas (Aussenac 1975).

16.3.4. Effet d'une éclaircie sur la croissance de douglas

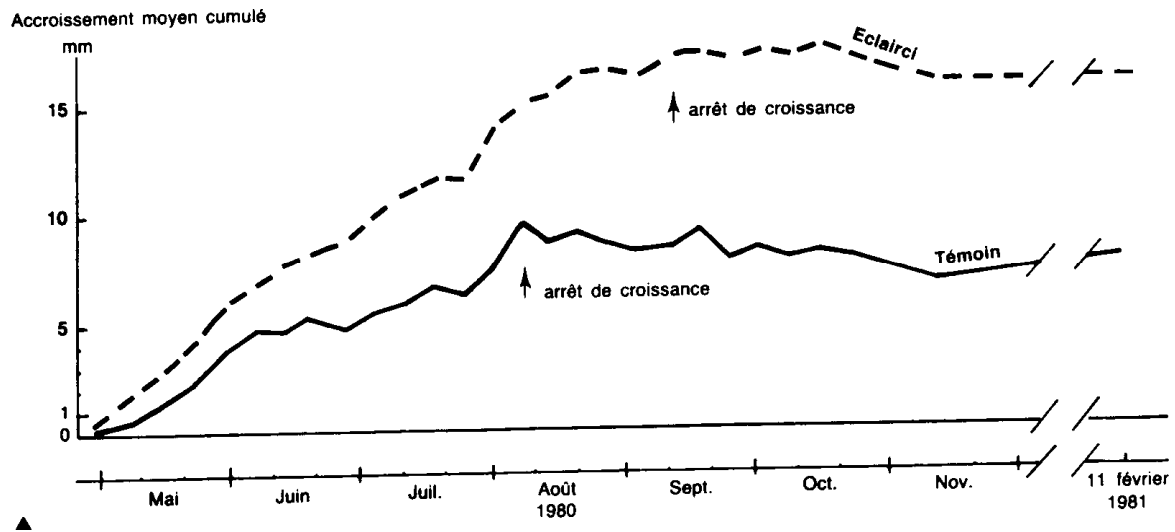
Outre les modifications thermiques observées suite à l'éclaircie systématique pratiquée dans un jeune peuplement de douglas (voir paragraphe 3.1.2), Aussenac *et al.* (1984) ont également mis en évidence une nette modification de l'interception de la lumière.



La figure ci-contre donne l'éclairage journalier moyen en pourcentage du rayonnement global (éclairage relatif) pour chacun des niveaux de mesure dans le peuplement éclairci et le peuplement témoin.

Par beau temps, au niveau du sol, l'éclairage relatif, qui est inférieur à 1 % dans le peuplement témoin, atteint 7,3% dans la parcelle éclaircie. A la base des couronnes, l'éclairage relatif passe de 1,1 à 17,6 % et au niveau 3 (mi-couronnes) de 30,1 à 64,8 %. Par temps couvert, les différences entre traitements sont du même ordre.

L'accroissement moyen du peuplement éclairci par rapport au témoin est de 101%. Cette différence d'accroissement est le résultat de deux phénomènes : d'une part, une vitesse de croissance plus élevée chez les arbres du peuplement éclairci par rapport au témoin, d'autre part une durée de la période de croissance plus longue de 35 jours pour les arbres éclaircis (arrêt de la croissance le 12 septembre 1980) que chez les témoins (arrêt le 8 août 1980).



L'ouverture du couvert par une éclaircie systématique a eu pour conséquence une augmentation très importante de la croissance en circonférence des arbres éclaircis dès la première année, 101 % de celle des arbres du peuplement témoin. Cette augmentation est liée à une production photosynthétique plus élevée qui résulte à la fois d'une augmentation de la masse foliaire (15 %) et d'un taux de photosynthèse plus grand chez les aiguilles qui étaient situées auparavant à l'ombre. On sait en effet que la zone où l'activité photosynthétique est la plus élevée correspond à la zone de passage entre aiguilles de lumière et aiguilles d'ombre, c'est-à-dire à la zone de contact entre houppiers où l'éclaircie relative correspondant est voisine de 30 à 40 % dans un peuplement fermé. L'ouverture du couvert a eu pour conséquence d'augmenter cette zone d'éclaircie favorable de 2 m dans la plantation étudiée. Les observations ont aussi montré que l'éclaircie avait surtout favorisé la croissance des arbres codominants. On peut interpréter ce phénomène en analysant la structure des houppiers : les arbres dominants ont la plus grande partie de leur couronne située au-dessus de la zone de contact ; l'ouverture du couvert n'affecte donc qu'une faible fraction de leur masse foliaire. Les arbres dominés devraient être très favorisés par l'éclaircie, mais leur masse foliaire totale est trop faible pour que, dès la première année, la quantité d'assimilats produite permette un fort accroissement. Les codominants qui ont un étage intermédiaire de leur couvert et un houppier développé, correspondent à la catégorie d'arbres pouvant augmenter le plus leur production photosynthétique (Aussenac *et al.* 1984).

16.3.5. La fourchaison : cas du hêtre

L'explication du phénomène de la fourchaison (partage d'un axe en deux) est encore à l'heure actuelle sujette à débats (Schütz et Barnola 1996). Cependant, de nombreuses observations démontrent un effet très manifeste des conditions de lumière sur la forme des hêtres régénérés naturellement sous différentes conditions d'abri. Dans une étude sur de jeunes hêtres de 9 ans, en situation de régénération naturelle en trouées, le long d'un gradient de lumière, des observations phénologiques détaillées ont permis de suivre dans le temps le développement de l'axe principal de la tige et son évolution en relation avec l'acquisition des propriétés de forme (Sagheb-Talebi 1995 cité par Schütz et Barnola 1996). Cet auteur a montré que plus l'intensité lumineuse était forte et plus :

- Le % de tiges polycycliques augmentait ;
- La longueur de l'inter-nœud supérieur (caractérisant la dominance axiale) diminuait ;

- La longueur de la seconde pousse (pousse proleptique) augmentait. Ces pousses II aires conduisent à augmenter la proportion de fourches ;
- La proportion de hêtres de formes indésirables augmentait.

Tableau I **Proportion des individus polycycliques de populations de jeunes hêtres, en fonction de la lumière**
D'après Sagheb-Talebi (1995)

Classes de luminosité relative	% de tiges monocycliques	% de tiges polycycliques	dont % de tiges formant une 3 ^e vague de croissance
< 20 %	97,6	2,4	0
20 à 39 %	96,3	3,7	0,2
40 à 59 %	66,8	33,2	6,5
60 à 79 %	51,0	49,0	9,0
> 80 %	23,1	76,9	16,7

Conditions de validité : hêtres de 9 ans, issus de régénérations naturelles le long d'un gradient de lumière en situation de trouée (4 805 observations).

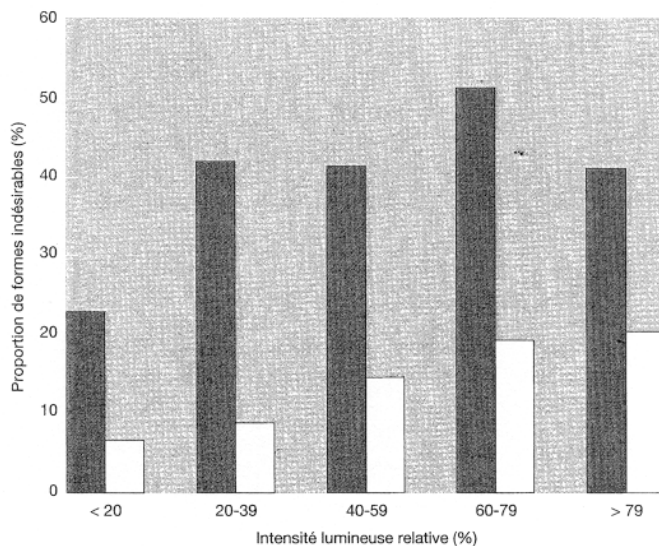


Figure 3 **PROPORTION DE HÊTRES DE FORMES INDÉSIRABLES, c'est-à-dire à tige non continue (fourches, candélabres et formes buissonneuses) EN FONCTION DE L'INTENSITÉ LUMINEUSE ET EN TENANT COMPTE DES DÉGÂTS D'ABROUÏSSEMENT PAR LE CHEVREUIL**

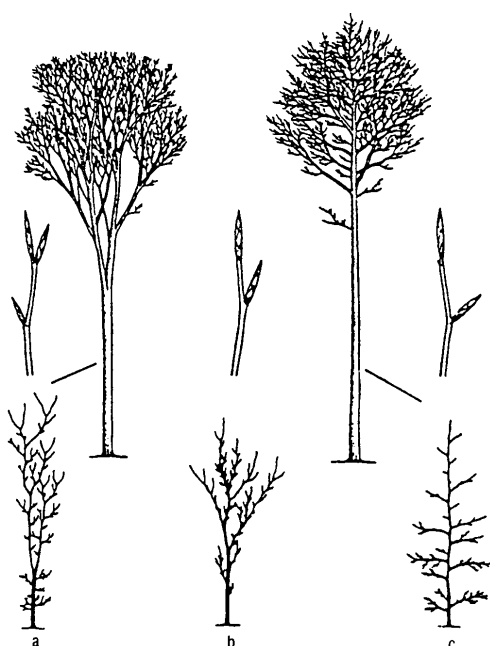
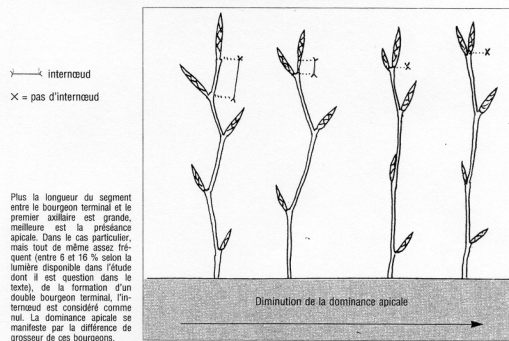
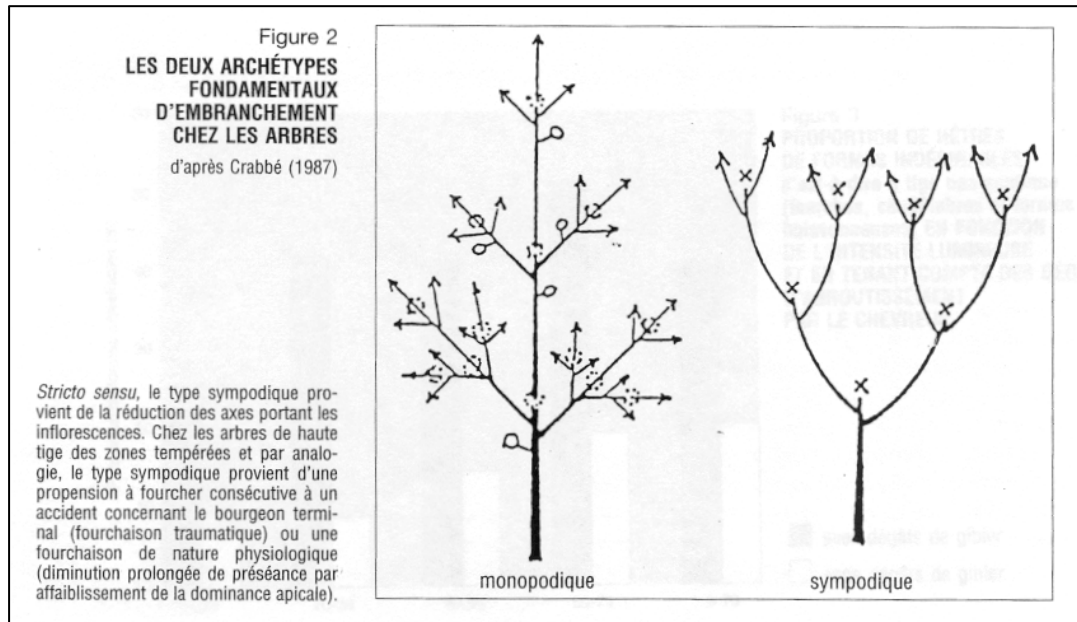


Figure 5 **IMPORTANCE DE L'INTERNŒUD ENTRE LE BOURGEON TERMINAL ET LE PREMIER BOURGEON AXILLAIRE SUR LA DOMINANCE APICALE**
d'après Kurth (1946)



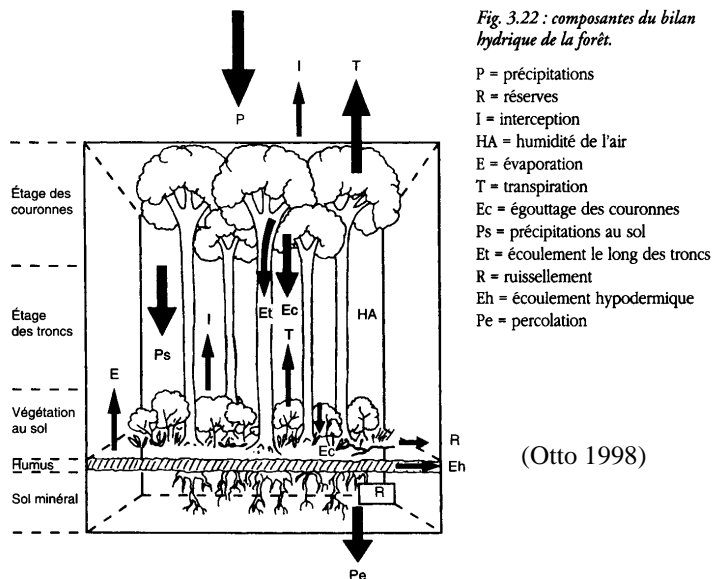
Différentes formes de tiges chez le hêtre.
a) fourchu à embranchement fastigié
b) type buissonneux
c) bonne axialité
(Schütz et Barnola 1996)

Une éducation sylvicole à la pénombre va réduire la fourchaison et donner au collectif un aspect meilleur, mais l'ombrage va réduire également l'élongation (Schütz et Barnola 1996). La lumière amplifie la croissance rythmique et lui permet de s'exprimer complètement. Schütz et Barnola (1996) postulent qu'elle est susceptible de mieux révéler les bonnes qualités d'axialité et qu'elle favorise la croissance monopodique, au moins des individus possédant de telles aptitudes.



17. CYCLE DE L'EAU EN FORÊT

L'eau est un facteur essentiel pour la végétation forestière. On associe d'ailleurs souvent luxuriance de la couverture forestière et satisfaction des besoins en eau. L'importance et la répartition des précipitations sont effectivement des facteurs décisifs qui règlent avec la température l'existence des forêts et des différents types auxquels elles se rattachent. Inversement, la forêt exerce des influences sur le cycle hydrologique. Ces influences dépendent du climat mais aussi de la nature et du type de peuplement (Aussenac 1980 ; Fort-Sénéquier 1999).



En forêt, les précipitations (liquides ou solides) qui tombent sur le couvert forestier n'arrivent pas directement au sol. Une partie est interceptée par les surfaces végétales (feuilles, branches, troncs) et est évaporée. Le reste arrive au sol directement par égouttement des surfaces végétales et par écoulement le long des troncs. Une fraction de l'eau qui arrive au sol peut ruisseler en surface. La fraction restante s'infiltré dans le sol où elle peut circuler par écoulement hypodermique. Le surplus d'eau percole et alimente les nappes d'eau souterraines. Dans le sol l'eau est absorbée par les racines des végétaux et retourne dans l'atmosphère par transpiration. Elle est aussi évaporée directement à partir de la surface du sol et des surfaces végétales inertes (Aussenac 1980).

17.1. Interception des pluies

Le premier effet du couvert forestier est l'interception des pluies incidentes. Le bilan peut s'écrire de la façon suivante. P est la part potentiellement disponible et (Ps+Es+Et) la fraction réellement utilisable. L'interception peut se définir comme la part de l'eau que recueillent les couronnes et qui est directement évaporée.

$$I = P - (P_s + E_c + E_t)$$

- I = interception nette par les couronnes
- P = pluie incidente au-dessus du couvert
- P_s = pluie arrivant directement au sol
- E_s et E_t = pluie arrivant au sol après écoulement le long des troncs ou à travers les houppiers

L'interception des pluies va dépendre de différents paramètres liés au climat mais également au peuplement. Parmi ces paramètres, on peut citer :

- La durée et l'intensité des pluies ;
- l'espèce à travers :
 - La morphologie de la ramification et du feuillage ;
 - La surface des houppiers ;
 - Type et grosseur des troncs ;
- La structure du peuplement à travers la densité des tiges ;
- de la saison...

17.1.1. Seuils d'interception et capacité de rétention des houppiers

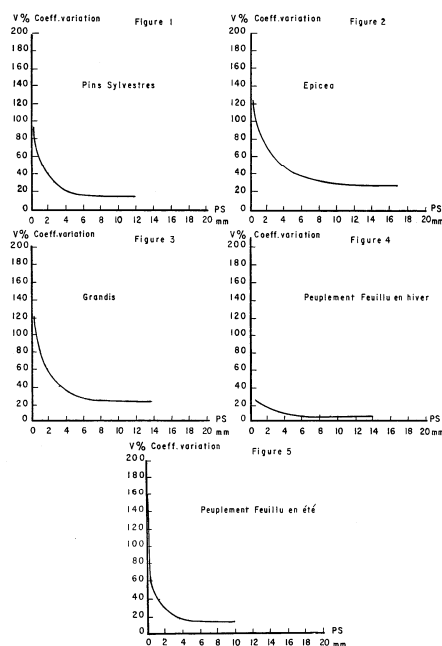
L'interception des pluies a lieu essentiellement au début d'une averse. L'eau s'étend sur des surfaces encore sèches et s'accumule jusqu'à ce que la capacité de stockage maximum soit atteinte, c'est-à-dire jusqu'à ce que les forces de tensions superficielles soient dépassées par la force de pesanteur. Les phénomènes d'évaporation interviennent au début de l'averse car les températures de surface de feuilles peuvent être plus élevées que la température de l'air qui de surcroît peut présenter à ce moment un déficit de saturation. Avec le développement de l'averse, ces phénomènes s'atténuent très rapidement; finalement quand la capacité de saturation est atteinte les couronnes ne retiennent plus que les quantités additionnelles nécessaires à la compensation de l'eau, éventuellement évaporée. Si l'averse continue les peuplements n'interceptent pratiquement plus. Le couvert n'a alors qu'un rôle mécanique de redistribution de la pluie au sol et le long des troncs.

Espèce	Seuil d'interception totale de la pluie (en mm)	Capacité maximale de rétention (en mm)	Hauteur moyenne du peuplement (en m) et nb d'arbres par ha
<i>Abies grandis</i>	0,5	3,8	23 - 620
<i>Picea abies</i>	0,6	3,1	12,5 - 2160
<i>Pinus sylvestris</i>	0,4	3,0	13 - 1250
<i>Pseudotsuga menziessi</i>		3,6	16 - 535
"		3,7	18 - 1030
"		3,9	17 - 2229
Hêtre et Charme (été)	0,3	1,9	12,5 - 1300
Hêtre		1,7	25 - 743
Chêne sessile			
	été	1,6	
	hiver	0,8	

(Aussenac 1980 ; Aussenac et Boulangeat 1980).

Comme le montre le tableau ci-dessus, l'interception est totale pour une pluie inférieure à 0.6 mm sous épicéa avec une capacité maximale de rétention au niveau des couronnes de 3 mm environ. Cette capacité varie fortement selon les espèces car elle est fonction de la surface et de la morphologie des feuilles et des branches.

La variabilité des précipitations arrivant au sol est fonction de leur importance (Aussenac 1968, 1970 1980 ; Schnock 1970 cité dans Aussenac 1970). L'écart-type augmente avec l'importance des pluies au sol, mais si l'on étudie le phénomène en % (Coefficient de variation CV% = moyenne sur écart-type), on voit que le CV varie de façon hyperbolique et qu'il est maximal pour les faibles pluies. Il faut également noter que l'interception est d'autant plus forte que la pluie tombe en petites averses entrecoupées de temps ensoleillé. Globalement, on considère qu'une pluie inférieure à 2 mm n'arrive pas au sol pour les résineux. Pour les feuillus, cette valeur est de l'ordre de 1 mm.



(Aussenac 1970, 1980)

Annexe 15.1 - Capacité maximale de stockage de l'eau sur la canopée pour divers types de plantations
 !!Attention!! aucune précision n'est apportée concernant l'échelle temporelle d'applicabilité de ces valeurs

classes français	Latin	âge	densité de plantation (ar/hec)	Capacité maximale stockage (mm)	Région	Auteur
Pin				3.8	USA	Helvey (1971)
				3.8	USA	Helvey (1971)
				3.6	USA	Helvey (1971)
				3.3	USA	Helvey (1971)
				3.6	USA	Helvey (1971)
				3.6	USA	Helvey (1971)
Sapin	Abies alba			6.6	USA	Helvey (1971)
Pin sylvestre	Pinus sylvestris	18		1 - 1.2	UK	Rutter (1963)
		60		2	Suède	Bringfelt & Harsmar (1974)
		28		3+/-0.8	France	Aussenac (1968)
Pin noir	Pinus nigra	40		1	UK	Ovington (1957)
Pin corse				1.05	UK	Robins (1969,1974)
Sapin douglas	Pseudotsuga menziessii	41		1.2	UK	Robins (1974)
		36		2.4	Allemagne	Mitscherlich & Moll (1970)
		36		2.6	Allemagne	Mitscherlich & Moll (1970)
		36		1.2	Allemagne	Mitscherlich & Moll (1970)
Sapin de Vancouver	Abies grandis	35	620	3.8 +/- 1.5	France	Aussenac (1968)
Epicéa commun	Picea abies			1.5	UK	Leyton et al. (1967)
		23		1.5	UK	Leyton et al. (1967)
		60		2	Suède	Bringfelt & Harsmar (1974)
		32		3.6	Belgique	Bultot et al (1976)
		38		4	Belgique	Bultot et al (1976)
		67		5.2	Belgique	Bultot et al (1976)
		en feuille		2.5	USA	Helvey (1971)
		15		0.6	Europe	Delfs et al. (1958)
		28		3.1	Europe	Aussenac (1968)
		30		2.7	Europe	Delfs et al. (1958)
		60		4	Europe	Delfs et al. (1958)
		80		4	Europe	Delfs et al. (1958)
		30	2160	3.1 +/-0.8	France	Aussenac (1968)
		59		3	Europe	Weihe (1968)
Hêtre/charme		30	1300	1.9+/-0.5	France	Aussenac (1968)
Mixte		s feuilles		1.3	USA	Helvey (1971)
Mixte pin/hêtre		80		0.6	Allemagne	Mitscherlich & Moll (1970)
Chêne pédonculé	Quercus robur	en feuille		1	UK	Thompson (1972)
		s feuilles		0.4	UK	Thompson (1972)
Charme commun		en feuille		1	UK	Leyton et al. (1967)
		60		0.6	UK	Leyton et al. (1967)
Hêtre	Fagus sylvatica	s feuilles		0.65	UK	Leyton et al. (1967)
		80		0.6	Europe	Weihe (1968)
				2.6	Belgique	Bultot & al (1976)
Soya			forte	25-30	USA	Mullins et al. (1993)
Blé, froment			modérée	20-25	USA	Mullins et al. (1993)
			faible	0-15	USA	Mullins et al. (1993)
Orge			faible	0-15	USA	Mullins et al. (1993)
			faible	0-15	USA	Mullins et al. (1993)
Arachides			faible	0-15	USA	Mullins et al. (1993)
Cotton			faible	0-15	USA	Mullins et al. (1993)
Sarrasin			modérée	20-25	USA	Mullins et al. (1993)
Luzerne			modérée	20-25	USA	Mullins et al. (1993)

(synthèse réalisée par Ebener 2000)

17.1.2. Interception par les couronnes

□ Effet de l'espèce

Parmi les premiers travaux concernant l'interception par un couvert forestier, on peut citer les études datant de 1878 de De Drouin de Bouville et de Matthieu. Ces auteurs ont étudiés aux environs de Nancy l'interception par un couvert forestier de 1867 à 1899. Les observations ont été effectuées à partir de 3 stations météorologiques. Les deux premières sont des stations forestières et la dernière une station agricole. Pour Amance, les données ont été récoltées à Amance de 1867 à 1881 et à la Bouzule de 1882 à 1899.

Station	Localisation	Hors couvert	Sous bois
Cinq-Tranchées	8 km à l'ouest de Nancy – 380 m	Pré de plusieurs hectares	Perchis de hêtre et de charme moyennement serré âgé de 40 ans en 1866
Belle-Fontaine	6 km au nord-ouest de Nancy – 240 m	Terrain déboisé cultivé en pépinière	Massif assez touffu de charmes, hêtres et frênes âgés de 60 ans en 1866
Amance	10 km au nord-est de Nancy – 380 m	Terrain découvert	

TABLEAU I. — STATION DES CINQ-TRANCHÉES.

QUANTITÉS D'EAU TOMBÉES RESPECTIVEMENT HORS BOIS ET SOUS BOIS PENDANT LA SAISON CHAUDE, LA SAISON FROIDE ET L'ANNÉE ENTIÈRE (1).

ANNÉES.	MAI À OCTOBRE.			NOVEMBRE À AVRIL.			ANNÉE ENTIÈRE.		
	HORS BOIS.	SOUS BOIS.		HORS BOIS.	SOUS BOIS.		HORS BOIS.	SOUS BOIS.	
	ÉPAISSEUR de la lame d'eau recueillie.	ÉPAISSEUR de la lame d'eau recueillie.	HAUTEUR correspondante à une chute de 100 millim. hors bois.	ÉPAISSEUR de la lame d'eau recueillie.	ÉPAISSEUR de la lame d'eau recueillie.	HAUTEUR correspondante à une chute de 100 millim. hors bois.	ÉPAISSEUR de la lame d'eau recueillie.	ÉPAISSEUR de la lame d'eau recueillie.	HAUTEUR correspondante à une chute de 100 millim. hors bois.
1867...	397.0	340.0	85.6	528.0	528.0	100.0	925.0	868.0	93.8
1868...	314.0	290.0	92.4	434.0	413.0	95.2	748.0	703.0	94.0
1869...	423.0	395.0	93.4	351.0	334.0	95.2	774.0	729.0	94.2
1870...	368.0	332.0	90.2	208.0	210.0	101.0	576.0	542.0	94.1
1871...	455.0	389.0	85.5	289.0	272.0	94.1	744.0	661.0	88.8
1872...	440.3	390.1	88.6	462.7	403.0	87.3	903.0	794.0	87.9
1873...	460.8	403.9	87.7	292.7	270.2	92.3	753.5	674.1	89.5
1874...	358.6	341.7	95.3	336.9	319.0	94.7	695.5	666.7	95.0
1875...	605.0	578.0	95.5	349.1	329.7	94.4	954.1	907.7	95.1
1876...	379.4	334.6	88.2	442.6	422.0	95.3	822.0	756.6	92.0
1877...	453.8	353.1	77.3	467.3	418.0	89.5	921.1	771.1	83.7
1878...	597.7	481.8	80.6	455.0	401.7	88.3	1052.7	883.5	81.8
1879...	547.8	473.4	79.2	450.4	407.9	90.6	998.2	881.3	88.3
1880...	511.4	453.3	88.6	365.7	392.2	107.2	877.1	845.5	96.4
1881...	392.3	321.8	82.0	290.6	312.3	107.5	682.9	632.1	92.9
1882...	590.5	487.1	82.4	383.2	393.6	102.7	973.7	880.7	90.4
1883...	505.7	469.5	92.8	372.8	353.1	94.7	878.5	822.6	92.5
1884...	319.5	287.3	89.9	349.4	350.6	100.3	668.9	632.9	95.3
1885...	569.8	534.2	93.8	439.4	422.0	96.1	1009.2	956.2	94.7
1886...	514.6	458.5	89.1	416.1	428.7	102.0	930.7	887.2	95.3
1887...	460.4	421.0	91.4	312.5	306.7	98.1	772.9	727.7	94.2
1888...	650.3	595.1	91.5	410.7	403.3	98.2	1061.0	998.4	94.1
1889...	532.8	499.8	93.8	324.5	323.0	99.5	857.3	822.8	96.0
1890...	490.2	467.1	95.3	323.4	360.8	111.6	813.6	827.9	101.8
1891...	587.2	540.1	95.2	330.9	371.8	112.3	898.1	911.9	101.5
1892...	593.0	576.0	97.1	395.4	389.3	98.5	988.4	966.3	97.7
1893...	389.3	333.1	85.6	306.1	340.6	111.3	695.4	673.7	96.8
1894...	446.3	447.6	100.3	266.9	284.9	106.7	713.2	732.5	102.7
1895...	428.6	393.5	91.8	511.5	543.9	100.4	970.1	937.4	96.6
1896...	549.0	427.9	77.9	326.2	271.1	83.1	875.2	699.0	79.9
1897...	468.9	372.1	79.4	366.7	298.0	81.3	835.6	670.1	80.3
1898...	412.0	306.0	73.9	317.8	259.6	81.7	731.8	565.6	77.2
TOTAL.	15196.2	13493.6	#	11906.5	11534.9	#	27100.7	25028.5	#
MOYENNES.	474.8	421.7	88.8	372.1	360.4	96.9	846.9	782.1	92.4

(1) Voir à la fin le tracé graphique.

TABLEAU N. — STATION DE BELLEFONTAINE.

QUANTITÉS D'EAU TOMBÉES RESPECTIVEMENT HORS BOIS ET SOUS BOIS PENDANT LA SAISON CHAUDE, LA SAISON FROIDE ET L'ANNÉE ENTIÈRE (1).

ANNÉES.	MAI À OCTOBRE.			NOVEMBRE À AVRIL.			ANNÉE ENTIÈRE.		
	HORS BOIS.	SOUS BOIS.		HORS BOIS.	SOUS BOIS.		HORS BOIS.	SOUS BOIS.	
	ÉPAISSEUR de la lame d'eau recueillie.	ÉPAISSEUR de la lame d'eau recueillie.	HAUTEUR correspondante à une chute de 100 millim. hors bois.	ÉPAISSEUR de la lame d'eau recueillie.	ÉPAISSEUR de la lame d'eau recueillie.	HAUTEUR correspondante à une chute de 100 millim. hors bois.	ÉPAISSEUR de la lame d'eau recueillie.	ÉPAISSEUR de la lame d'eau recueillie.	HAUTEUR correspondante à une chute de 100 millim. hors bois.
1867...	348.0	261.0	75.0	531.0	414.0	78.0	879.0	675.0	76.8
1868...	323.0	228.0	70.6	415.0	331.0	79.8	738.0	559.0	75.7
1869...	377.0	293.0	77.7	344.0	276.0	80.2	721.0	569.0	78.9
1870...	377.0	347.0	92.0	216.0	188.0	87.0	593.0	535.0	90.2
1871...	409.0	369.0	90.2	299.0	266.0	89.3	708.0	635.0	89.7
1872...	428.1	358.0	83.6	449.7	405.0	90.0	877.8	763.0	86.9
1873...	430.4	339.0	78.8	310.5	274.6	88.4	740.9	613.6	82.8
1874...	333.5	266.4	79.9	285.4	253.6	88.9	618.9	520.0	84.0
1875...	545.8	422.4	80.6	348.4	314.1	90.2	892.2	756.5	84.6
1876...	412.2	331.4	80.0	433.2	395.5	91.5	847.4	727.9	85.9
1877...	434.8	356.1	81.9	527.1	466.1	88.4	902.9	822.2	85.5
1878...	587.2	492.4	83.9	439.5	378.4	86.1	1026.7	870.8	84.8
1879...	517.7	437.1	82.4	461.5	402.6	87.2	979.2	831.7	85.8
1880...	472.7	395.4	83.6	398.0	347.8	87.4	870.7	743.2	85.4
1881...	409.4	347.9	82.0	327.4	287.7	85.7	736.8	618.6	83.3
1882...	525.2	449.9	85.7	417.7	363.1	86.9	942.9	812.0	86.2
1883...	547.1	493.9	90.3	369.0	335.2	90.8	916.1	829.1	90.5
1884...	285.7	202.0	70.7	340.9	291.2	85.4	626.6	493.2	78.7
1885...	471.2	403.0	82.5	343.5	313.7	91.3	814.7	716.7	88.0
1886...	497.3	405.0	81.4	393.8	341.5	86.7	891.1	746.4	83.8
1887...	433.4	330.1	76.2	286.8	252.3	87.6	720.2	582.4	80.9
1888...	531.5	421.4	79.3	317.7	266.4	83.9	849.2	688.2	81.0
1889...	421.3	321.9	76.4	269.7	221.5	82.1	691.0	543.4	76.6
1890...	434.8	318.4	73.2	202.4	216.3	82.4	697.2	534.7	76.7
1891...	461.6	346.2	75.0	314.9	268.1	85.1	776.5	614.3	79.1
1892...	552.0	456.2	82.6	297.9	251.7	84.5	849.9	707.9	83.3
1893...	405.1	299.6	73.9	287.4	270.4	94.1	692.5	569.4	82.2
1894...	405.6	299.1	73.7	251.9	239.0	94.9	657.5	538.1	81.8
1895...	392.4	289.5	73.6	497.5	439.7	88.4	890.9	729.2	81.8
1896...	497.9	381.6	76.6	275.6	252.4	91.6	657.5	624.0	82.0
1897...	434.8	350.0	80.5	320.6	290.7	90.7	755.4	640.7	84.8
1898...	392.3	304.3	77.4	286.7	251.6	87.8	680.0	555.9	81.8
1899...	478.5	391.0	81.7	398.2	348.7	87.6	876.7	739.7	83.4
TOTAL.	14677.5	11726.6	#	11717.9	10207.8	#	26295.4	21934.4	#
MOYENNES.	441.7	355.4	80.5	355.1	309.3	87.1	796.8	664.7	83.6

(1) Voir à la fin le tracé graphique.

TABLEAU I. STATION DES CINQ-TRANCHÉES
 QUANTITÉS D'EAU REÇUES RESPECTIVEMENT PAR LES PLUVIOMÈTRES HORS BOIS
 ET SOUS BOIS

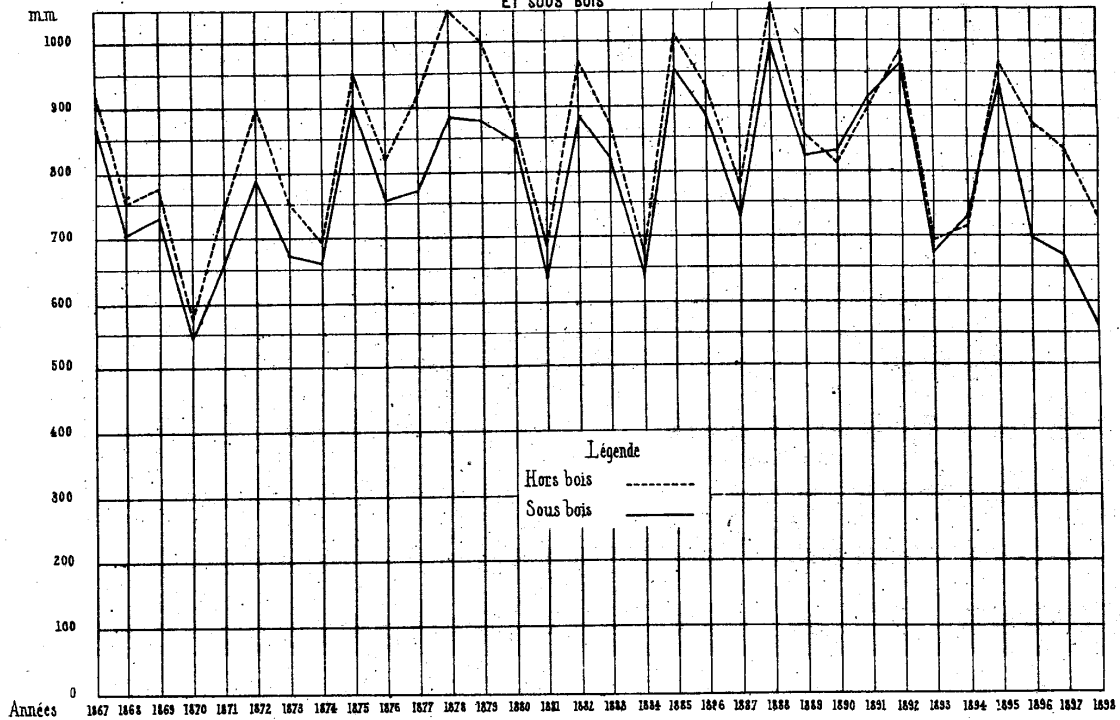
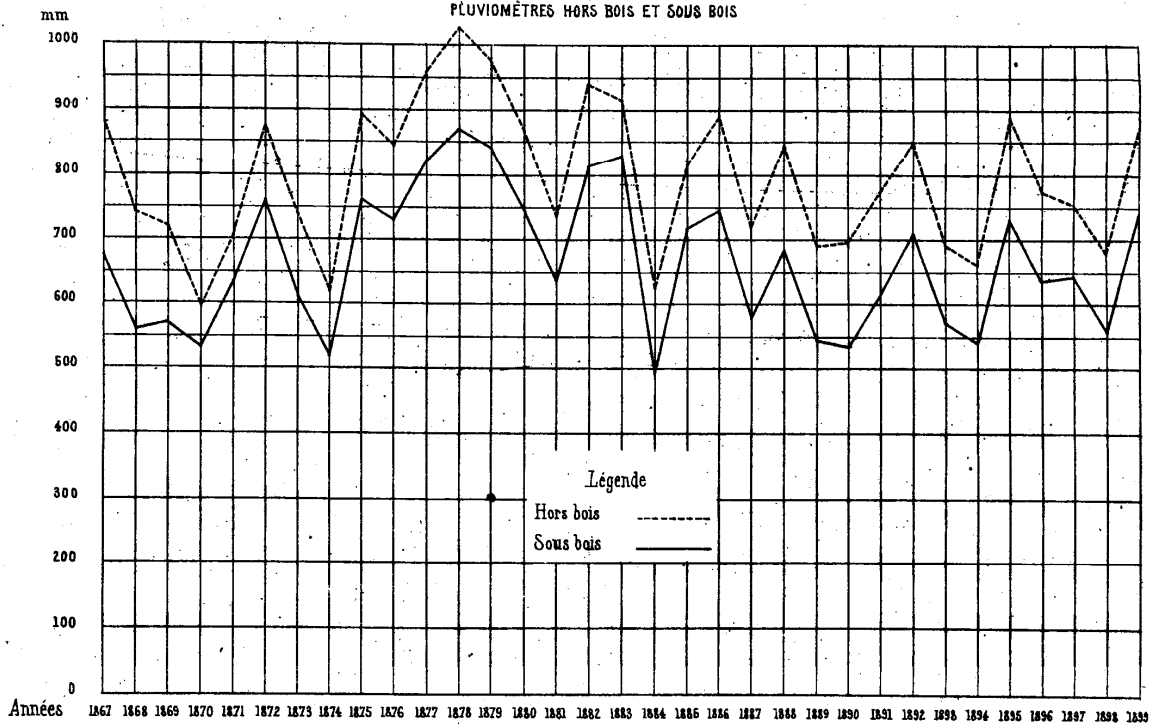


TABLEAU N. STATION DE BELLEFONTAINE. QUANTITÉS D'EAU REÇUES RESPECTIVEMENT PAR LES
 PLUVIOMÈTRES HORS BOIS ET SOUS BOIS



Pendant la saison de végétation, les mesures faites pendant 32 ans à la station des cinq tranchées montrent une interception moyenne de 11,8% d'un perchis de hêtre de 40 ans au début des mesures. En période défeuillée, l'interception est moindre et de l'ordre de 3,1%. La portion d'eau retenue par les cimes augmentent de 1867 à 1888 en même temps que l'âge des arbres (40 à 62 ans) et le couvert ; elle diminue alors à la suite d'une éclaircie en 1889. Pour la station de Bellefontaine, l'interception est en moyenne de 19.5% pendant la saison.

Pour le hêtre, la synthèse faite par Aussenac et Boulangeat (1980) montre des interceptions variant de 10 à 30% selon les types de peuplements, les régions....

TABLEAU 15
Valeurs d'interception de peuplements de hêtre (*Fagus sylvatica* L.) mesurées par différents auteurs.
(d'après AUSSENAC et BOULANGEAT, 1980)

Auteurs et Région	Interception (% P _i)	Période des mesures	P _i (mm)	P ₁ (% P _i)	P ₂ (% P _i)	Peuplement			Observations
						Age (an)	Densité (tiges/ha)	Hauteur (m)	
ABAGIU <i>et al.</i> , 1974 Roumanie	26	Année	1 100.0			70		22.0	Altitude 800 m
AUSSENAC	18.9	Été 1966	356.0	74.8	6.3	30	1 300	12.5	
France (Lorraine)	16.9	Année	724.2	76.0	7.1	30	1 300	12.5	
1975	28.9	Été 1972	537.7	56.5	14.6	130	375	32.6	
	28.0	Année	701.3	56.9	15.0	130	375	32.6	
	25.4	Été 1972	525.7	63.4	11.2	130	230	33.0	
	25.5	Année	709.3	62.8	11.6	80	230	33.0	
	25.0	Été 1972	582.8	66.4	8.6	80	993	15.5	
	23.8	Année	735.9	66.9	9.2	80	993	15.5	
	25.5	Été 1972	524.0	63.6	10.9	45	2 583	13.1	
	25.0	Année	616.0	63.7	11.2	45	2 583	13.1	
BRECHTEL 1969	20.0	Année	834.0	62.0	18.0	24	2 100	13.7	
Allemagne (Rhénanie)	26.0	Année	834.0	54.0	20.0	98	450	26.2	
BULTOT <i>et al.</i> , 1972	14.2	Année	1 320.0			120-150	281	20.0	
Belgique (Ardennes)	21.0	Été	629.0			120-150	281	20.0	
BRÜHLART, 1969	10.1	Mai-Nov.	754.7	76.4	13.5	35		15.0	Jeune futaie, 50% hêtre
Suisse (Zürich)	13.2	Avr.-Oct.	561.3	74.1	12.7	35		15.0	Jeune futaie, 30% chêne
CEPEL, 1967	21.0	Été	341.0	66.0	13.0	50		15.0	Peuplement de <i>Fagus orientalis</i>
Turquie (Istanbul)	17.4	Année	1 045.0	67.1	15.5	50		15.0	- Recouvrement du couvert 80%
EIDMANN, 1959	10.8	Mai-Oct.	629.0	72.7	16.5	60-140			
Allemagne (Ruhr)	7.6	Année	1 216.0	75.8	16.6	60-140			
HOPPE, 1896	19.0	Avr.-Nov.	435.6	64.0	17.0	88	1 100		
Autriche	20.0	Mai-Oct.	308.8	66.0	14.0	84	525		
MITSCHERLISCH et MOLL	24.0	Année	1 237.0	64.0	13.0	40	1 167	17.5	
Allemagne (Forêt Noire)									
1970									
NIHLGARD, 1970	21.9	Févr.-Nov.	638.0	66.2	11.9	100	240	25.0	
Suède (Sud)	19.8	Année	885.0	68.7	11.5	100	240	25.0	

L'interception nette varie fortement selon les espèces. D'une façon générale, elle est plus forte sous résineux que sous feuillus.

Interception nette et écoulement le long des troncs en pourcentage des précipitations incidentes annuelles chez quelques essences forestières

ESPECE	Age (ans)	Hauteur (m)	Densité (tiges/ha)	Interception nette (%)	Écoulement le long des troncs (%)	Région et référence (Aussenac 1980)
<i>Abies grandis</i>	33	23,0	620	43,1	1,1	Lorraine, Aussenac 1968
<i>Picea abies</i>	24	12,5	2 160	34,3	1,8	Lorraine, Aussenac 1968
<i>Picea abies</i>	38	16,0	1 500	20,5		Ardennes, Bultot et al. 1972
<i>Pinus sylvestris</i>	29	13,0	1 520	30,5	1,5	Lorraine, Aussenac 1968
<i>Pinus halepensis</i>		11,0	660	21,5 (*)		Languedoc, Rapp 1968
<i>Pinus pinæa</i>	77	14,0	400	26,0 (*)		Italie, Pavari 1937
<i>Pinus pinæa</i>	44	18,0	95	38,0 (*)		Italie, Pavari 1937
<i>Pseudotsuga menz.</i>	15	11,1	4 625	36,4	15,0	Lorraine, Aussenac 1975
<i>Pseudotsuga menz.</i>	15	11,7	2 310	36,4	12,1	Lorraine, Aussenac 1975
<i>Pseudotsuga menz.</i>	15	11,7	1 484	32,3	7,7	Lorraine, Aussenac 1975
<i>Pseudotsuga menz.</i>	15	11,8	1 118	34,2	6,2	Lorraine, Aussenac 1975
<i>Fagus silvatica</i>	30	12,5	1 300	16,9	7,1	Lorraine, Aussenac 1968
<i>Fagus silvatica</i>	45	13,1	2 583	25,0	11,2	Lorraine, Aussenac 1975
<i>Fagus silvatica</i>	80	15,5	993	23,8	9,2	Lorraine, Aussenac 1975
<i>Fagus silvatica</i>	130	33,0	230	25,5	11,6	Lorraine, Aussenac 1975
<i>Fagus silvatica</i>	130	32,6	375	28,0	15,0	Lorraine, Aussenac 1975
<i>Fagus silvatica</i>	135	20,0	231	14,2		Ardennes, Bultot et al. 1972
<i>Quercus sessiliflora</i> (avec s/étage de <i>Fagus silvatica</i> L.)	160	35,0	339	24,9	1,3	Perche, Aussenac 1975
<i>Quercus sessiliflora</i>	160	35,0	121	20,4	0,3	Perche, Aussenac 1975
<i>Quercus sessiliflora</i>	160	35,0	102	18,4	0,3	Perche, Aussenac 1975
<i>Quercus ilex</i>		12,0	427	33,7	5,0	Languedoc, Ettehad 1973
<i>Quercus ilex</i>		10,0	1 400	30,7	4,2	Languedoc, Ettehad 1973
<i>Quercus robur</i> + <i>Fagus silvatica</i> + <i>Carpinus betulus</i> + <i>Quercus sessiliflora</i> + <i>Betula</i> Sp.	30-90	25,0	1 250	14,7	6,7	Ardennes belges, Schnock 1970

(*) Déduction non faite de l'écoulement le long des troncs.

Espèce	Age (ans)	Densité (arbres/ha)	P _i (mm)	I _n (% P _i)	P _s (% P _i)	P _t (% P _i)
Essences feuillues						
Chêne sessile	120	182	732	28,8	70,06	0,6
	20 - 60	2144	849	19,1	73,4	7,5
Chênes sessile et chevelu	65	816	595	20,1	76,8	3,1
Chêne vert	—	1400	988	30,7	65	4,2
Hêtre	130	230	709	25,5	62,9	11,6
	45	2583	616	25	63,7	11,3
Essences résineuses						
Epicéa	24	2160	816	34,3	63,7	1,8
	30	—	2130	28	69	3
Sapin de Vancouver	33	620	816	43,1	56,8	1,1
Pin sylvestre	30	2022	849	25	72	3
	29	1520	816	30,8	67,6	1,6
Pin maritime	18	880	973	17,7	78,6	3,7

Moyennes annuelles d'interception (I_n), d'égouttement (P_s) et d'écoulement le long des troncs (P_t) pour différents peuplements forestiers (Fort-Sénéquier 1999)

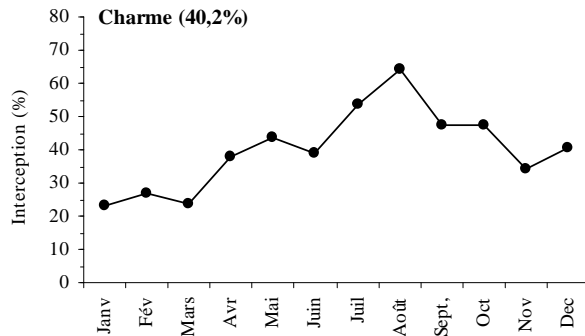
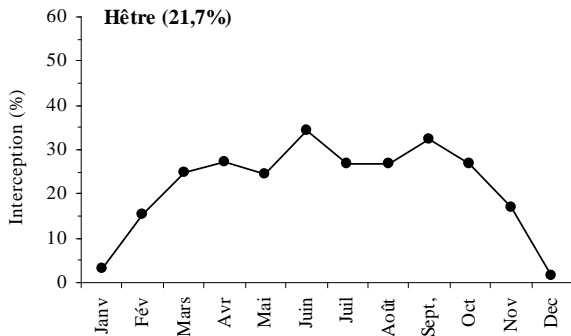
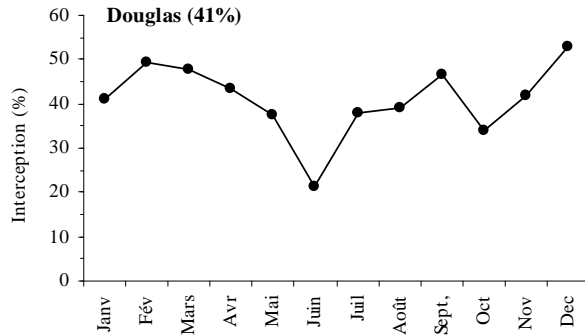
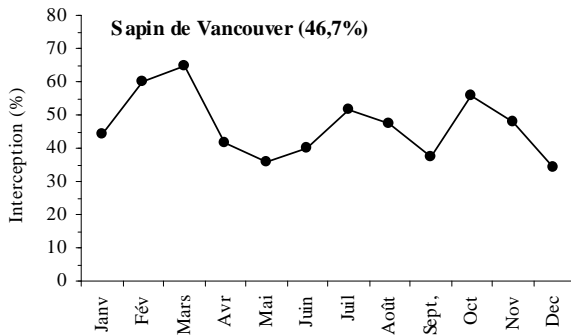
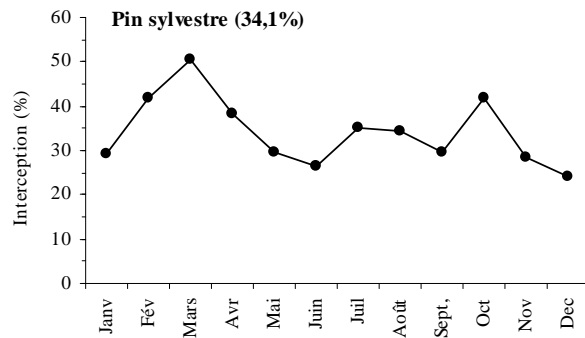
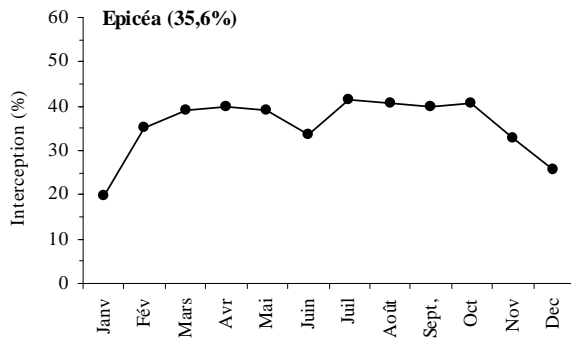
Espèce	Age (ans)	Hauteur (m)	Densité (arbres/ha)	Période de mesures	In (% Pi)	Ps (% Pi)	Pt (% Pi)	Pi (mm)	Région	Auteurs
<i>Fagus sylvatica</i>	120 - 150	20	281	mai - juin année	25.0		2	196	Belgique (Ardennes)	Noirfalise (1959)
<i>Fagus sylvatica</i>	120 - 150	20	281	mars - sept. année	14.2			1 320	Belgique (Ardennes)	Bulot et al. (1972)
<i>Fagus sylvatica</i>	130	33	230	année	20 - 25	62.9	11.6	709.3	Belgique (Ardennes)	Bulot et al. (1972)
<i>Fagus sylvatica</i>	130	33	230	été	25.5	63.4	11.2	525.7	France (Lorraine)	Aussenac (1975)
<i>Fagus sylvatica</i>	45	13.1	2 583	année	25.4	63.7	11.3	616.0	France (Lorraine)	Aussenac (1975)
<i>Fagus sylvatica</i>	45	13.1	2 583	été	25.5	63.6	10.9	524.0	France (Lorraine)	Aussenac (1975)
<i>Fagus sylvatica</i>	100	11 - 34		année	15.2	78.6	6.2	634.0	France (S. Paris)	Aussenac (1978)
<i>Fagus sylvatica</i>	100	11 - 34		juin - oct. année	18.5	77.0	4.5	299.7	France (S. Paris)	Farjahn (1978)
<i>Fagus sylvatica</i>	120	27	300	année	33.4		non mes.	820	France (Ouest)	Forgerard et al. (1980)
<i>Fagus sylvatica</i>	120	27	300	mai - oct. oct. - juillet	33.9		non mes.	424.8	France (Ouest)	Forgerard et al. (1980)
<i>Fagus sylvatica</i>	80	25	743	année	15.0	80	5.0	265.2	France (Lorraine)	Aussenac et al. (1980)
<i>Fagus sylvatica</i>	80	25	743	été	21.0	76	3.0	265.2	France (Lorraine)	Aussenac et al. (1980)
<i>Fagus sylvatica</i>	150	21	200	année	32.2	62.8	5.0		Belgique (Ardennes)	Petit et al. (1984)
<i>Fagus sylvatica</i>	150	21	200	mai - oct. mai - oct.	34.5	62.5	3.0		Belgique (Ardennes)	Petit et al. (1984)
<i>Fagus sylvatica</i>	150	21	200	mai - oct.	18.0	78.0	4.0		France (S. Paris)	Pontailier et al. (1988)
<i>Quercus sessiliflora</i>	20 - 60	10	2 144	année	19.1	73.4	7.5	849	Belgique	Bodeur (1954)
<i>Quercus sessiliflora</i>	160	35	339	année	24.9				France (Normandie)	Aussenac (1975)
<i>Quercus robur</i> + <i>Carpinus betulus</i> + <i>tallis</i>	30 - 90	21.7	280	mai - nov. nov. - mai	21.2	76.5	2.2	491.5	Belgique	Schnock et al. (1980)
<i>Quercus petraea</i>	30 - 90	21.7	280	mai - oct. mai - oct.	12.0	84.0	4.0	502.4	Belgique	Schnock et al. (1980)
<i>Quercus petraea</i>	120	30	182	mai - oct.	28.0	71.5	0.5	731.6	France (S. Paris)	Pontailier et al. (1988)
<i>Quercus petraea</i>	120	30	182	année	28.8	70.6	0.6	377.7	France (S. Paris)	Nizinski et al. (1989a)
<i>Quercus petraea</i>	120	30	182	mai - oct.	34.4	65.5	0.1	377.7	France (S. Paris)	Nizinski et al. (1989a)
<i>Quercus petraea</i>	120	30	182	oct. - mai	22.4	76.6	1.0	363.9	France (S. Paris)	Nizinski et al. (1989a)
<i>Quercus ilex</i>	120	10	1 400	année	30.7	65.1	4.2	987.8	France (Languedoc)	Etehad (1971)

Espèces	Age (ans)	Hauteur (m)	Densité (arbres/ha)	Période de mesures	In (% Pi)	Ps (% Pi)	Pt (% Pi)	Pi (mm)	Région	Auteurs
<i>Abies grandis</i>	33	23.0	620	année	43.1	56.8	1.1	816.4	France (Lorraine)	Aussenac (1968)
<i>Abies balsamea</i>	20			juin - août	25.2	74.8		329	Canada (Québec)	Frechette (1969)
<i>Abies balsamea</i>	50			juin - août	34.0	66.0		329	Canada (Québec)	Frechette (1969)
<i>Abies balsamea</i> *	65	16.4	4 400	juin - sept.	32.0	67.7	0.3	486.4	Canada (Québec)	Piarrandon et al. (1984)
<i>Picea abies</i>			densité	mai - juin	38			196	Belgique (Ardennes)	Noirfalise (1959)
<i>Picea abies</i>			peu dense	mai - juin	23			196	Belgique (Ardennes)	Noirfalise (1959)
<i>Picea abies</i>	24	12.5	2 160	année	34.3	63.7	1.8	816.4	France (Lorraine)	Aussenac (1968)
<i>Picea abies</i>	38	16	1 500	année	20.5			1 320	Belgique (Ardennes)	Bultot et al. (1972)
<i>Picea abies</i>	33	20	1 280	année	59.3		non mes.	820	France (Ouest)	Forgeard et al. (1980)
<i>Picea abies</i>	30	12	1 200	année	42.0				Belgique (Ardennes)	Petit et al. (1984)
<i>Picea abies</i>	100		300	année	33.5	65.5	0.6 - 1.4		Belgique (Ardennes)	Petit et al. (1984)
<i>Pinus silvestris</i>	30	13	2 022	année	25.0	72.0	3.0	849	Belgique	Bodaux (1954)
<i>Pinus silvestris</i>	29	13	1 520	année	30.8	67.6	1.6	816.4	France (Lorraine)	Aussenac (1968)
<i>Pinus silvestris</i>	20	13	2 190	année	50.8		non mes.	820	France (Ouest)	Forgeard et al. (1980)
<i>Pinus halepensis</i>		11	660	année	78.5		non mes.	770	France (Languedoc)	Rapp et al. (1968)
<i>Pinus pinaster</i>	35		800	année	27.6	70.1	2.3	769	France (Languedoc)	Rapp et al. (1978)
<i>Pinus pinaster</i>	18	12	880	année	17.7	78.6	3.7	973.7	France (Landes)	El Hadj Mousa (1990)
<i>Pseudotsuga menz.</i>	15	11.8	1 118	mai - déc.	34.2	59.6	6.2	460	France (Lorraine)	Aussenac (1975)
<i>Pseudotsuga menz.</i>	15	11.1	4 265	mai - déc.	36.4	48.6	15.0	460	France (Lorraine)	Aussenac (1975)
<i>Pseudotsuga menz.</i>	20	13.0	2 530	année	51.2		non mes.	820	France (Ouest)	Forgeard et al. (1980)
<i>Pseudotsuga menz.</i>	23	16.0	535	oct. - juillet	35.0	61	4.0	424.8	France (Lorraine)	Aussenac et al. (1980)
<i>Pseudotsuga menz.</i>	23	17.0	2 229	oct. - juillet	37.0	46	17.0	424.8	France (Lorraine)	Aussenac et al. (1980)

* partiellement défolié (40%)

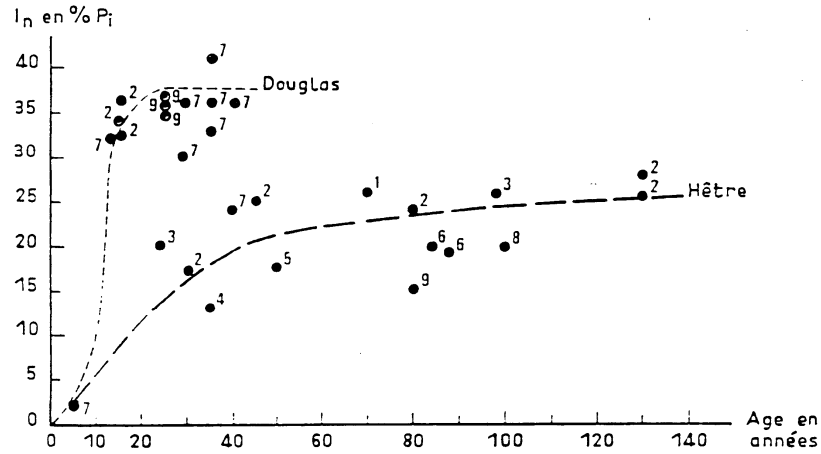
A partir de différentes synthèses, il apparaît que l'interception varie de 25 à 45% pour les résineux et de 15 à 30% pour les feuillus. La comparaison entre les espèces est cependant délicate en raison des variations importantes observées selon l'âge des arbres, la surface des couronnes ou encore la densité du peuplement.

Les tableaux ci-dessous et les données utilisées pour la construction des figures ci-dessous proviennent des travaux de Ebener (2000) (voir sa thèse pour les détails ; annexes 15.2 et 15.3).



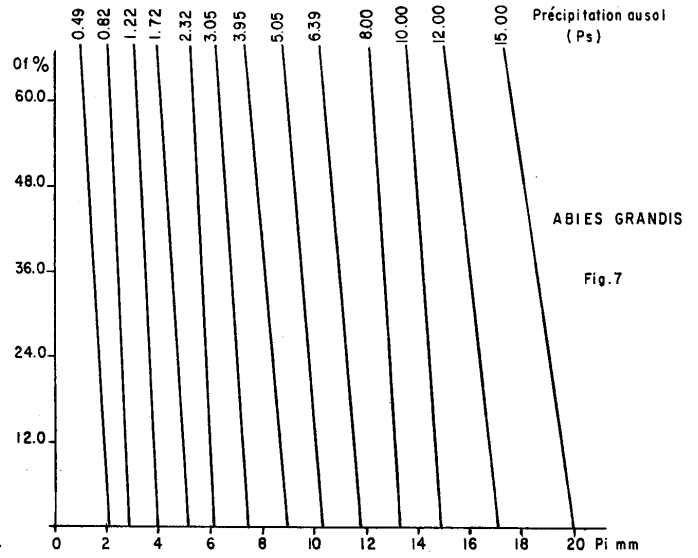
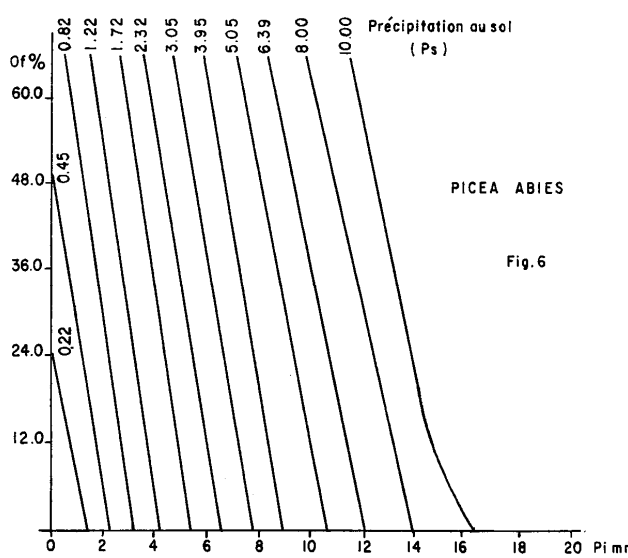
□ **Effet de l'âge**

L'âge des arbres influence les précipitations dans le sens où les jeunes peuplements aux houppiers peu développés interceptent moins de pluie que des arbres adultes (chaque numéro correspond à un cas ; sources diverses citées par Aussenac et Boulangeat 1980).



□ **Effet de l'importance du couvert**

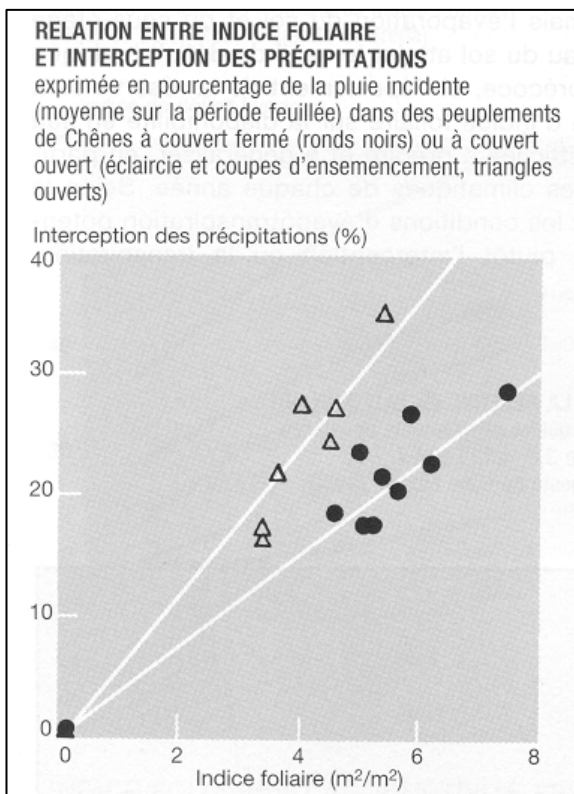
A partir de la définition d'un "indice d'opacité optique" du feuillage (of), Aussenac (1970) a été un des premiers à montrer qu'il y avait une relation étroite entre la surface foliaire et l'interception des pluies. Cet indice est le rapport en % de l'éclairement sous couvert à l'éclairement incident (coefficient d'extinction du couvert).



Graphiques donnant à précipitation au sol constante (P_s), l'opacité optique (of) et la précipitation incidente (P_i) pour *Picea abies* et *Abies grandis* (Aussenac 1970)

Les graphes ci-dessous donnent la variation des précipitations au sol en fonction de l'opacité optique (of) et des précipitations incidentes (P_i). Les précipitations au sol sont représentées par une famille de courbes dont la pente diminue des faibles précipitations vers les fortes. Pour une

même précipitation incidente (P_i), la même variation Δ of entraîne une plus grande variation de la pluie au sol (P_s), ceci bien sûr est dû à la pente des courbes considérées. Si, à la limite, ces dernières devenaient des droites perpendiculaires à l'axe des abscisses, l'opacité optique n'interviendrait plus. C'est-à-dire, que l'hétérogénéité du couvert forestier ne pourrait pas être mise en évidence et que seul un effet d'interception d'ensemble apparaîtrait. C'est d'ailleurs ce que tendrait à montrer la figure pour les Sapins de Vancouver. En effet, la capacité maximale de rétention en eau est plus élevée pour ce peuplement que pour les Epicéas. Or, il est possible de voir sur la figure que la variation « d'opacité optique » est plus déterminante pour les seconds que pour les premiers. Ceci peut être expliqué en remarquant que les Sapins de Vancouver observés sont plus grands que les Epicéas et qu'il est possible que le vent homogénéise les précipitations sous le couvert. Les couronnes étant situées plus haut, le profil de vent dans les deux peuplements est différent.

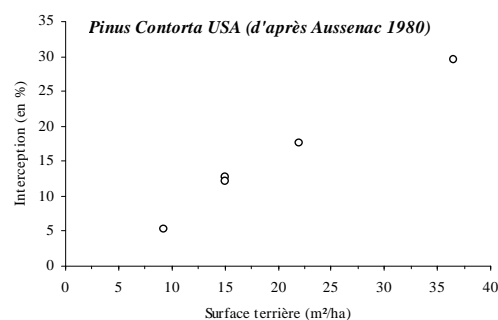


Dans un récent article sur l'indice foliaire des couverts forestiers (Bréda 1999) met clairement en évidence le rôle de ce paramètre dans l'interception des pluies. L'interception des pluies augmente linéairement selon la surface de feuilles du peuplement. Le doublement de l'indice foliaire (4 à 8) entraîne un doublement de l'interception des pluies (15 à 30%). A indice foliaire équivalent (5 m^2/m^2), les chênes éclaircis interceptent davantage de pluie que les témoins, respectivement 30% et 20%. Cette différence est due :

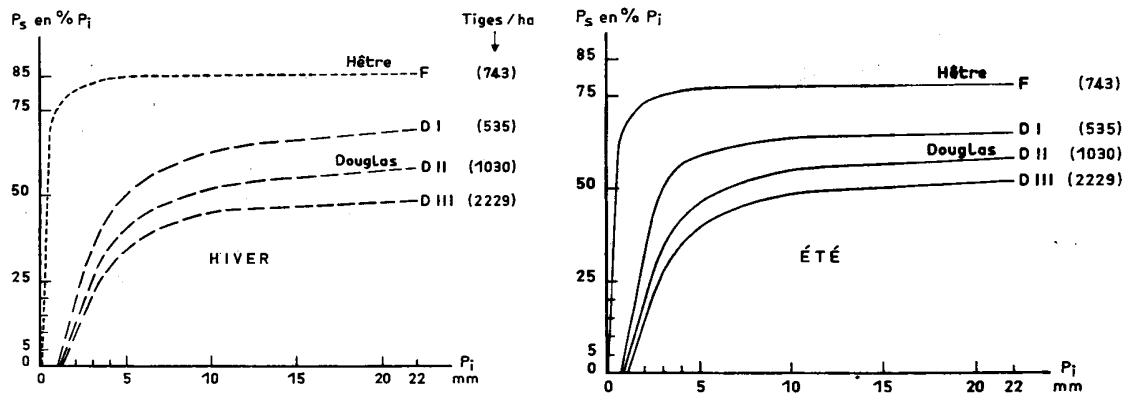
- À une plus grande capacité de saturation des couronnes plus isolées ;
- Évaporation plus rapide de l'eau interceptée grâce aux turbulences créées par l'irrégularité du couvert.

□ Effet de la densité de plantation

Quand le couvert est fermé, la densité de plantation, c'est-à-dire le nombre de tiges à l'hectare, intervient peu sur l'interception nette (effet majeur de la surface foliaire). En revanche, quand on pratique des éclaircies dans un peuplement dense, l'interception nette diminue en relation avec l'importance de l'éclaircie.

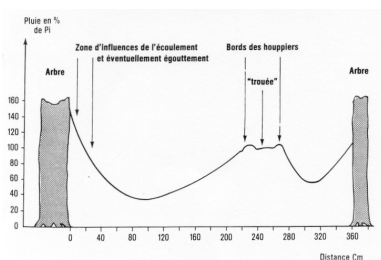
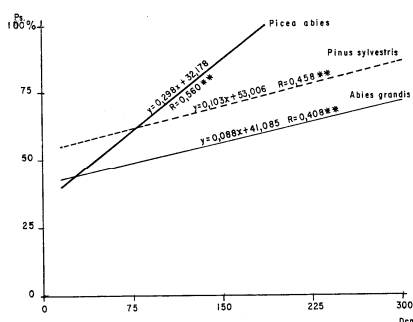


Dans leur étude sur l'interception des précipitations dans des peuplements de Douglas et de Hêtre, Aussenac et Boulangeat (1980) ont montré l'importance de la densité de plantation sur l'interception des pluies.



La densité a une grande influence sur la répartition de l'eau au sol. Pour des faibles pluies incidentes, la densité ne joue pas un grand rôle et les pluies au sol ne représentent qu'un très faible pourcentage des pluies incidentes. Pour des pluies incidentes fortes, l'interception est d'autant plus forte que la densité est élevée. Pour $P_i = 10$ mm, 65% des pluies arrivent au sol dans le cas d'une densité de 535 tiges/ha et seulement 45% pour une densité de 2229 tiges /ha. Cette différence est due à une capacité maximale de rétention en eau supérieure dans le cas des fortes densités (voir paragraphe 511). Ces courbes montrent également la différence entre un peuplement de feuillu et un peuplement de résineux qui intercepte davantage les pluies : pluie incidente = 10 mm ; densité < 1000 tiges/ha ; interception = 40 à 50% sous résineux et 15% sous feuillu.

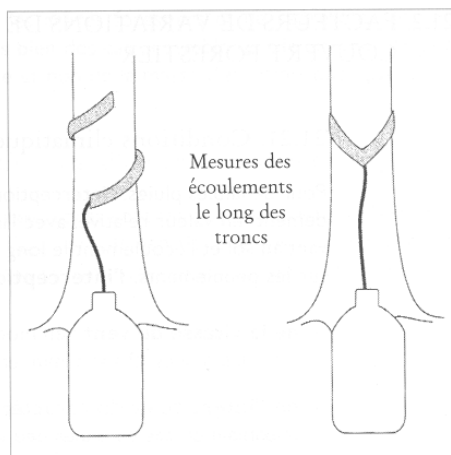
Dans des peuplements de résineux, Aussenac (1970, 1980) a montré que les précipitations au sol augmentent quand on s'éloigne du tronc et quand on s'approche du bord des couronnes (effet de l'épaisseur des houppiers).



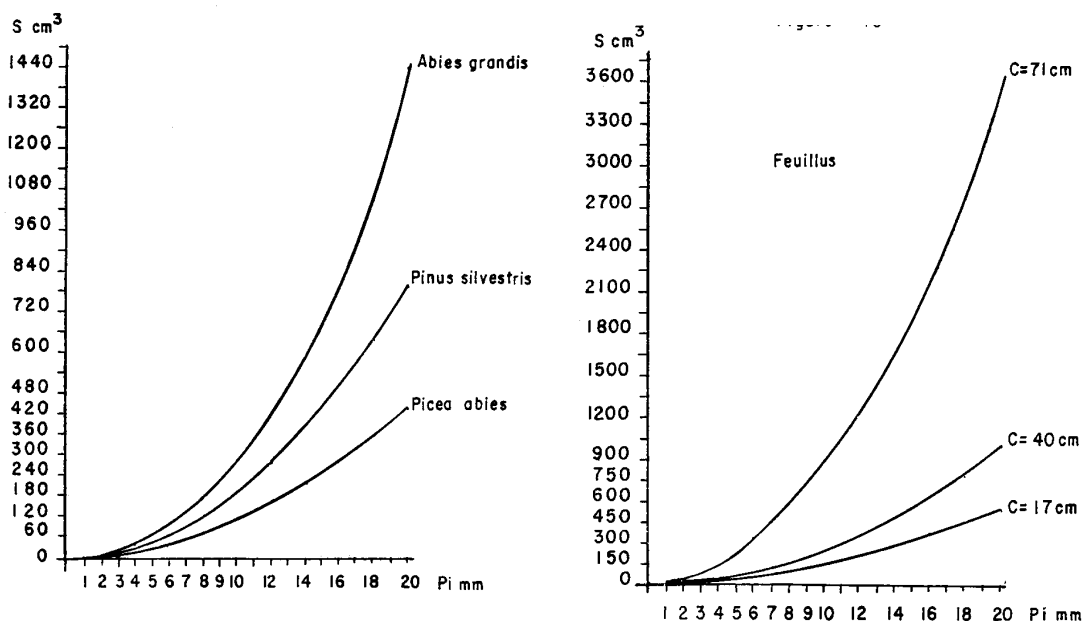
Le schéma théorique de la répartition des précipitations arrivant au sol sous un couvert forestier est donné ci-dessous (Aussenac 1980). Autour du tronc se trouve une zone bien alimentée en eau grâce aux effets cumulés de l'écoulement le long du tronc (Pt), des précipitations arrivant au sol en traversant le couvert (PS) et éventuellement pour certaines espèces d'un égouttement. Ensuite il y a diminution puis augmentation de la hauteur d'eau au sol jusqu'à atteindre les valeurs des précipitations incidentes dans les trouées séparant les arbres.

17.1.3. Écoulement le long des troncs.

L'interception par les couronnes joue donc un rôle majeur dans la quantité de pluie arrivant au sol. Si elle limite potentiellement l'eau disponible pour l'arbre, les phénomènes d'écoulement le long des troncs peuvent, en partie, compenser cette perte. Le recueil des eaux s'écoulant le long des troncs se fait à partir de collerettes fixées autour du tronc.



Cet écoulement varie selon les espèces, le diamètre des arbres, l'intensité des pluies incidentes. Les figures ci-dessous présentent les variations de l'écoulement le long des troncs selon l'importance des pluies incidentes pour des peuplements résineux et pour un peuplement feuillu composé d'arbres de diamètres variables (hêtre et charme) (Aussenac 1970).



Espèce	Nb tiges/ha	Hauteur (m), diamètre (cm) et âge (ans)	Écoulement le long des troncs (en litre) pour un arbre moyen
<i>Abies grandis</i>	620	23 - 30 - 33	164 - 132
<i>Picea abies</i>	2160	12.5 - 12 - 24	78 - 62
<i>Pinus sylvestris</i>	1520	13 - 17 - 29	100 - 76
Hêtre et Charme (été)	1300	12.5 - 8.7 - 24	*** - 162

(premier chiffre : estimation mai 1965 à avril 1966 ; deuxième : mai 1966 à avril 1967 ; Aussenac 1970)

Si ces chiffres sont rapportés à l'hectare, les écoulements sont en moyenne (pour les deux périodes) de 130 000 litres/ha pour le pin sylvestre, 151 000 litres/ha pour l'épicéa, 83 000 litres/ha pour le sapin de Vancouver et 510 000 litres/ha pour les feuillus. Pour l'année 1965-1966, l'eau reçue en plus de celle arrivant directement au sol a été de 225 mm, 192 mm, 284 mm et 453 mm pour les pins sylvestres, les épicéas, les sapins et les feuillus. Pour les feuillus, l'écoulement augmente sensiblement selon le diamètre de l'arbre. Pour une P_i de 10 mm, l'écoulement est multiplié par 4 quand on passe d'une circonférence de 40 cm à 71 cm.

Dans les quatre peuplements de Douglas et de Hêtre étudiés par Aussenac et Boulangeat (1980) (voir paragraphe précédent), il apparaît que la diminution des pluies arrivant au sol relative à l'augmentation de la densité est en partie compensée par un écoulement le long des troncs plus important. En été, pour une pluie incidente de 10 mm, l'écoulement le long des troncs ne représente que 3% de P_i pour la faible densité (535 tiges/ha) et plus de 15% pour la forte densité (2229 tiges/ha). En valeur relative, l'écoulement est plus fort en hiver qu'en été et la différence saisonnière est plus élevée chez les feuillus.

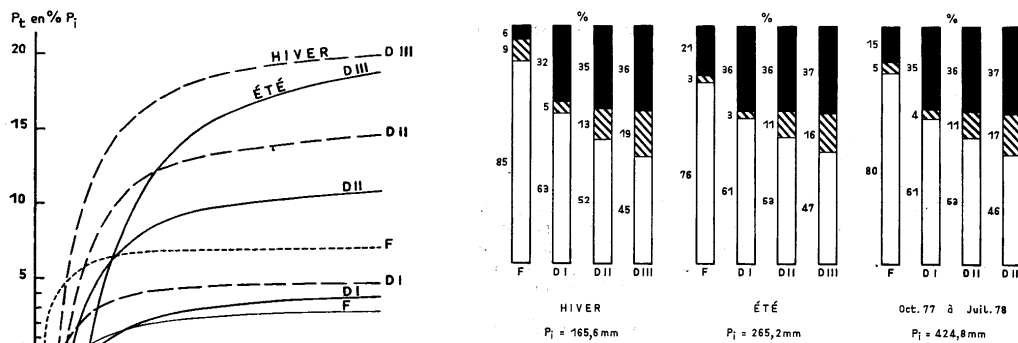


FIG. 1. — Influence des différents peuplements sur les précipitations : Interception (■), écoulement le long des troncs (▨), pluie arrivant directement au sol (□) en pourcentage des précipitations incidentes.

A partir de mesures équivalentes, différents travaux ont permis de distinguer des espèces à écoulement fort et des espèces à écoulement faible.

Écoulement fort	Écoulement faible
Hêtre	Chêne sessile
Charme	Chêne pédonculé
Tilleul	Sapin pectiné
Erables	Sapin de Vancouver
Douglas	Epicéa
	Pin sylvestre

17.2. Interception de la neige

L'importance du volume de la neige retenu par les houppiers dépend directement :

- De la vitesse du vent : l'interception est maximale pour des vents de faible intensité ;
- De l'état physique des flocons ;
- De la nature du feuillage, du type de ramification ainsi que de la rigidité des branches. Les résineux à couvert dense et à ramification de type horizontal (sapin, épicéa) retiennent un maximum de neige dans leurs houppiers, les branches pouvant même casser sous son poids. On observe que l'épicéa, très polymorphe, présente deux écotypes différents selon l'altitude. En haute altitude, la réduction de la longueur et du diamètre des branches favorise le glissement de la neige vers le bas, limitant ainsi les risques de casse. Les espèces à feuilles caduques, caractérisées par une ramification plus ouverte et une disposition des feuilles très différente de celle des résineux, interceptent, pour leur part, de plus faibles quantités de neige.

D'une façon générale, la capacité maximale de stockage de la neige par le couvert est près de cinq fois plus élevée que celle observée dans le cas de la pluie, pour une même essence. Une petite partie de la neige interceptée retourne directement dans l'atmosphère sous forme vapeur, par sublimation. La majorité, entre 85 et 95%, retombe au sol sous forme solide, par décharge mécanique ou liquide, par fusion.

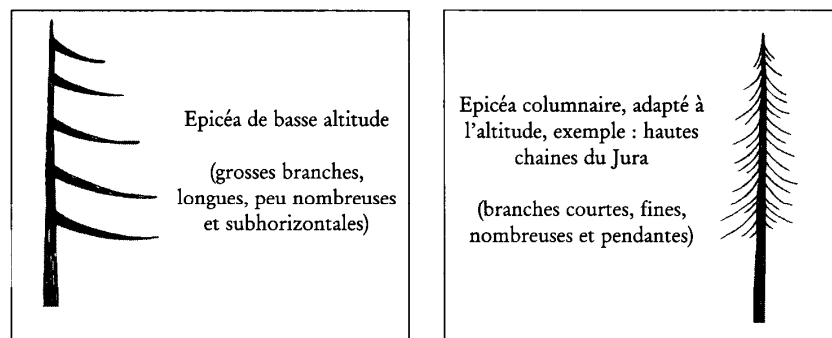


Figure 6 : Morphologie de deux épicéas, forme courante et forme colonnaire⁽²¹⁾.

(Fort-Sénéquier 1999)

17.3. Évapotranspiration d'un couvert forestier

17.3.1. Méthodes d'évaluation de l'ETR

Une fois arrivée au sol, les pluies peuvent ruisseler en surface au sein des horizons superficiels, s'infiltrer par gravité plus ou moins profondément dans le sol ou retourner à l'atmosphère sous forme de vapeur par évapotranspiration (voir cours n°1). L'infiltration va dépendre des caractéristiques physiques du sol (texture, charge en cailloux...).

L'évapotranspiration réelle (ETR) d'un peuplement forestier est la résultante de la transpiration (T) des arbres, de la transpiration du sous-étage (Tse), de l'évaporation du sol (Es), de l'évaporation de l'eau interceptée après une averse (Ein). Parmi ces termes, la transpiration des arbres (T) est de loin le facteur essentiel de variation de l'ETR. Es et Ein sont très souvent négligés et, en couvert fermé, Tse est généralement faible (10% à 30% de l'ETR du peuplement) en raison du faible rayonnement solaire arrivant jusqu'au sol.

La transpiration peut être estimée :

- **Par des méthodes analytiques** qui consistent à évaluer séparément la transpiration des arbres et éventuellement du sous-bois et de la strate herbacée et l'évaporation du sol :

- La méthode du rameau coupé qui consiste à faire des pesées successives d'un même rameau prélevé dans le houppier. Sur un temps très court après l'excision (< 10 min), le comportement du rameau peut être considéré comme très voisin de celui du rameau en place. Cette méthode est utilisée à l'échelle de la journée et les résultats sont exprimés en mg d'eau par mg de poids sec par minute ou mg d'eau par cm² de surface et par minute. L'extrapolation à l'échelle du couvert nécessite l'estimation de la biomasse ou de la surface totale des feuilles ;
 - La méthode des enceintes closes qui consiste à enfermer le rameau dans une enceinte close et à mesurer les pertes en eau par transpiration (mesures de conductance stomatique) ;
 - La mesure du flux de sève dans les arbres qui représente la vitesse de circulation de la sève dans les tissus conducteurs de section a. Ces vitesses sont converties en volume d'eau transpirée ;
 - La mesure des flux de vapeur d'eau au-dessus du couvert. Cette mesure nécessite un appareillage complexe et la mesure de nombreux paramètres microclimatiques ainsi que leur variation au sein du peuplement (température, vitesse du vent, humidité de l'air...résolution du bilan d'énergie). De telles mesures ne sont effectuées que sur des dispositifs expérimentaux de recherches ;
 - Le calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP) à partir d'équations mathématiques plus ou moins complexes (Penmann et Penmann-Monteith) permet d'estimer la transpiration (T) des arbres. En effet, il existe une relation étroite entre l'ETP et la transpiration d'un peuplement (voir cours sur le bilan hydrique et figures ci-dessous).
- **Par des méthodes d'évaluation globale** qui essaient de chiffrer directement l'ETR du peuplement. Ces méthodes sont fondées sur la résolution de l'équation classique du bilan hydrologique. La difficulté consiste à estimer d'une façon satisfaisante les différentes variables et notamment la variation du stock d'eau du sol.

$$ETR = P - D - \Delta S$$

Avec P = pluie incidente, D = drainage, ΔS = variation du stock d'eau.

Ces estimations peuvent être faites à partir de lysimètres. Au niveau annuel, la résolution de cette équation permet d'estimer le bilan hydrologique dans les bassins versants.

17.3.2. Transpiration et évapotranspiration des arbres en forêt

D'une façon générale, les valeurs d'ETR des peuplements forestiers fermés sont assez proches les unes des autres. Les différences s'observent surtout quand on considère l'importance relative de l'évaporation de l'eau interceptée, de l'évaporation du sol (Es) et de la transpiration (Tr) dans l'ETR du peuplement forestier (Fort-Sénéquier 1999).

Espèce	Période	Age	Densités (arbres/ha)	Pi (mm)	ETR (mm)	ETR (mm/j)	ln/ETR (%)	(Tr+Es)/ETR (%)	
Chêne sessile	15/05 19/10/1981	au	120	182	513	509	3,22	33	67
Chêne sessile	19/05 13/10/1982	au	120	182	322	340	2,29	29	71
Hêtre	13/07 24/10/1978	au	80	743	148	208	2,21	16	84
Douglas	13/07 24/10/1978	au	23 11	2229 3086	148 148	211 218	2,24 2,31	34 24	66 76

En milieu tempéré, la transpiration d'un peuplement forestier varie généralement de 2 à 4 millimètres par jour soit 20 à 40 m³/ha avec des valeurs extrêmes de 5 à 6 mm quand l'eau n'est pas limitante. La transpiration des arbres et l'évaporation du sol représentent 70% à 90% de l'ETR.

Espèces	Transpiration journalière des feuilles (en grammes d'eau par gramme de poids foliaire frais)	Masse foliaire du peuplement (kg/ha)	Transpiration journalière du peuplement (mm)
Bouleau	9,50	4 940	4,7
Hêtre	4,83	7 900	3,8
Mélèze	3,24	13 950	4,7
Sapin de Douglas	1,33	40 000	5,3
Epicéa	1,39	31 000	4,3
Pin Sylvestre	1,88	12 550	2,3

Transpiration journalière de quelques essences forestières au cours de journées sèches de mois d'été. Les mesures ont été faites sur rameaux coupés (d'après Polster, 1950 cité par Aussenac 1980).

	Journées ensoleillées	Journées variables	Journées nébuleuses	Journée d'automne
Transpiration du peuplement (mm/jour)	3,55 – 4,01	<i>Fagus silvatica</i> 3,02 – 3,14	1,88	2,6
Transpiration du peuplement (mm/jour)	3,56 – 4,15	<i>Quercus petraea</i> 3,34	2,19	
Transpiration du peuplement (mm/jour)	3,34	<i>Fraxinus excels.</i> 1,75 – 1,80	1,6	
Transpiration du peuplement (mm/jour)	3,75 – 3,78	<i>Picea abies</i> 2,21 – 2,52	1,37	1,20 – 1,2

Transpiration journalière de quelques essences forestières. Les mesures ont été faites par la technique du flux de sève (d'après Ladefoged 1963 cité par Aussenac 1980).

Rappel : 1 mm correspond à 10 m³ d'eau par hectare

Peuplement	Localisation	Densité (arbres/ha)	Age	Transpiration maximale mesurée
Chênaie (chêne sessile)	Lorraine	3644	32 ans	3,8 mm/jour
Chênaie (chêne sessile)	Seine et Marne	182	120 ans	3,2 à 3,4 mm/jour
Pessière	Hautes Vosges	2343	30 ans	4,5 mm/jour
Pinède (Pin maritime)	Aquitaine	385	37 ans	3,6 mm/jour

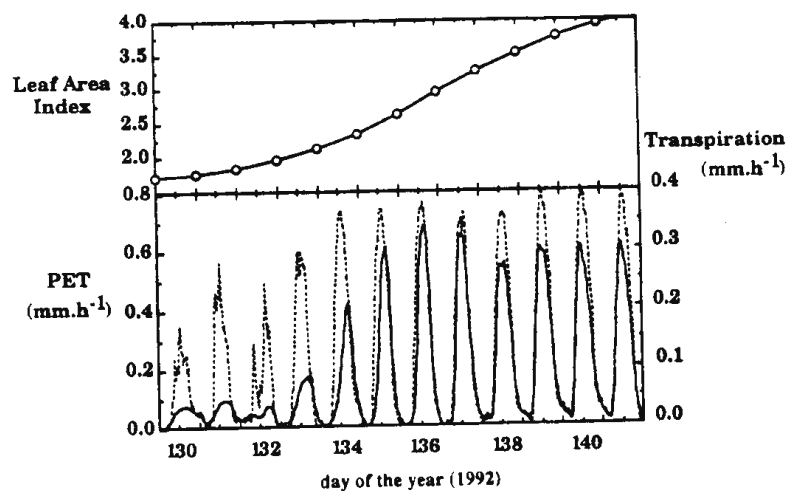
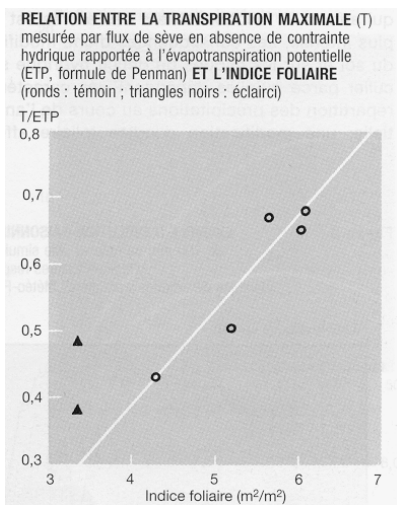
Auteurs	Espèces	Age (ans)	Hauteur (m)	Densité (arbres/ha)	Surface terrière (m ² /ha)	Période de mesures	Pi (mm)	In		ETR		Tr + Es		$\frac{ETR}{ETP}$	$\frac{Tr}{ETP}$	$\frac{In}{ETR}$ %
								mm	% Pi	mm	mm.j-1	mm	mm.j-1			
Aussenac et Boulangeat 1980	<i>Pseudotsuga menziesii</i>	23	16	535	22.4	13/07 - 24/10/1978	147.5	58.6	39.7	173.3	1.84	114.7	1.10	0.75	0.50	33.8
		23	18	1 030	38.1	13/07 - 24/10/1978	147.5	66.6	45.2	210.7	2.24	144.1	1.39	0.92	0.63	31.6
		23	17	2 229	45.4	13/07 - 24/10/1978	147.5	72.0	49.8	211.1	2.24	139.1	1.34	0.92	0.61	34.2
Aussenac, Granier et Naud 1982	<i>Pseudotsuga menziesii</i>	11	10	3 086	38	13/07 - 24/10/1978	147.5	51.9	35.2	217.8	2.31	165.9	1.60	0.94	0.72	28.8
		19	11.5	2 982	39.27	24/07 - 7/10/1980	111.1	45.8	41.2	181.8	2.39	136.0	1.79	1.04	0.78	25.2
Aussenac et Boulangeat 1980	<i>Fagus sylvatica</i> L.	19	11.5	1 447	19.85	24/07 - 7/10/1980	111.1	31.8	28.6	151.5	2.0	119.7	1.58	0.86	0.68	21.0
		80	25	743	27.3	13/07 - 24/10/1978	147.5	34.0	23.1	208.3	2.21	174.3	1.68	0.91	0.76	16.3
Savoie et al. 1988	<i>Fagus sylvatica</i>	120	25	270	28.7	19/06 - 9/09/1980	128	-	-	233	2.91	-	-	0.77	-	-
		100	25	150	16.2	19/06 - 9/09/1980	128	-	-	204	2.55	-	-	0.67	-	-
Nizinski et Saugier 1989	<i>Quercus Petraea</i>	120	80	182	33.8	15/05 - 19/10/1981	513.3	169.1	32.9	508.9	3.22	339.8	2.15	-	-	33.2
		120	80	182	33.8	19/05 - 13/10/1982	322.5	98.9	30.7	340.0	2.29	241.1	1.62	-	-	29.1
		120	80	182	33.8	18/05 - 20/10/1983	297.3	122.6	41.2	406.8	2.60	284.2	1.82	-	-	30.1

(d'après Humbert et Najjar 1992)

Transpiration journalière maximale estivale de quelques peuplements forestiers sans limitation hydrique (différentes sources citées par Fort-Sénéquier 1999).

17.3.3. Importance de la surface foliaire

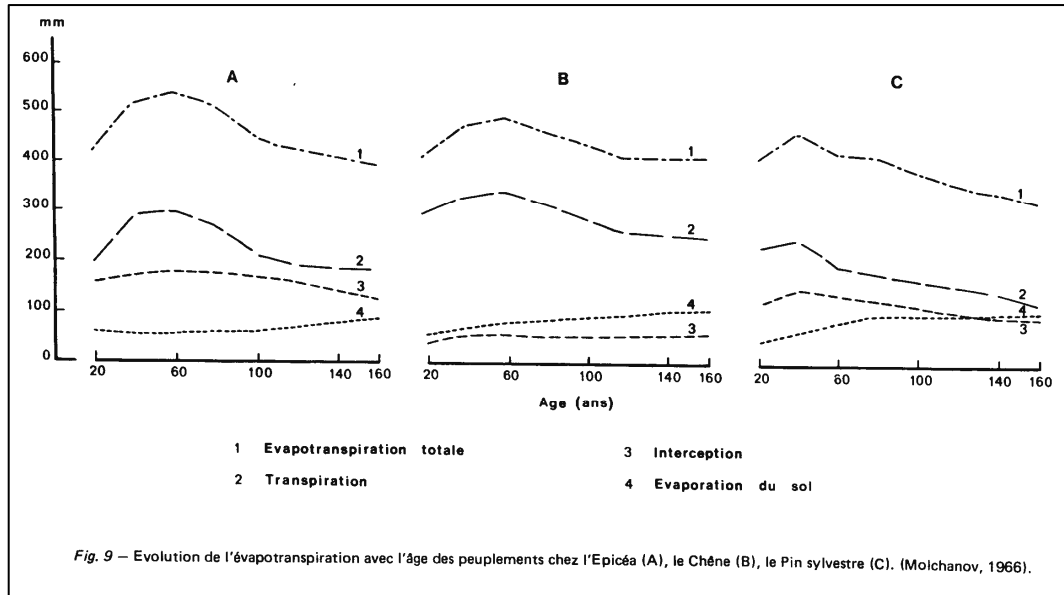
La transpiration et l'évapotranspiration d'un peuplement sont étroitement corrélée à l'indice foliaire lui-même fonction de l'espèce, de l'âge, de la densité du peuplement, de la saison, de la gestion sylvicole... La transpiration d'un couvert forestier est déterminée par les conditions d'évapotranspiration potentielle (demande climatique) et la disponibilité en eau dans le sol (Bréda 1999). Lorsque cette disponibilité n'est pas limitante et qu'il n'y a pas de régulation par les stomates, la transpiration est maximale et proportionnelle à la surface foliaire cumulée (surface de feuilles en m^2 par m^2 de surface au sol). Il est alors possible de prédire la transpiration maximale du peuplement à partir de son indice foliaire et des conditions d'évapotranspiration (figure ci-dessous). Ainsi, la transpiration maximale d'un peuplement de Chêne rapportée à l'évapotranspiration potentielle varie d'une année sur l'autre proportionnellement à l'indice foliaire entre 3 et 6 (Bréda et Granier 1996 ; Bréda 1999).



Toujours en condition de bonne disponibilité en eau dans le sol, l'évaporation du sol et la transpiration du sous-bois sont généralement proportionnelles à la quantité de rayonnement net qui pénètre jusqu'à la surface du soi. Cette fraction de rayonnement non intercepté dépend directement de l'indice foliaire et peut être calculée comme une fonction inverse de l'indice foliaire. L'évaporation du sol ne représente que 5 % de l'évaporation totale lorsque l'indice foliaire atteint 4 alors que cette proportion peut atteindre 50 % si l'indice foliaire chute en dessous de 2. **Cela signifie que l'évapotranspiration de l'écosystème se répartit entre la transpiration des arbres, d'autant plus forte que l'indice foliaire est élevé, et l'évaporation du sol et du sous-bois, inversement proportionnelle à l'indice foliaire des arbres.** La répartition des flux d'évapotranspiration peut atteindre de 70 à 80 % pour les couverts forestiers à faible indice foliaire et 20 à 30 % pour le sous-bois. En peuplement feuillu, la contribution du sous-bois évolue donc en cours de saison, inversement à la dynamique de l'indice foliaire de l'étage dominant : au printemps, alors que le sol est bien alimenté en eau et que les arbres n'ont pas encore toutes leurs feuilles, la contribution du sous-bois est majoritaire ; plus tard, lorsque l'indice foliaire du couvert atteint sa valeur maximale, le rayonnement au sol et la disponibilité en eau à la surface du sol sont réduits et la transpiration des arbres devient prépondérante. De fait, on peut dire que, même si la contribution respective de chaque strate varie, la consommation globale en eau de l'écosystème (arbres + sous-bois) reste pilotée par l'indice foliaire global du peuplement.

17.3.4. Effet de l'âge

Les modifications dues à l'âge sont liées aux modifications de la structure, de la forme et de la surface évaporante des arbres. Molchanov (cité par Aussenac 1980) trouve que l'ETR passe par un maximum qui se situerait vers 60 ans pour l'épicéa et le chêne et 40 ans pour le pin sylvestre.



17.4. Effet de la densité du couvert

L'effet de la densité du couvert peut être analysé à l'échelle du peuplement ou à l'échelle globale du bassin versant. ***D'une façon générale, la réduction de la densité d'un peuplement diminue l'évapotranspiration et augmente l'écoulement du bassin versant.***

Plus l'éclaircie est forte et plus l'effet sur l'évapotranspiration est grand. Cette variation peut être attribuée à la diminution de l'interception des précipitations et aussi au fait que, à la suite de la disparition de certains arbres, l'exploration radiculaire du sol est perturbée et bien sûr amoindrie. Après une éclaircie, la diminution la plus importante de l'évapotranspiration se produira l'année suivant l'éclaircie, ensuite le couvert se reconstituant de même d'ailleurs que l'exploitation de l'eau du sol par les racines, l'évapotranspiration augmente pour revenir à un niveau voisin de celui du départ.

17.4.1. Effet d'une éclaircie

Dans un peuplement de douglas de 19 ans, Aussenac *et al.* (1984) ont montré que pour la période du 24 juillet au 2 octobre 1980, l'éclaircie pratiquée dans le peuplement (2932 tiges/ha à 1447 tiges/ha ; 39 m²/ha à 20 m²/ha) a eu pour effet de diminuer l'évapotranspiration réelle de 30,3 mm, soit de 16,7 % ; 42,2 % de cette baisse proviennent de la diminution de l'interception et le reste (53,8 %) revient à la diminution de la somme transpiration plus évaporation du sol (T + E).

Tableau IV

Bilan hydrique des deux peuplements
(période du 24 juillet au 2 octobre 1980)

Période 1980	P _i (mm)	ETP ⁽¹⁾ (mm)	Peuplement témoin				Peuplement éclairci			
			I _n (mm)	S (mm)	ETR (mm)	T + E (mm)	I _n (mm)	S (mm)	ETR (mm)	T + E (mm)
24/07 - 31/07	11,3	26,2	5,7	- 14,5	25,8	20,1	3,6	- 9,7	21,0	17,4
31/07 - 07/08	0,8	28,9	0,8	- 16,4	17,2	16,4	0,5	- 13,4	14,2	13,7
07/08 - 14/08	17,0	21,2	7,9	- 9,5	26,5	18,6	5,5	- 2,4	19,4	13,9
14/08 - 21/08	17,9	16,9	4,5	- 2,4	20,3	15,8	3,4	+ 2,4	15,5	12,1
21/08 - 04/09	11,7	35,2	7,4	- 14,0	25,7	18,3	5,4	- 17,9	29,7	24,3
04/09 - 18/09	32,9	28,2	12,9	- 6,7	39,6	26,7	8,6	- 2,3	35,2	26,6
18/09 - 02/10	19,5	18,6	6,6	- 7,2	26,7	20,1	4,8	+ 3,0	16,5	11,7
Total période 24/07 - 02/10	111,1	175,2	45,8	- 70,7	181,8	136,0	31,8	- 40,3	151,5	119,7

(1) ETP = n R_g + m E_p Formule de Brochet de Gerbier (1972),

où R_g = rayonnement global et E_p = évaporation de l'évaporomètre Piche.

L'intensité de l'éclaircie est importante sur les modifications de l'ETR. **Dans les régions à précipitations importantes, il apparaît qu'il faut enlever au moins 20% de la surface terrière pour observer une diminution significative de l'évapotranspiration** (Aussenac 1980).

17.4.2. Les bassins versants

L'effet d'un couvert forestier sur le bilan hydrologique des bassins versants est particulier important pour les problèmes liés à la restauration des terrains de montagne (RTM). Ces bilans permettent d'étudier les relations entre les pluies et les débits et les effets d'un couvert forestier sur ces relations.

En régions à climat humide et à déficit hydrique nul ou faible, le rapport évapotranspiration prairies/évapotranspiration forêt est compris entre 0,8 et 1,0 c'est-à-dire que la forêt consomme davantage d'eau que la prairie. Lorsqu'il s'agit de régions à déficit hydrique important, ce rapport est de l'ordre de 0,6 à 0,7. Ceci est du à l'enracinement plus superficiel de la strate herbacée et donc à la moindre capacité des végétaux à prospector les horizons profonds.

Aux USA, des bilans réalisés après des coupes rases montrent que l'accroissement d'écoulements dans les bassins dépend des précipitations : forte augmentation pour des pluies > 1200 mm, faible augmentation pour des pluies > 500 mm ; pas de variation pour des pluies < à 500 mm.

TABLEAU IX
 Quelques exemples de l'effet de l'enlèvement du couvert sur l'écoulement dans les bassins versants boisés
 (d'après Hibbert, 1967 et Anderson *et al.*, 1976).

Surface du Bassin (ha)	Altitude Moy. (m)	Précipitat. Moy. (mm)	Écoulement Moy. (mm)	Végétation	Traitement et % de surface terrière enlevé ou de surface au sol	Accroissement de l'écoulement dans les années suivant le traitement										Situation et référence
						mm					pourcentage					
						1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	
16,2	810	1 820	788	Feuillus mélangés	Coupe rase 100 %	366	277	277	248	201	66	46	29	26	31	Caroline du Nord (U.S.A. Kovner (1956)
13,4	885	1 905	762	Feuillus mélangés	Coupe rase 100 %	427	330	297	289	284	65					Johnson et Kovner (1954) Johnson et Kovner (1956)
28,3	960	2 006	1 220	Feuillus mélangés	Coupe sélective 22 %	99	56	71	28	38	6	5	5	3	3	
15,8		1 220	889	Feuillus	Clairière 100 %	343	274	239			40	29	19			New Hampshire (U.S.A.)
34,4		1 524	584	Feuillus mélangés	Coupe rase 83 %	129	86	89	15	56	19	16				Virginie (U.S.A.)
15,4	780	1 500	660	Feuillus mélangés	Coupe sélective 36 %	64	36	8	30		10	5	1	4		Reinhart <i>et al.</i> , (1963) Reinhart <i>et al.</i> , (1962)
34,3	805	1 500	635	Feuillus mélangés	Coupe sélective 36 %	8	33	8	8	0	1	5	1	1	0	
101,2	760	2 286	1 148	Sapin de Douglas	Coupe rase 30 %	150	163	150	297	226	16	14	19	38	24	Oregon (U.S.A.) Rotacher (1970)
81,0	3 110	553	155	Tremble et conifères	Coupe rase 100 %	36	48	25	20	13	19	27	16	12	12	Colorado (U.S.A.) Bates <i>et al.</i> , (1928) Reinhart <i>et al.</i> , (1963)

En France, des mesures de débit et d'érosion sur 5 bassins versants dans la région de DIGNE (bassins expérimentaux de Draix - Le Brusquet) sont réalisées depuis 1983. Les objectifs sont les suivants :

- Analyser le fonctionnement de bassins versants de taille réduite (à l'échelle des actions R.T.M.), en ce qui concerne leur fonctionnement hydrologique (relation entre la pluie et le débit) ;
- Quantifier l'érosion sur le terrain en place et le transport solide dans les rivières, sur des terrains marneux, qui représentent une grande surface dans le département (1 commune sur 3 possède ce type de terrain) et constituent les terrains les plus érodables et les plus difficiles à traiter ;
- Apprécier rigoureusement la différence pour ce qui concerne les crues et l'érosion entre les terrains dénudé (site de LAVAL) et végétalisé (site LE BRUSQUET) ;
- Permettre, par une formulation plus rigoureuse, un meilleur dimensionnement des ouvrages de protection, et donc atteindre un meilleur rapport efficacité/coût des actions de correction.

La présence d'un couvert forestier (série RTM ; pin noir d'Autriche planté en 1892) a des effets très importants sur les caractéristiques hydrologiques du bassin versant. Le couvert forestier réduit les débits d'un facteur 20 et l'érosion des sols d'un facteur 200 ! L'ablation de terrain nu est très faible sous couvert (0.3 mm) alors que sur terrain dénudé l'équivalent d'une épaisseur de 1 cm de sol disparaît tous les ans !

Paramètre	Le Brusquet	Laval
Géologie	Marnes et calcaires marneux	
Surface (ha)	108	86
% de terrain boisé	87%	32%
Pluie (mm) moyenne/max	850 – 100	850 - 100
Débit maximal en m ³ /s	2.3	20

en m ³ /s/ha	2.2	23.5
Débit moyen (1983-93 en m ³ /s)	0.5	7.3
Erosion moyenne		
en tonne/an	56	9040
en tonne/an/ha	0.52	105
Transport de sédiments	77 – 23	60 - 40
(% de sédiments fins et grossiers)		
Ablation de terrain nu	4	155
(en tonne/ha/an)		
Ablation de la roche-mère(en mm)	0.15	5.8
Ablation de terrain nu (en mm)	0.3	11.9

BIBLIOGRAPHIE

- Abbadie L., Baudouin M.**, 1990. La forêt, milieu vivant. *Edition Bordas, Les Ecoguides*, 256 pages
- Arléry R.**, 1949. Comparaison des températures minimum au sol et sous abri. *La Météorologie*, juillet-septembre, 157-165
- Arléry R.**, 1958. Contribution à l'appréciation du risque dans la lutte contre les gelées de printemps. *La Météorologie*, avril-juin, 139-148.
- Aussenac G.**, 1968. Interception des précipitations par le couvert forestier. *Annales des Sciences Forestières*, 25(3), 135-156
- Aussenac G.**, 1968. Observations sur les effets d'une gelée tardive. *Revue Forestière Française*, 3, 204-211
- Aussenac G.**, 1970. Action du couvert sur la distribution au sol des précipitations. *Annales des Sciences Forestières*, 27(4), 329-389
- Aussenac G.**, 1970. Aperçu du rôle de la forêt dans l'économie de l'eau. *Revue Forestière Française*, XXII (6), 603-618
- Aussenac G.**, 1970. Gelées tardives et jeunes peuplements forestiers. *Revue Forestière Française*, XXII (4), 463-467
- Aussenac G.**, 1972. Etude de l'évapotranspiration réelle de quatre peuplements forestiers dans l'Est de la France. *Annales des Sciences Forestières*, 29(3), 369-382
- Aussenac G.**, 1973. Climat, microclimat et production ligneuse. *Annales des Sciences Forestières*, 30(3), 239-258
- Aussenac G.**, 1973. Effets de conditions microclimatiques différentes sur la morphologie et la structure anatomique des aiguilles de quelques résineux. *Annales des Sciences Forestières*, 30(4), 375-392
- Aussenac G.**, 1973. Etude des gelées tardives en relation avec les problèmes de reboisement. *Annales des Sciences Forestières*, 30(2), 141-155
- Aussenac G.**, 1973. Etude microclimatique de coupes par bande en forêt d'Epinal (Vosges). Comparaison avec la coupe rase. *Revue Forestière Française*, XXV(4), 283-293
- Aussenac G.**, 1975. Couverts forestiers et facteurs du climat : leurs interactions, conséquences écophysiological chez quelques résineux. Thèse d'Etat de l'Université de Nancy I, 234 pages.
- Aussenac G.**, 1975. Etude des relations climat-régénération naturelle du chêne dans la région de Nancy, de 1865 à 1972. *Revue Forestière Française*, 1, 37-39
- Aussenac G.**, 1977. A propos de la crise de découvert des résineux. Analyse d'un cas en Lorraine. *Revue Forestière Française*, XXIX (2), 452-456
- Aussenac G.**, 1977. Quelques données statistiques sur les premières gelées d'automne en France. *Revue Forestière Française*, 6, 452-456
- Aussenac G.**, 1980. Le cycle hydrologique en forêt. In "*Actualités d'écologie forestière. Sol, flore, faune*". Edition Gauthier-villars, 517 p., 283-307
- Aussenac G.**, 1986. La maîtrise du microclimat en plantation. *Revue Forestière Française*, XXXVIII (3), 285-292
- Aussenac G.**, 2000. Interactions between forest stands and microclimate : ecophysiological aspects and consequences for silviculture. *Annals of Forest Science*, 57, 287-301.

- Aussenac G., Bouchon J., Ducrey M.**, 1975. La production photosynthétique forestière. In "Photosynthèse et production végétale". Edition Gauthier-Villars, 305-330.
- Aussenac G., Boulangeat M.**, 1980. Interception des précipitations et évapotranspiration réelle dans des peuplements de feuillu (*Fagus sylvatica* L.) et de résineux (*Pseudotsuga menziesii* (Mirb.) Franco). *Annales des Sciences Forestières*, 37(2), 91-107
- Aussenac G., Desjeunes JM., Willm F.**, 1981. Climatologie de l'arboretum d'Amance (Meurthe-et-Moselle). *Revue Forestière Française*, XXXIII(1), 29-38
- Aussenac G., Ducrey M.**, 1974. A propos de l'arboretum de Royat. Climatologie et potentialités de production forestière. *Revue Forestière Française*, XXVI (6), 447-458
- Aussenac G., Ducrey M.**, 1977. Etude bioclimatique d'une futaie feuillue (*Fagus sylvatica* L. et *Quercus sessiliflora* Salisb.) de l'Est de la France. I. Analyse des profils microclimatiques et des caractéristiques anatomiques et morphologiques de l'appareil foliaire. *Annales des Sciences Forestières*, 34(4), 265-284
- Aussenac G., Ducrey M.**, 1978. Etude de la croissance de quelques espèces forestières cultivées à différents niveaux d'éclaircissement et d'alimentation hydrique. In "Congrès National des Sociétés Savantes", n°103, 105-117
- Aussenac G., Granier A.**, 1979. Etude bioclimatique d'une futaie feuillue (*Fagus sylvatica* L. et *Quercus sessiliflora* Salisb.) de l'Est de la France. II. Etude de l'humidité du sol et de l'évapotranspiration réelle. *Annales des Sciences Forestières*, 36(4), 265-280
- Aussenac G., Granier A., Naud R.**, 1984. Eclaircie systématique dans un jeune peuplement de Douglas. Modifications microclimatiques et influences sur la croissance. *Revue Forestière Française*, XXXVI (4), 279-288
- Aussenac G., Pardé J.** 1985. Forêts, climat et météores. *Revue Forestière Française*, XXXVII (n°sp), 83-104
- Aussenac G., Guehl JM.**, 1994. Dépérissements et accidents climatiques. *Revue Forestière Française*, XLVI (5), 458-470
- Bartet, M.** 1906. Compte rendu des observations concernant les onze années 1878-1888. *Bulletin du Ministère de l'Agriculture*, 1-21.
- Badeau V., Nageleisen L.M., Landmann G.**, 2000. La forêt française face aux tempêtes de décembre 1999... Appréciation des dégâts au niveau national à l'aide du réseau européen de suivi des dommages forestiers (16 x 16 km). Bulletin d'information spéciale du Département de la Santé des Forêts, avril 2000, 4 pages.
- Bréda N.**, 1999. L'indice foliaire des couverts forestiers : mesure, variabilité et rôle fonctionnel. *Revue Forestière Française*, 51 (2), 135-150
- Bréda N., Granier A.**, 1996. Intra- and interannual variations of transpiration, leaf area index and radial growth of a sessile oak stand (*Quercus petraea*). *Annales des Sciences Forestières*, 53, 521-536.
- Chaar H., Colin F.**, 1999. Développement en hauteur des régénérations de chêne sessile. *Revue Forestière Française*, 51, 2, n°spécial, 341-354
- Coates K.D.**, 2000. Conifer seedling response to northern temperate forest gaps. *Forest Ecology and Management*, 127, 249-269.
- Coates D.K., Burton P.J.**, 1999. Growth of planted tree seedlings in response to ambient light levels in northwestern interior cedar-hemlock forests of British Columbia. *Canadian Journal of Forest Research*, 29, 1374-1382.
- Cochard H., Granier A.**, 1999. Fonctionnement hydraulique des arbres forestiers. *Revue Forestière Française*, 51, 2, n°spécial, 121-134
- Cuif, E.** 1912. Action de la forêt sur les gelées tardives. *Annales de la science agronomique française et étrangère*, septembre 1912, 1-6.
- Cuif, E.** 1913. Météorologie comparée Agricole et Forestière. Bulletin des séances de la société des sciences de Nancy, 52 pages
- De Drouin De Bouville, R.**, 1901. Observations de météorologie forestière faites à la station de recherches de l'Ecole Nationale des eaux et forêts (1867-1899). *Bulletin du Ministère de l'Agriculture*, 2, 1-31
- Ducrey M.**, 1970. Conditions climatiques et introduction du sapin pectiné (*Abies alba* Mill) dans l'ancienne côte bourguignonne. *Revue Forestière Française*, 6, 619-626
- Ebener S.**, 2000. Utilisation du SIG en mode raster pour la spatialisation du bilan hydrique à l'échelle mensuelle. Application au bassin versant de l'Allondon (France, Suisse). *Terre et Environnement, Section des Sciences de la Terre*, Université de Genève, Volume 20, 311 pages + annexes (Thèse).

- Fautrat, M.** 1878. Observations météorologiques faites de 1877 à 1878. *Rapport de l'Exposition Universelle de 1878. Ministère de l'Agriculture et du Commerce. Administration des Forêts*, 44 pages.
- Federer CA., Tanner CB.**, 1966. Spectral distribution of light in the forest. *Ecology*, 47 (4), 555-560.
- Fort-Sénéquier C.**, 1999. L'eau et la forêt. Synthèse bibliographique. Office National des Forêts. Direction Technique et Commerciale. Bulletin technique de l'ONF, n°37 (spécial), 240 pages
- Fritts HC.**, 1961. An analysis of maximum summer temperatures inside and outside forest. *Ecology*, 42 (2), 436-440.
- Garnier M.**, 1967. Mémorial n°50 de la météorologie nationale ; sélection de données statistiques, 294 pages.
- Geiger R.**, 1965. The climate near the ground. *Cambridge : Harward University Press*. 611 pages
- Geslin H.** 1952. Le Milieu Agricole, Le climat. In « Nouveau Larousse Agricole », 1152 pages + annexes.
- Girard S.**, 1999. Eléments méthodologiques pour la caractérisation du microclimat lumineux en plantations accompagnés. Rapport Scientifique final, IDF, 38 pages
- Humbert J., Najjar G.**, 1992. Influence de la forêt sur le cycle de l'eau en domaine tempéré. Une analyse de la littérature francophone. Université Loius Pasteur I, Centre d'études et de recherches Eco-Géographiques, CEREG – URA 95 du CNRS, 85 pages
- Lemoine D.**, 2000. Fonctionnement hydrique du hêtre. Architecture hydraulique et sensibilité à la cavitation. *Thèse sur articles de l'Université de Henri Poincaré*, 77 pages + articles
- Larcher W.**, 1975. Physiological Plant Ecology. *Springer Verlag*, 252 pages.
- Larcher W., Bauer M.**, 1981. Ecological significance of resistance of low temperature. In "Physiological Plant Ecology. Responses to Physical Environment". *Springer Verlag*, 404-437.
- Mathieu, A.** 1878. Météorologie comparée Agricole et Forestière. *Rapport de l'Exposition Universelle de 1878. Ministère de l'Agriculture et du Commerce. Administration des Forêts*, 70 pages.
- Oswald H.**, 1981. Influence des facteurs climatiques et de la lumière. Conditions de germination des faînes, de survie et de croissance des semis. In « le Hêtre », Edition INRA, 613 pages, 221-224.
- Otto H.J.**, 1998. Ecologie Forestière. *Edition IDF*, 397 pages.
- Parrenin H.** 1948. Sur un dispositif automatique destiné à protéger les cultures contre les gelées. *La Météorologie*, juillet-septembre, 211-228.
- Roussel L.** 1980. Essences d'ombr et de lumière. Vues modernes sur une notion ancienne. *Revue Forestière Française*, 32, 1, 35-43
- Schmerber C.**, 1997. La lumière et la forêt. Synthèse bibliographique. Office National des Forêts. Direction Technique et Commerciale. Bulletin technique de l'ONF, n°34 (spécial), 167 pages
- Schnock G.**, 1968. Bilan des apports hydriques pour 1966 et 1967. *Bulletin de la Société Royale Forestière de Belgique*, 12, 617-633
- Schütz J.Ph., Barnola P.**, 1996. Importance de la qualité et de sa détermination précoce dans un concept d'éducation du hêtre. *Revue Forestière Française*, XLVIII (5), 417-430