



Appréhender le niveau de sécheresse dans le cadre des études stationnelles et de la gestion forestière à partir d'indices bioclimatiques

François F. Lebourgeois, Christian C. Piedallu

► To cite this version:

François F. Lebourgeois, Christian C. Piedallu. Appréhender le niveau de sécheresse dans le cadre des études stationnelles et de la gestion forestière à partir d'indices bioclimatiques. *Revue forestière française*, 2005, 57 (4), pp.331-356. hal-02681039

HAL Id: hal-02681039

<https://hal.inrae.fr/hal-02681039>

Submitted on 25 Jan 2021

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

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

APPRÉHENDER LE NIVEAU DE SÉCHERESSE DANS LE CADRE DES ÉTUDES STATIONNELLES ET DE LA GESTION FORESTIÈRE À PARTIR D'INDICES BIOCLIMATIQUES

FRANÇOIS LEBOURGEOIS - CHRISTIAN PIEDALLU

La canicule de 2003 a rappelé d'une façon spectaculaire le rôle clé de la sécheresse sur la vitalité des écosystèmes (Landmann *et al.*, 2003 ; Bréda *et al.*, 2004). Des sécheresses intenses peuvent se traduire par des dysfonctionnements écophysiologiques irréversibles et la mort des arbres (Aussenac et Guehl, 1994). Ainsi, la caractérisation des niveaux potentiels de sécheresse est importante pour le gestionnaire forestier, car ceux-ci peuvent moduler fortement le choix des essences ou du type de sylviculture à adopter. Cependant, pour le non-spécialiste, la multiplicité des données météorologiques disponibles (température, précipitation, vent, humidité de l'air, etc.), à des échelles spatiales (régionales, locales...) et temporelles (seconde, minute, jour, mois, année, décennie...) variées, rend souvent difficile cette analyse (Choisnel, 1992a). À cela s'ajoute la difficulté d'obtention de certaines données, qui ne sont disponibles que sur un nombre restreint de postes ou sur de courtes périodes non adaptées au contexte forestier, et de mise en œuvre des outils permettant de caractériser les niveaux de sécheresse. Contrairement à l'agronome, le forestier doit effectuer la plupart du temps une analyse rétrospective sur plusieurs années, voire dizaines d'années, afin de comprendre le comportement des espèces forestières (herbacées ou arborées) vis-à-vis du climat.

L'objectif de cet article est de rappeler les différentes sources de données météorologiques disponibles et de donner, au praticien, quelques outils faciles à mettre en œuvre pour appréhender les niveaux de sécheresse dans le cadre d'études écologiques ou de la gestion forestière. Nous avons focalisé notre travail sur la présentation d'indices bioclimatiques facilement utilisables et sur une présentation et une comparaison de trois méthodes d'estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP). La notion de bilan hydrique et les différentes méthodes pour son calcul seront traitées ultérieurement.

QUELLES SONT LES SOURCES DE DONNÉES MÉTÉOROLOGIQUES ?

Données mesurées sur des réseaux d'observation

Pour le gestionnaire, le premier niveau d'analyse temporelle est l'échelle historique qui s'appuie sur des documents d'archives, et permet de retracer les conditions climatiques pendant les siècles passés (1000 ans au maximum). Les écrits religieux (Sanson, 1937, 1956), d'érudits (Humbert, 1939) ou de chroniqueurs (Bories, 1953) sont des sources importantes d'observations, cependant essentiellement qualitatives et ne renseignent que sur des événements extrêmes

exceptionnels. Par exemple, à Paris, certains écrits religieux ont retracé des phénomènes exceptionnels comme les inondations en janvier 1496, les orages et de la grêle en juin 1551, en juillet 1555, les sécheresses en juin 1517, mai 1524, etc. (Sanson, 1937). C'est à l'époque contemporaine que la perception du climat est la mieux appréhendée, grâce à l'apparition et au développement des mesures instrumentales précises. En Europe, il existe une trentaine de très longues séries d'observations thermiques, souvent continues, dont les plus anciennes remontent au XVII^e siècle (Moberg et Demaree, 1999). En France, il faut attendre le milieu du XIX^e siècle pour voir apparaître un véritable réseau de mesures, sous l'impulsion d'Urbain Le Verrier, directeur de l'Observatoire de Paris entre 1854 et 1877. À la fin de 1856, le réseau français comporte 24 stations dont 13 équipées de liaisons télégraphiques. Par la suite, les données ont été centralisées avec la création du Bureau central météorologique en 1878. La série de Paris-Montsouris constitue une des séries les plus anciennes avec des relevés mensuels des précipitations et des températures respectivement depuis 1688 et 1873. À l'heure actuelle, les stations du réseau de Météo France constituent la plus grande source de données. Elles sont classées en 6 catégories selon le type de mesures et les délais de traitement et de disponibilité (source climathèque Météo-France, 2004). Les types 0 à 3 sont constitués de stations automatiques ou à observations humaines relevant des données horaires ou quotidiennes disponibles rapidement. Parmi ces 4 types, les stations automatiques en temps réel avec transmission quotidienne des données (type 2) sont les plus nombreuses : 1 072 stations étaient opérationnelles en 2004 contre 133, 61 et 163 pour les types 0, 1 et 3. Le type 4 correspond aux stations (bénévoles) manuelles pour lesquelles seules les données quotidiennes sont disponibles au plus tôt 45 jours après la fin du mois en cours. Parmi les 3 316 stations de ce type ouvertes en 2004, 1 594 correspondent à des postes climatologiques thermo-pluviométriques. Enfin, le type 5 correspond à des stations automatiques interrogées occasionnellement (22 postes en 2004).

Sur l'ensemble du territoire, les stations pluviométriques sont plus nombreuses que les stations thermométriques, avec respectivement 4 220 postes contre 2 499 ouverts en 2004 (2 487 postes thermo-pluviométriques). Cette différence s'explique, d'une part, par la plus grande facilité de mesurer les précipitations que les températures et d'autre part, par la plus grande variabilité spatiale et temporelle du régime des pluies. La région Rhône-Alpes dispose du plus grand nombre de stations avec 322 postes thermo-pluviométriques, alors que les régions Haute-Normandie et Nord-Pas-de-Calais n'en disposent que de 31 chacune. Le rayonnement solaire est mesuré sur 481 stations et l'évapotranspiration potentielle quotidienne sur 444 postes.

Outre le réseau national, il existe également à travers la France un ensemble de stations privées ou de réseaux liés à des organismes de recherche ou de gestion : réseau agrométéorologique de l'INRA (80 postes), réseau EDF (400 à 500 postes), réseau Protection des Végétaux (environ 100 postes), etc. On peut également citer l'exemple du réseau météorologique forestier de 28 stations automatiques installé au milieu des années 1990 dans le cadre du réseau national de suivi à long terme des écosystèmes forestiers (RENECOFOR) géré par l'Office national des Forêts.

Il est important de rappeler que, pour la grande majorité des stations, moins de 50 ans de données sont disponibles. Il n'existe qu'une quinzaine de postes possédant plus de 150 ans de données et environ 400 avec des relevés depuis 1900 (moins de 250 postes thermo-pluviométriques). Dans beaucoup de cas, des problèmes d'homogénéité des relevés liés à des changements de localisation des postes ou de matériels utilisés se posent également. Face à ce problème, un effort d'homogénéisation des longues séries de mesures météorologiques a été entrepris en 1994 par Météo-France. Ce travail a permis la constitution d'une base de séries mensuelles homogénéisées de températures (minimales et maximales) et précipitations sur le XX^e siècle (Mestre, 2000). Ainsi, à l'heure actuelle, il existe 70 séries thermométriques mensuelles

centenaires (1901-2000) sur 52 départements. Pour les précipitations, 226 séries réparties sur 40 départements sont disponibles. Cette base a été utilisée pour étudier l'évolution climatique et valider les modèles de climat (Moisselin *et al.*, 2002). Enfin, il faut également souligner que, pour les études menées dans les contextes montagnards, sub-alpins ou alpins, les sources de données sont limitées. Peu de postes de mesures sont présents dans ces zones, qui présentent pourtant une forte hétérogénéité spatiale des conditions climatiques, engendrées par de nombreux changements de conditions topographiques et d'altitude. En effet, seulement 7 % des postes thermo-pluviométriques du réseau Météo-France sont situées à plus de 1 000 m et 2 % à plus de 1 400 m.

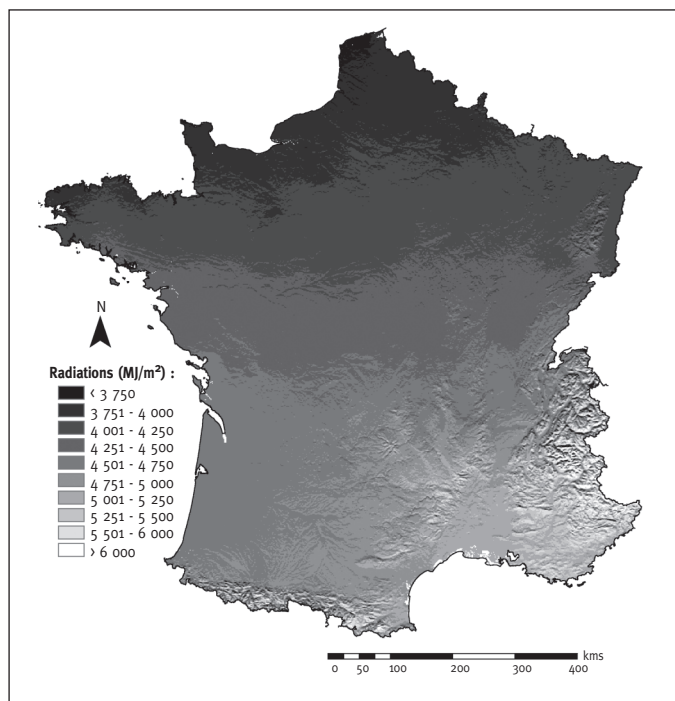
Données calculées sous système d'information géographique (SIG)

Même si le réseau Météo-France couvre d'une façon satisfaisante la majorité du territoire national, il ne permet pas d'appréhender la variabilité spatiale des conditions climatiques à l'échelle de la forêt ou du massif forestier, et encore moins de la cartographier. Dans la majorité des études, les données météorologiques proviennent des postes de mesure les plus proches du site d'étude, et sont transposées sans aucune transformation. Ainsi, la variabilité locale liée à la topographie ou à la latitude est rarement prise en compte. L'utilisation des Systèmes d'Informations géographiques (SIG), parfois couplée à des outils statistiques ou géostatistiques, permet le calcul de données climatiques spatialisées, qui ont pour avantage de fournir une information en tout point du territoire étudié. Les données climatiques obtenues se présentent généralement sous la forme d'un maillage régulier, chaque cellule possédant une valeur caractérisant la variable.

Un certain nombre de données climatiques ou de programmes permettant de les calculer ont déjà été élaborés. C'est le cas notamment des radiations solaires (Kumar *et al.*, 1997 ; Piedallu, en préparation), dont la prise en compte est essentielle pour certaines méthodes de calcul de l'évapotranspiration potentielle (figure 1, ci-contre).

Les calculs les plus simples utilisent uniquement un Modèle numérique de Terrain (MNT) sur lequel la course du soleil est simulée en fonction de sa position dans le temps et dans l'espace. La résolution des données obtenues dépend de celle du MNT utilisé. Le pas le plus fin couvrant la totalité du territoire français est actuellement de 50 m.

FIGURE 1
RADIATIONS SOLAIRES
ANNUELLES (en MJ/m²)
CALCULÉES À L'AIDE DU MODÈLE
HÉLIOS (moyenne 1961-1990)
(d'après Piedallu, 2004)



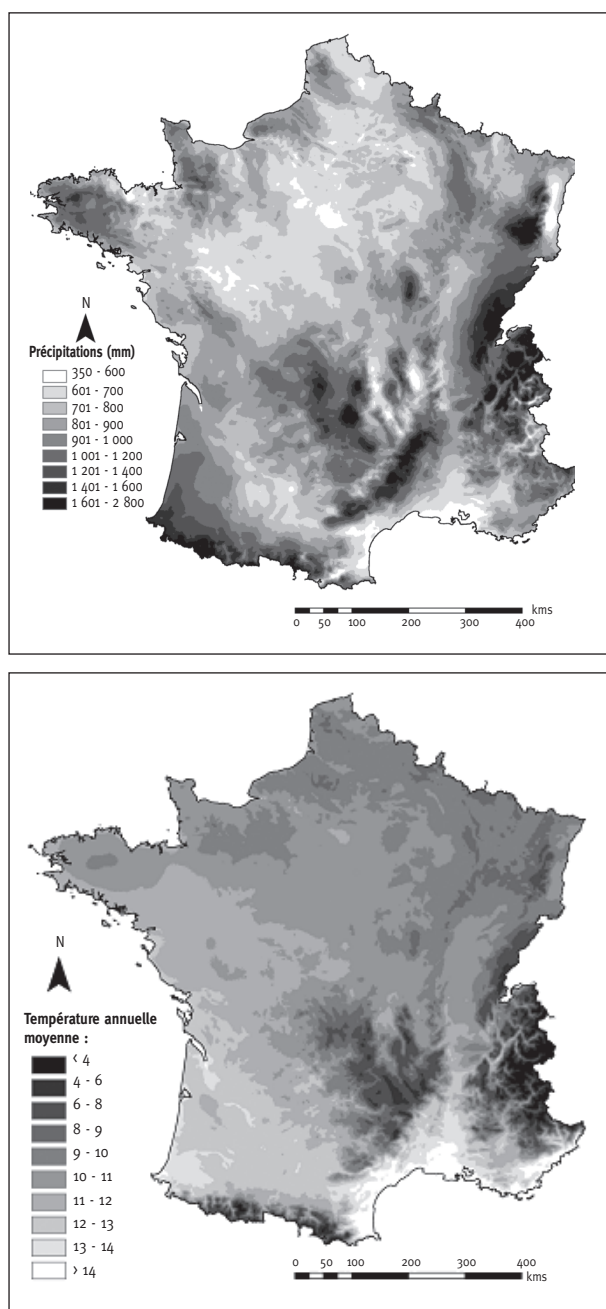


FIGURE 2
PRÉCIPITATION (mm)
ET TEMPÉRATURE (°C)
MOYENNES ANNUELLES
ISSUES DU MODÈLE AURELHY
(moyenne 1961-1990)

D'autres données ont été élaborées et sont disponibles dans des réseaux commerciaux. C'est le cas par exemple de Météo-France qui commercialise plusieurs produits issus de la méthode AURELHY (Analyse utilisant le relief pour l'hydrométéorologie), élaborée dans les années 1980 (Benichou et Le Breton, 1987). Le calcul de la valeur climatique est effectué à partir des postes de mesures du réseau de Météo-France, et de techniques statistiques qui utilisent des données topographiques permettant de caractériser les paysages environnant chaque point de calcul. Il en résulte une grille de maille 1 km fournissant, pour chaque mois, les moyennes trentenaires de données essentiellement pluviométriques et thermiques (températures moyennes, maximales et minimales) (figure 2, ci-contre). Le modèle AURELHY, s'il ne permet pas la caractérisation d'événements extrêmes ou à un pas de temps fin (annuel, décadaire ou journalier), est un bon indicateur du mésoclimat régional.

Ces données numériques de base peuvent ensuite être combinées dans des calculs permettant l'élaboration d'indices caractérisant les niveaux de sécheresse. Les variables spatialisées ainsi obtenues sont de plus en plus utilisées, soit pour leur aspect cartographique, soit pour leur utilisation statistique, après croisement avec des bases de données écologiques ou forestières (Gégout et Piedallu, 2002).

COMMENT DÉFINIR UNE SÉCHERESSE ?

Les climatologues distinguent trois types de sécheresse. La sécheresse absolue se réfère généralement au climat et correspond à une période prolongée durant laquelle aucune précipitation mesurable n'est tombée (notion "d'aridité" des climats désertiques par exemple). La sécheresse hydrologique correspond à une période pendant laquelle les nappes phréatiques et le débit des cours d'eau sont affectés. La sécheresse agricole (ou "édaphique") se réfère au sol et aux effets sur les êtres vivants. Elle correspond aux conditions pour lesquelles la hauteur et la distribution des pluies, les réserves en eau du sol et les pertes par évapotranspiration provoquent, en conjuguant leurs effets, un dysfonctionnement. Ce concept de sécheresse "édaphique" implique donc un effet négatif et, dans le cas des végétaux, on parlera généralement de "stress hydrique" et de perte de rendement, de vitalité, de réduction de croissance voire de mortalité. C'est le concept le plus important pour le gestionnaire car de nombreuses études ont montré que cette sécheresse "édaphique", estimée à partir des calculs de bilan hydrique, joue un rôle fondamental dans le fonctionnement des écosystèmes forestiers (Bréda *et al.*, 2004 ; Lebourgeois, 2005).

Dans un premier temps, nous présentons différents indices dits "bioclimatiques" qui, en combinant différents facteurs de l'atmosphère, donnent des indications quant aux conditions moyennes d'aridité ou de sécheresse "atmosphérique". Dans un second temps, trois méthodes simples d'estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) sont présentées.

Les indices bioclimatiques : une manière simple d'appréhender le niveau de la sécheresse "atmosphérique"

La recherche d'indices bioclimatiques permettant de caractériser le plus simplement possible le niveau de sécheresse ou d'aridité d'un lieu ou d'un climat a été une préoccupation importante de la communauté scientifique dans la première moitié du XX^e siècle (Curé, 1945). Plusieurs indices ont été élaborés en combinant généralement des données de précipitations (P) et un estimateur du pouvoir évaporant (E) de l'atmosphère. Selon les cas, les auteurs ont envisagé les rapports P/E ou $(P-E)/E$ ou encore la différence $(P-E)$. En l'absence de données précises quant à l'évaporation (E) ou encore au déficit de saturation de l'air, c'est la température (T) qui a été le plus fréquemment utilisée (Coutagne, 1939). Ces indices prennent en compte les moyennes ou les sommes mensuelles ou annuelles des valeurs de P et T, et ne sont généralement valides qu'à l'échelle d'un grand territoire. De fait, ils masquent totalement la fréquence et l'intensité des phénomènes extrêmes. Le tableau I (pp. 336-337) présente une liste **non exhaustive** des différents indices bioclimatiques trouvés dans la littérature et utilisables dans les études écologiques. Seuls les indices ou les formules les plus utilisés sont présentés plus en détails dans les paragraphes suivants.

• Diagramme ombrothermique de Gaussen et Bagnouls

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 (Gaussen et Bagnouls, 1952). Un mois donné est considéré comme sec quand $p < 2t$, c'est-à-dire quand les pertes en eau (supposées causées par une température trop forte) sont supérieures aux apports (précipitations). Inversement, quand $p > 2t$, le mois est considéré comme humide. Pour repérer les mois "secs" et "humides" et mettre en évidence les périodes de sécheresse d'une localité, on trace généralement le diagramme ombrothermique. Ce diagramme superpose 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)

Dénomination des indices bioclimatiques	Formules
Indice de continentalité pluviométrique d'Angot (1906)	$I = \Sigma (P \text{ des 6 mois les plus chauds}) / \Sigma (P \text{ des 6 mois les plus froids})$
Indice de continentalité thermique de Gorczinski (1920)	$K' = [1,7 A / (\sin (\text{lat} + 10 + 9 h)) - 14]$
Facteur de pluie de Lang (1915) ⇒ <i>Facteur de pluie réduit d'Albert (1928)</i> ⇒ <i>Quotient de végétation de Cieslar (1937)</i>	$I = P/T$ <i>ne prend en compte que l'intervalle de temps avec $T > 0^\circ\text{C}$ considère des intervalles de deux mois pendant la saison de végétation</i>
Indice d'évaporation de Transeau (1905)	$I = P/E$
Indice de Mayer (1926)	$I = P/D$
Indice d'aridité annuel de De Martonne (1926)	$I = P/T+10$ (voir texte)
Indice d'aridité mensuel de De Martonne (1926)	$I = 12p/t+10$ (voir texte)
Indice d'aridité d'Angström (1937)	$I = P / 1,07T$
Quotient hygrométrique de Szymkiewicz (1929)	$E = 10(0,0455267 \times t + 0,78112)$
Indice de Thornthwaite (1948)	$I = 0,1645 [p/(t+12,2)]^{10/9}$
Indice d'aridité de Thornthwaite	$I_a = 100 \times [(ETP-ETR)/ETP]$
Indice d'humidité de Thornthwaite	$I_h = 100 \times [(P-ETR)/ETP]$
Indice d'humidité de Thornthwaite	$I_m = I_h - 0,6 \times I_a$
Indice pluviométrique annuel de Moral (1964)	$I = P / T^2 - 10T + 200$ (<i>valable en zone intertropicale</i>) mois pluvieux : $p > 0,1t^2 + t + 30$ mois humide : $0,1t^2 + t + 30 > p > 0,1t^2 - t + 20$ mois sec : $0,1t^2 - t + 20 > p > 0,05t^2 - t + 10$ mois aride : $p < 0,05t^2 - t + 10$
Indice d'humidité annuelle de Manguet (1951)	$I = [(P/100) + M_s + (H_{\max}/5)] / [nS + (500/H_{\min})]$ (<i>zone intertropicale</i>) ; (5 groupes de climats : $I < 1$ (type sahélien) à $I > 7,5$ (forêt tropicale))
Diagramme ombrothermique de Gaussen et Bagnouls (1952)	voir texte
Quotient pluviothermique de Emberger (1930)	$Q = 100 \times P/(M^2 - m^2)$ (voir texte)
Indice d'aridité de Capot-Rey (1951)	$I = [(100P/E) + (12p/e)] / 2$ (<i>valable en zone africaine</i>)
Indice de sécheresse estivale de Giacobbe (1958)	$I = PE / (M \times V)$ (<i>zone méditerranéenne</i>) un été est sec quand $I < 5$
Indice thermique estival de Giacobbe (1958)	$I = [(15 - m) \cdot D \cdot E] / 10$
Indice d'aridité estivale (E) de Birot	$I_m = (p \times I) / t$ (<i>zone méditerranéenne</i>) $E = \Sigma (10 - I_m)$ quand $I_m < 10$ (mois aride)
Indice de sécheresse de Mitrakos (1980)	$D = 2 (50 - p)$ (<i>zone méditerranéenne</i>)
Indice de stress thermique de Mitrakos (1980)	$C = 8 (10 - t)$
Indice de Waisse (cité dans Clausse et Guerot 1955)	$I = H \times J \times n^2$
Indice climatique touristique de Clausse et Guerot (1955)	$I = (S + t - 5D) / 5$
Indice de sécheresse de Budyko (1958)	$D = R / (L \times P)$
Angle de continentalité de Gams (modifié Michalet 1991)	voir texte
Indice de continentalité de Johansson	$K = [(A \cdot \Delta m) / \sin L] - B$
Index d'humidité disponible (Moisture availability index) (Hargreaves 1975)	$MAI = P \times D / ETP$ $< 0,33$ déficit hydrique fort ; $> 1,01$ pas de déficit

Variables
P = précipitation (en mm)
A = amplitude thermique annuelle moyenne en °C ; lat = latitude en ° ; h = altitude en km
P, T = préc. et temp. moyennes annuelles. $I < 1$ = climat aride ; $I > 6$ = climat hyperhumide <i>idem facteur de pluie de Lang</i> <i>idem facteur de pluie de Lang</i>
P, E = préc. et évaporation moyennes annuelles (mm)
P, D = préc. et déficit de saturation de l'air moyens annuels
P, T = préc. et temp. moyennes annuelles
p, t = préc. et temp. moyennes mensuelles
P, T = préc. et temp. moyennes annuelles
t = température maximale moyenne du mois le plus chaud (en °C)
p, t = préc. et temp. moyennes mensuelles
P = préc. annuelles en mm
ETR et ETP = évapotranspiration réelle et potentielle
ETR et ETP = évapotranspiration réelle et potentielle
P, T = préc. et temp. moyennes annuelles $I < 1$ = climat sec ; $I > 1$ = climat humide
P = préc. annuelle (en mm) ; Ms = moyenne des pluies des mois secs (< 50 mm) nS = nombre de mois secs ; Hmax et Hmin = Humid. relative annuelle (%)
voir texte
P = préc. annuelle (en mm) M et m = moyenne des maxima (M) et minima (m) du mois le plus chaud et le plus froid (en °C)
P = moyenne annuelle des pluies, p = moyenne des pluies du mois le plus humide E = évaporation moyenne annuelle (en mm), e = évaporation moyenne du mois le plus humide
PE = somme des pluies estivales (mm), M = temp max. moyenne du mois le plus chaud V = variation thermique journalière moyenne pour la période estivale
m = moyenne des minima du mois le plus froid, D = nombre de décades ayant une température moyenne inférieure à 10°, E = Dif. entre la temp. moyenne du mois le plus chaud et le plus froid
Im = I mensuel ; p, t = préc. et temp. moyennes mensuelles. J = nombre de jours sans pluie
p = préc. moyenne mensuelle (mm)
t = moyenne des minima du mois le plus froid (en °C)
H = hauteur des pluies (mm), J = Nb de jours de pluie, n = nbre de mois avec $H > 30$ mm
Par mois : S = durée d'insolation (en heures), t = temp. moyenne, D = durée des pluies (en heures)
R = rayonnement, P = précipitation, L = chaleur latente de vaporisation de l'eau
voir texte
Dm = amplitude thermique annuelle, L = Latitude, A et B = constantes
PD = précipitation probable = précipitation probable trois années sur quatre PD = $-10 + 0,7PM$; PM = précipitation moyenne du mois ETP = Evapotranspiration selon la formule de Hargreaves

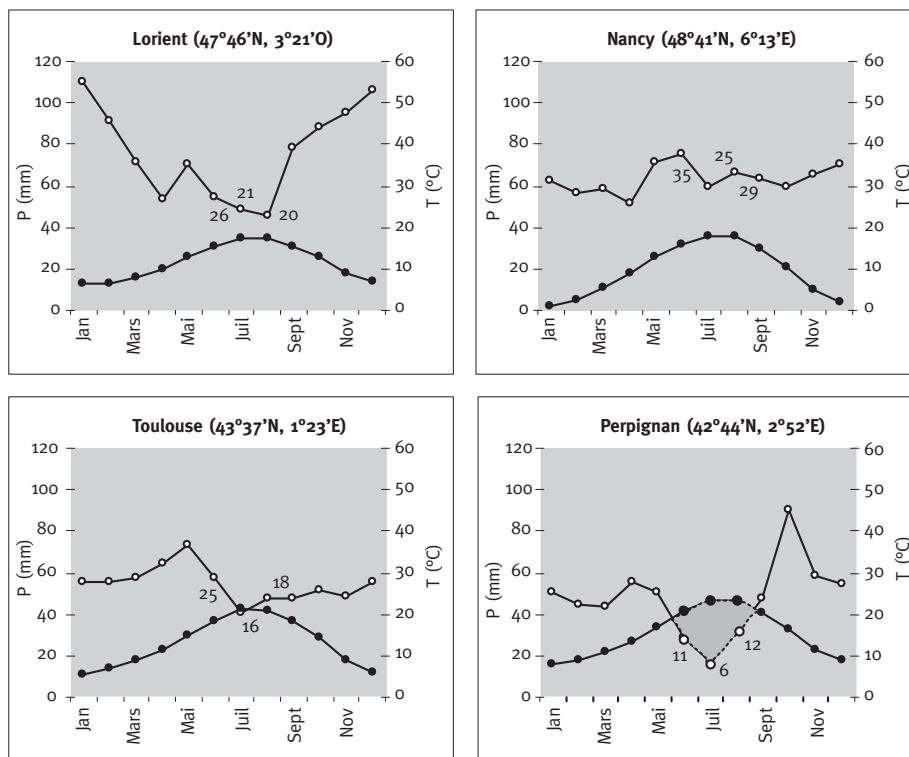
TABEAU I
Liste non exhaustive
des indices
bioclimatiques
utilisables dans les
études écologiques
 Les indices bioclimatiques dits de "production" ne sont pas pris en compte (ex. : indice de Paterson, de potentialité agricole de Turc, etc.)

(figure 3, ci-dessous). En région méditerranéenne, certains auteurs définissent un mois sec quand $p < 3t$ ou $p < 4t$. Outre ce diagramme, Gausсен et Bagnouls ont également défini un indice xérothermique valable en région méditerranéenne qui prend en compte “le nombre de jours biologiquement secs à travers les mois secs consécutifs”.

FIGURE 3

**DIAGRAMME OMBROTHERMIQUE POUR 4 STATIONS
DU RÉSEAU NATIONAL MÉTÉO-FRANCE**
Précipitations (P en mm, rond blanc) et Température (T en °C, rond noir)
moyennes mensuelles sur la période 1961-1990

Les chiffres représentent les indices mensuels de De Martonne
(voir paragraphe “Indice d’aridité” de De Martonne, ci-dessous)



• *Indice d'aridité de De Martonne*

En se basant sur des considérations essentiellement géographiques, De Martonne (1926) a défini l'aridité du climat à l'échelle annuelle par le quotient :

$$I = P / T + 10$$

L'aridité augmente quand la valeur de l'indice diminue. Au niveau mondial, De Martonne a proposé six grands types de macroclimats allant des zones désertiques arides ($I < 5$) aux zones humides à forêt prépondérante ($I > 40$).

La cartographie de cet indice annuel à l'échelle de la France continentale met clairement en évidence les zones les plus “arides” ($I : 15$ à 30) : la partie non montagneuse du pourtour méditerranéen (1), la région parisienne (2), l'Anjou (3), la plaine d'Alsace (4) et l'est de la Gascogne (5) (figure 4, p. 339).

De Martonne a également défini un indice utilisable à l'échelle mensuelle. Pour un mois donné caractérisé par une précipitation et une température moyennes p (en mm) et t (en °C), l'indice d'aridité mensuel est :

$$I = 12 p / t + 10$$

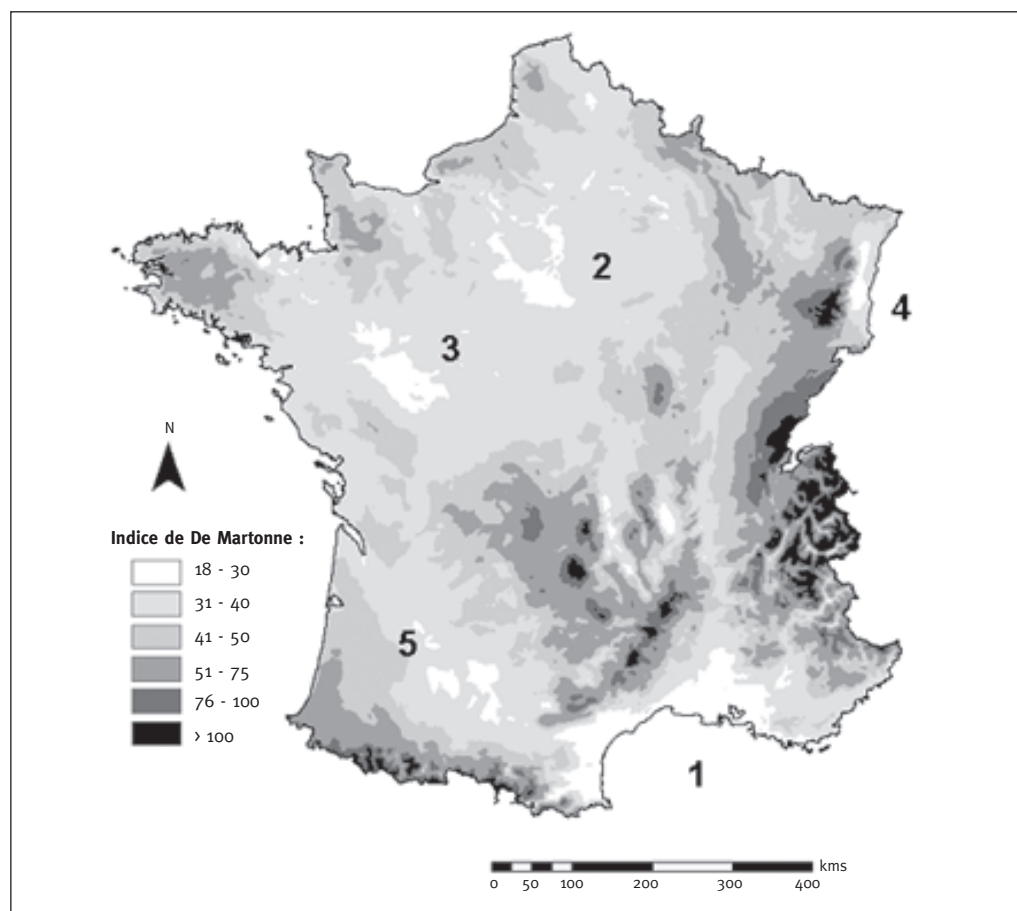
La pluviométrie est multipliée par 12 de façon à obtenir une valeur de l'indice comparable à celle de l'indice annuel. Ces indices expriment la sécheresse mais ne permettent pas de savoir à partir de quel moment un mois est vraiment "sec". Dans l'impossibilité de résoudre ce problème, différents seuils plus ou moins arbitraires ont été proposés. La valeur la plus couramment utilisée pour un mois sec est $I \leq 20$ (ce qui correspond, par exemple, pour une température de 25 °C, à une pluviométrie de 60 mm) (figure 3, p. 338).

L'indice de De Martonne a été utilisé avec succès pour différentes études sur la répartition des essences. Par exemple, l'aire du Sapin pectiné en France correspond à des situations pour lesquelles l'indice 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

FIGURE 4

INDICE ANNUEL DE DE MARTONNE

Les données sont calculées au pas kilométrique à partir des normales 1961-1990 du modèle AURELHY



des indices moyens d'aridité compris entre 14 et 37 pour la période de végétation, ou même entre 5 et 28 pendant les mois de juillet et août. En milieu méditerranéen français, Laaidi (1997) a montré que la répartition du Caroubier, du Myrte et du Lentisque était bien corrélée avec les variations d'indice d'aridité. Enfin, dans les Alpes françaises, Charnay (2001) a montré que la présence des essences à affinité méditerranéenne marquée (Chêne vert, Pin d'Alep, Érable de Montpellier, etc.) correspond aux indices les plus faibles (< 30), alors que les essences montagnardes (Épicéa, Orme des montagnes, Aulne vert, Sorbier, etc.) sont associées aux plus fortes valeurs (> 45).

- *Quotient pluviothermique d'Emberger*

L'indice d'Emberger prend en compte les précipitations annuelles P, la moyenne des maxima de température du mois le plus chaud (M en °C) et la moyenne des minima de température du mois le plus froid (m en °C) (Emberger, 1955). Il est 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) est un facteur important de la répartition des végétaux. En effet, 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). L'indice d'Emberger Q est donné par la formule :

$$Q = \left[\frac{n \times P}{[365 \times (M^2 - m^2)]} \right] \times 100$$

Si le nombre de jours de pluie n est inconnu, la formule simplifiée suivante est utilisée :

$$Q = \frac{100 \times P}{(M^2 - m^2)}$$

Un climat méditerranéen est d'autant plus sec que le quotient est petit. La majorité des valeurs s'échelonnent dans le bassin méditerranéen entre 100 et 600 (figure 5, p. 341). Il est à noter qu'à quotient équivalent, celui-ci a une valeur écologique différente selon les valeurs des températures qui y interviennent, les températures minimales (m) représentant un seuil biologique.

- *Angle de continentalité hydrique de Gams modifié par Michalet*

Cet indice concerne essentiellement les contextes de montagne (figure 6, p. 341). Il a été très utilisé pour étudier le climat des Alpes car il permet de s'affranchir des effets de l'altitude pour manifester la continentalité (Michalet, 1991). Pour une même altitude, les zones les plus externes d'un massif reçoivent 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. Cet angle α est défini par :

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

P = pluviométrie totale annuelle (en mm) et A = altitude (en m)

L'angle α augmente et tend vers 90° quand la pluviométrie diminue relativement à l'altitude du poste considéré. Les Alpes externes, fortement arrosées, correspondent à des angles < 40°, les Alpes intermédiaires à des angles compris entre 40 et 50° et les Alpes internes, faiblement arrosées à fort ensoleillement, à des angles supérieurs à 50°. Des études en cours dans le contexte alpin montrent que le Mélèze est présent majoritairement dans les zones caractérisées par un angle supérieur à 50-55° (Alpes du Nord interne, Alpes du Sud intermédiaire et interne),

FIGURE 5
QUOTIENT PLUVIOTHERMIQUE
D'EMBERGER

Les données sont calculées
au pas kilométrique
à partir de normales 1961-1990
du modèle AURELHY.
Seul le bassin méditerranéen
a été représenté
car c'est le domaine
de validité de l'indice

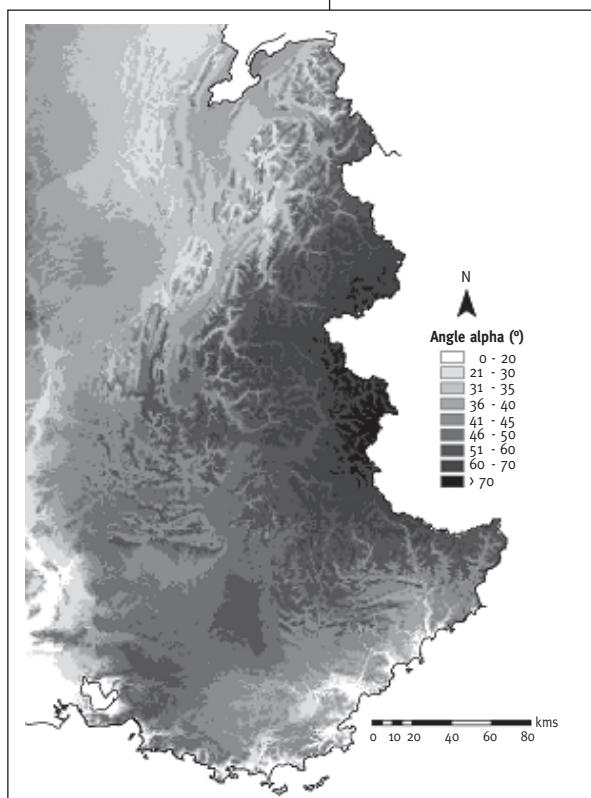
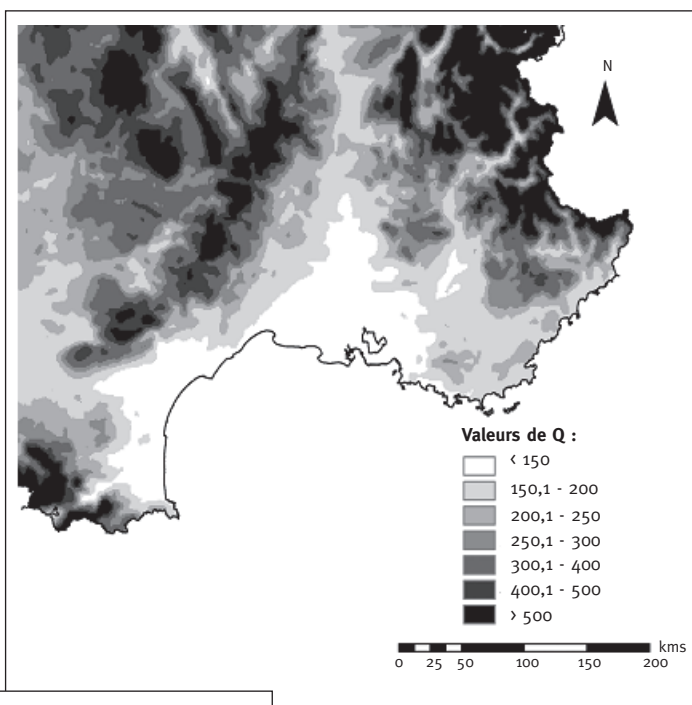


FIGURE 6
ANGLE DE CONTINENTALITÉ HYDRIQUE
DE GAMS MODIFIÉ PAR MICHALET (1991)

Les données sont calculées
au pas kilométrique
à partir de normales 1961-1990
du modèle AURELHY et du MNT

et son optimum de présence correspond à un angle de 74°. L'abondance du Sapin et du Hêtre diminue fortement pour des angles > 50° et l'optimum de présence correspond à un angle inférieur à 20° (zones externes et intermédiaires). Enfin, le Chêne sessile se cantonne dans les zones de faible altitude (optimum 600 m) assez fraîches avec un optimum de 24°.

Comment estimer “facilement” l'évapotranspiration potentielle ?

L'ETP est une donnée essentielle car elle intervient directement dans les calculs des bilans hydriques. Les méthodes pour estimer ces bilans sont multiples et ne seront pas développées dans le présent travail. On rappellera seulement que le bilan hydrique le plus simple consiste à faire la différence ($P - ETP$) au pas de temps mensuel. Dans ce cas, on parlera généralement de “bilan hydrique potentiel” ou “climatique”. Les plus complexes estiment l'évolution journalière du contenu en eau du sol en prenant en compte de très nombreux paramètres climatiques, stationnels et du couvert (Choisnel, 1992b ; Granier *et al.*, 1995).

Telle qu'elle a été définie originellement, l'ETP correspond à la quantité d'eau maximale que peut restituer dans l'atmosphère un couvert végétal en pleine activité physiologique et en conditions non limitatives d'approvisionnement hydrique (Thornthwaite, 1948). Il est évident que, si cette ETP dépend essentiellement du climat, les propriétés des surfaces évaporantes et les particularités anatomiques et physiologiques des espèces modulent également son intensité. Actuellement, la norme considère que l'évapotranspiration potentielle correspond à la consommation en eau d'un gazon couvrant, en phase de croissance active, sans restriction de son alimentation hydrique (Choisnel *et al.*, 1992). Même si le couvert de référence n'est pas celui susceptible d'évapotranspirer le plus, il est admis qu'il donne une estimation intéressante de la demande en eau qu'exerce le climat (“demande climatique”). En été, par exemple, les valeurs journalières de cette ETP sont couramment comprises entre 3 et 6 mm/jour. De nombreux auteurs ont cherché à exprimer l'ETP à partir de données climatiques plus simples en raison de la difficulté des mesures expérimentales directes de l'ETP “gazon” (à partir de cases lysimétriques à drainage ou pesable, etc.). On distingue généralement les formules “empiriques” des formules “physiques” (Choisnel *et al.*, 1992) :

- Le premier groupe utilise des variables simples comme la température (formules “thermiques”, T) et/ou le rayonnement (formules “radiatives”, R). Parmi ce groupe, on peut citer : Thornthwaite (T), Turc (R), Hargreaves (T), Blaney-Criddle (T), Jensen-Haise (R), Hamon, Primault, Papadakis, Prescott, Haude, Linacre, etc.

- Le second groupe correspond aux formules plus complexes et plus précises, qui intègrent les processus énergétiques au niveau des surfaces d'échange. Ces formules sont difficilement applicables dans une démarche de gestion courante et sont réservées aux institutions de recherche et aux services météorologiques. On peut citer : Priestley-Taylor, McNaughton-Black, Penman, Penman-Monteith, Shuttleworth-Wallace, de Bruin-Keijman, Brutsaert-Stricker, Brochet et Gerbier, etc.

Dans cet article, seules trois formules simples d'utilisation et faciles à calculer par le praticien de terrain sont présentées : Thornthwaite, Turc et Hargreaves. Les moyennes trentenaires (1961-1990) de ces trois ETP ont été calculées mensuellement sous SIG. Les valeurs annuelles ont été cartographiées et comparées à l'échelle de la France continentale.

• La formule d'ETP de Thornthwaite (1948)

La 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. L'évapotranspiration potentielle mensuelle (en mm) est donnée par :

$$ETP \text{ (mm/mois)} = 16 \times \left[\left(\frac{10 \times t}{I} \right) \right]^a \times F$$

t = température moyenne mensuelle (°C)

I = indice thermique annuel, somme des 12 indices mensuels I_j

$$I = \sum_{j=1}^{12} I_j \text{ avec } I_j = \left(\frac{t}{5} \right)^{1,514}$$

a = fonction de l'indice I :

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

F = terme correctif fonction de la durée théorique de l'insolation variant avec la latitude et la saison. Il cherche à représenter l'évolution des rayonnements solaires en fonction de la position géographique et de la période (tableau II, ci-dessous).

L'ETP est nulle pour les températures inférieures à zéro. Pour des températures moyennes mensuelles supérieures à 26,5°C (zones arides), la formule de l'ETP est de la forme :

$$ETP \text{ (mm/mois)} = (-415,85 + 32,24 \cdot t - 0,43 \cdot t^2) \times F$$

TABEAU II Terme correctif mensuel F selon la latitude utilisé pour les estimations de l'évaporation potentielle dans le cas de la formule de Thornthwaite

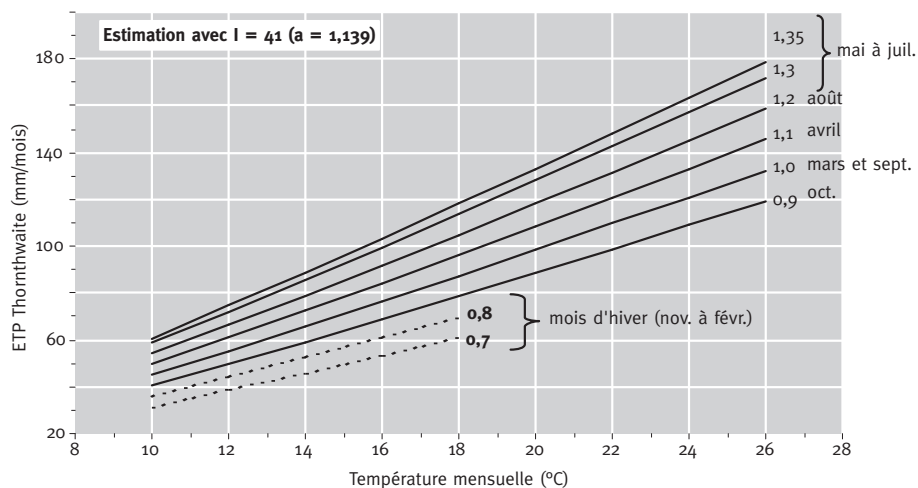
Lat. N.	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
39	0,85	0,84	1,03	1,11	1,23	1,25	1,27	1,18	1,04	0,96	0,83	0,81
40	0,84	0,83	1,03	1,11	1,24	1,25	1,27	1,18	1,04	0,96	0,83	0,81
41	0,83	0,83	1,03	1,11	1,25	1,26	1,27	1,19	1,04	0,96	0,82	0,8
42	0,82	0,83	1,03	1,12	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
Lat. S.	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
40	1,27	1,06	1,07	0,93	0,86	0,78	0,84	0,92	1,00	1,15	1,2	1,29
42	1,28	1,07	1,07	0,92	0,85	0,76	0,82	0,92	1,00	1,16	1,22	1,31
44	1,3	1,08	1,07	0,92	0,83	0,74	0,81	0,91	0,99	1,17	1,23	1,33
46	1,32	1,1	1,07	0,91	0,82	0,72	0,79	0,9	0,99	1,17	1,25	1,35
48	1,34	1,11	1,08	0,9	0,8	0,7	0,76	0,89	0,99	1,18	1,27	1,37
50	1,37	1,12	1,08	0,89	0,77	0,67	0,74	0,88	0,99	1,19	1,29	1,41

Pour les praticiens et les gestionnaires désirant estimer rapidement le niveau moyen de l'ETP mensuelle selon le régime thermique, il est possible de construire des courbes comme celle présentée dans la figure 7 (p. 344). La formule de Thornthwaite nécessite d'abord le calcul de l'indice thermique annuel I. Pour la grande moitié Nord de la France (Lat > 48°), il est en moyenne de 41 (a = 1,139) (moyenne 1961-1990 sur 45 stations du réseau Météo-France). Dans ce contexte, on passe de 105 mm à 130 mm quand la température augmente de 18 à 22°C au mois d'août.

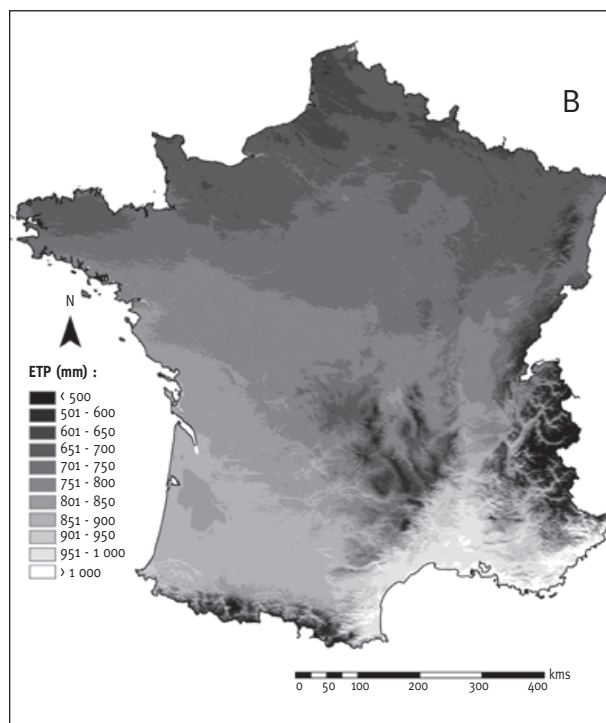
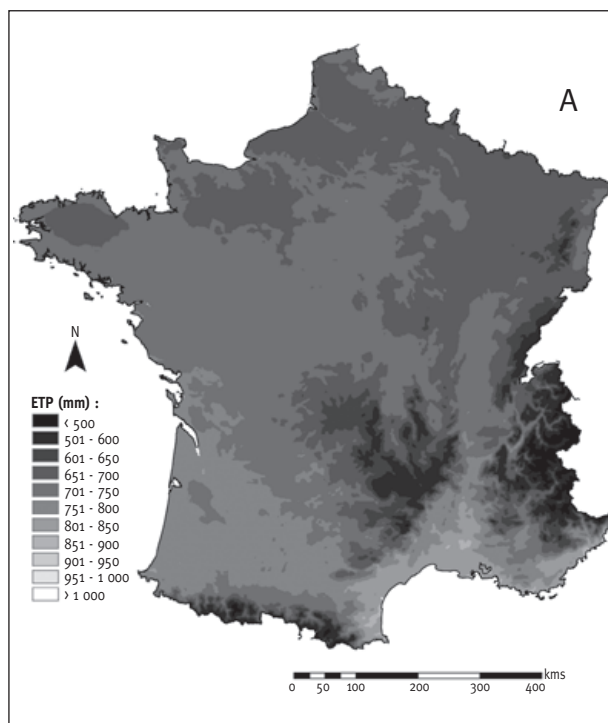
FIGURE 7

**EXEMPLE DE COURBES D'ESTIMATION "RAPIDE"
DE L'ETP THORNTWHAITE MENSUELLE SELON LA TEMPÉRATURE MOYENNE
POUR LA MOITIÉ NORD DE LA FRANCE (I fixé à 41)**

Les chiffres en gras représentent les valeurs prises par le terme correctif F
(les mois correspondants ont été précisés)



À partir des données spatialisées, on observe, en France, des valeurs de cumul annuel d'ETP Thornthwaite comprises entre 300 mm et 1 000 mm (moyenne 1961-1990) (figure 8A, ci-dessous).



Les valeurs diminuent vers le nord-est du pays, du fait de l'augmentation de latitude et de continentalité, ainsi qu'en montagne du fait de l'augmentation d'altitude. La période hivernale de novembre à février représente 8 % des ETP annuelles, le début de saison de végétation (de mars à mai) 22 %, et la période d'été (de juin à septembre) 61 %, avec un maximum moyen pour la France de 118 mm en juillet. Les ETP maximales atteignent 140 mm en juillet, sur le pourtour méditerranéen et dans le couloir rhodanien, et jusque dans les basses vallées alpines (Grésivaudan, combe de Savoie).

• *La formule de Turc*

La formule originale est utilisable à l'échelle journalière, décadaire ou mensuelle et prend deux formes selon l'humidité relative moyenne (Turc, 1955, 1961).

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

$$ETP \text{ (mm/n jours)} = n \times 0,013 \times (R_g + 50) \times \left(\frac{t}{t + 15} \right)$$

n = période considérée [jour ($n = 1$), décade ($n = 10$), mois ($n = 28, 29, 30$ ou 31)]

t = température moyenne de l'air de la période (°C)

R_g = rayonnement global en $\text{cal/cm}^2/\text{jour}$

Dans la formule présentée ci-dessus, si l'humidité (H_r) est inférieure à 50 %, il faut multiplier la valeur de l'ETP par un terme correctif.

$$1 + \frac{(50 - H_r)}{70}$$

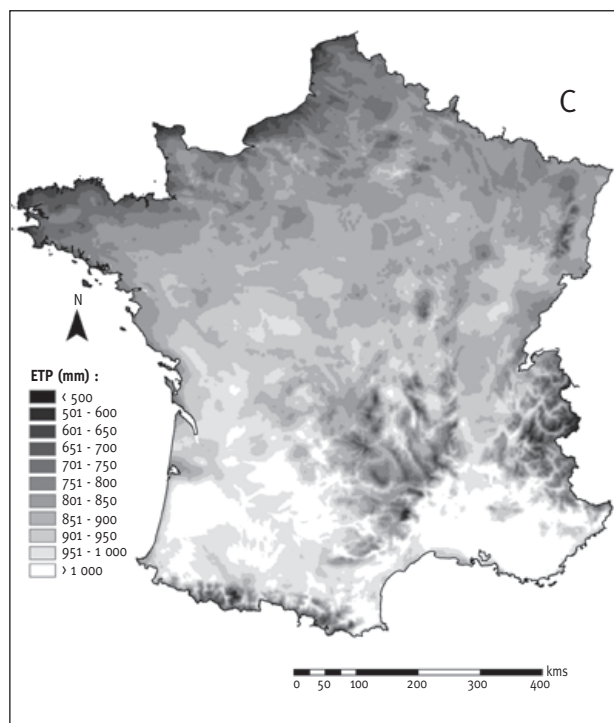


FIGURE 8

**ÉVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE (ETP)
MOYENNE ANNUELLE
CALCULÉE À PARTIR DU SIG AU PAS KILOMÉTRIQUE
SELON LA FORMULE DE THORNTHWAITE (A),
TURC (B) ET HARGREAVES (C)**

Les normales de températures 1961-1990 du modèle AURELHY ont été utilisées pour les 3 calculs, ainsi que les radiations du modèle Hélios (Piedallu, en préparation) pour l'ETP Turc

En ce qui concerne le calcul du rayonnement solaire, il est possible d'utiliser des données calculées à l'aide d'un SIG, ou à défaut l'abaque présentée dans le tableau III (ci-dessous). Si l'on connaît la durée d'insolation, il est aussi possible d'utiliser la formule d'Angström :

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

R_{ga} = radiation théorique maximale au lieu considéré

h = durée d'insolation effective (en heure)

H = durée d'insolation théorique (en 1/10 d'heure). Le rapport h/H est appelé la fraction d'insolation

R_{ga} et H dépendent de la latitude et de la saison.

Une journée estivale dans le Sud de la France correspond à des valeurs de rayonnement global R_g de l'ordre de 20 à 25 MJ/m² (400 à 600 cal/cm²/jour). Elle est d'environ de 15 à 20 MJ/m² dans le Nord (350 à 500 cal/cm²/jour).

TABEAU III Valeurs du rayonnement global journalier (R_g en cal/cm²/jour) selon la latitude, utilisées pour les estimations de l'évapotranspiration potentielle dans le cas de la formule Turc

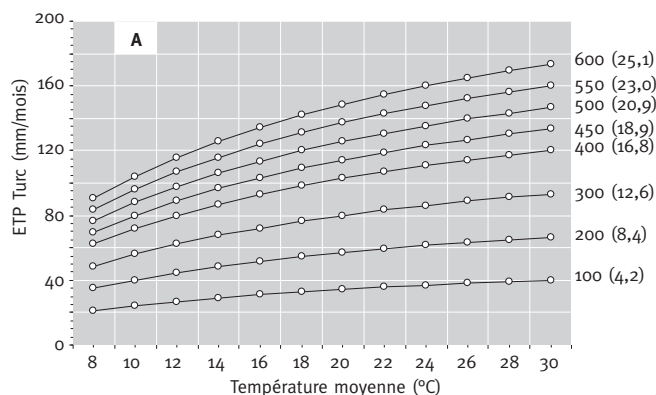
Ces valeurs moyennes ont été obtenues à partir des mesures effectuées sur 89 stations du réseau national Météo-France

Latitude	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
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

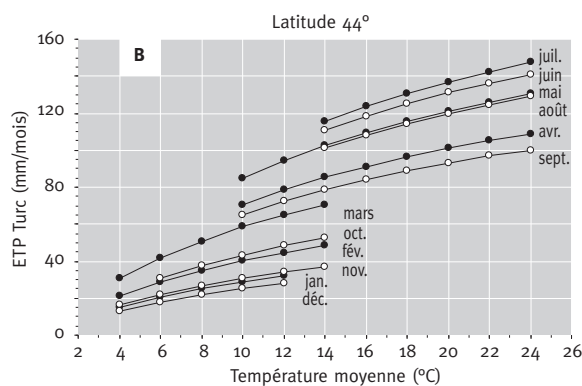
Comme pour la formule de Thornthwaite, il est possible de construire des abaques permettant d'estimer rapidement le niveau moyen mensuel de l'ETP selon le régime thermique (figure 9, p. 347). L'entrée peut se faire à partir des données de rayonnement (cas A) ou à partir de la latitude (cas B et C).

FIGURE 9

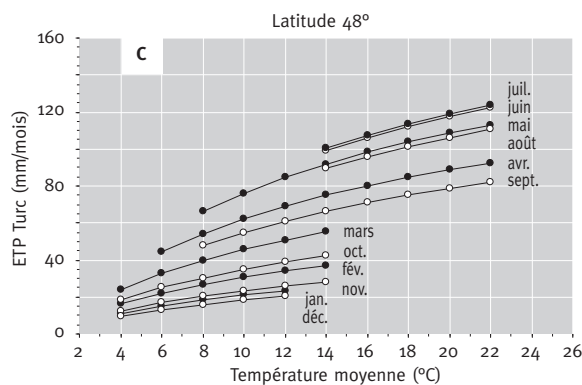
COURBES D'ESTIMATION "RAPIDE" DE L'ETP TURC MENSUELLE SELON LA TEMPÉRATURE MOYENNE



Pour la figure A, le rayonnement global journalier moyen est la clé d'entrée. Il est exprimé en $\text{cal}/\text{cm}^2/\text{jour}$ ou en $\text{MJ}/\text{m}^2/\text{jour}$ (valeurs entre parenthèses). Par exemple, pour une température moyenne mensuelle de 20°C et un rayonnement journalier de $600 \text{ cal}/\text{cm}^2/\text{jour}$ ($= 25 \text{ MJ}/\text{m}^2$), l'ETP mensuelle sera de l'ordre de 150 mm (valeur moyenne à Ajaccio pour juillet).



Pour les figures B et C, la détermination se fait à partir de la latitude. Pour le mois de juillet, l'ETP est de l'ordre de 140 mm pour la latitude 44° (ex : Montélimar) et moins de 120 mm pour la latitude 48° (exemple : Nancy).



En France, les ETP moyennes (1961-1990) calculées avec la formule de Turc s'échelonnent de 300 à 1100 mm pour les cumuls annuels (figure 8B, p. 344). Les valeurs mensuelles les plus fortes dépassent les 150 mm pour le mois de juillet sur le pourtour de la Méditerranée et dans l'arrière-pays provençal, jusque dans la haute vallée de la Durance. Du fait de la prise en compte de la topographie dans le calcul, par le biais des radiations solaires, on retrouve les valeurs extrêmes en zone de montagne, ce qui est particulièrement visible dans les Alpes. La répartition saisonnière est sensiblement équivalente à celle observée avec les ETP Thornthwaite.

• *La formule de Hargreaves*

Cette formule est très bien adaptée aux zones tempérées pour estimer l'évapotranspiration potentielle journalière des systèmes agricoles (Hargreaves et Allen, 2003). Afin de réduire les biais relatifs aux variations journalières rapides de la vitesse du vent ou de la couverture nuageuse, Hargreaves et Allen (2003) recommandent d'utiliser la formule avec un pas de temps d'au moins 5 jours (cumuls sur au moins 5 jours des valeurs journalières). Cette formule, qui a été utilisée en 1997 pour élaborer un atlas climatique mondial, est de la forme :

$$ETP \text{ (mm/jour)} = 0,0023 \times Ra \times (t + 17,8) \times \sqrt{\Delta t}$$

t = température moyenne (°C)

Δt = amplitude thermique ($T_{\max} - T_{\min}$) en °C. Ce paramètre intègre indirectement l'effet de la couverture nuageuse car Δt décroît généralement avec l'augmentation de la nébulosité

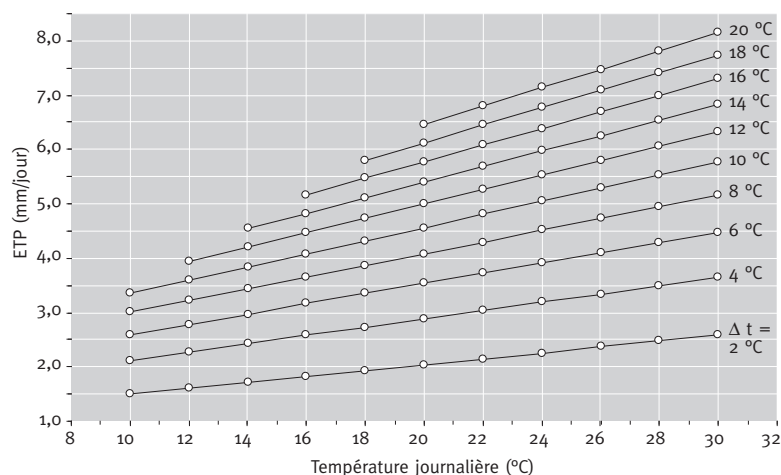
Ra = rayonnement extraterrestre exprimé en équivalent d'eau évaporée (mm/jour) (tableau IV)

TABLEAU IV Radiations extraterrestres (Ra) exprimées en équivalent d'évaporation (en mm/jour) selon la latitude et le mois

Lat. N.	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
40	6,22	8,25	11,16	14,12	16,21	17,08	16,66	14,96	12,28	9,22	6,73	5,63
40,5	6,09	8,13	11,07	14,07	16,20	17,08	16,65	14,92	12,20	9,11	6,61	5,50
41	5,96	8,01	10,97	14,01	16,18	17,08	16,64	14,88	12,12	9,00	6,49	5,38
41,5	5,84	7,89	10,88	13,95	16,16	17,09	16,63	14,84	12,04	8,89	6,36	5,25
42	5,71	7,77	10,78	13,89	16,14	17,08	16,63	14,80	11,96	8,77	6,24	5,12
42,5	5,58	7,65	10,68	13,83	16,11	17,08	16,61	14,76	11,87	8,66	6,11	4,99
43	5,45	7,53	10,59	13,77	16,09	17,08	16,60	14,71	11,79	8,55	5,99	4,86
43,5	5,33	7,41	10,49	13,71	16,07	17,07	16,59	14,67	11,71	8,44	5,86	4,73
44	5,20	7,29	10,39	13,65	16,04	17,07	16,57	14,62	11,62	8,32	5,73	4,60
44,5	5,07	7,17	10,29	13,58	16,01	17,06	16,56	14,57	11,53	8,21	5,60	4,47
45	4,94	7,04	10,18	13,52	15,98	17,05	16,54	14,52	11,45	8,09	5,48	4,34
45,5	4,81	6,92	10,08	13,45	15,95	17,04	16,52	14,47	11,36	7,98	5,35	4,21
46	4,68	6,80	9,98	13,38	15,92	17,03	16,50	14,42	11,27	7,86	5,22	4,08
46,5	4,55	6,67	9,88	13,32	15,89	17,02	16,48	14,37	11,18	7,74	5,09	3,95
47	4,41	6,55	9,77	13,25	15,86	17,00	16,46	14,31	11,09	7,62	4,96	3,82
47,5	4,28	6,42	9,67	13,18	15,82	16,99	16,44	14,26	11,00	7,50	4,83	3,69
48	4,15	6,30	9,56	13,11	15,79	16,97	16,41	14,20	10,91	7,39	4,70	3,55
48,5	4,02	6,17	9,45	13,03	15,75	16,95	16,39	14,15	10,81	7,27	4,57	3,42
49	3,89	6,04	9,35	12,96	15,71	16,94	16,36	14,09	10,72	7,15	4,44	3,29
49,5	3,75	5,92	9,24	12,89	15,67	16,92	16,33	14,03	10,62	7,03	4,31	3,16
50	3,62	5,79	9,13	12,81	15,63	16,89	16,30	13,97	10,53	6,90	4,18	3,02
50,5	3,49	5,66	9,02	12,73	15,59	16,87	16,27	13,91	10,43	6,78	4,04	2,89
51	3,35	5,53	8,91	12,66	15,55	16,85	16,24	13,85	10,34	6,66	3,91	2,76
51,5	3,22	5,40	8,80	12,58	15,51	16,82	16,21	13,78	10,24	6,54	3,78	2,62

La figure 10 (ci-dessous) présente les valeurs de l'ETP journalière pour le mois de juillet selon la température et l'amplitude journalières (R_a a été fixé à 16,6). Par exemple, pour une température de 24 °C et une amplitude de 8 °C, l'ETP journalière est de 4,5 mm.

FIGURE 10 COURBES D'ESTIMATION "RAPIDE" DE L'ETP HARGREAVES JOURNALIÈRE POUR LE MOIS DE JUILLET SELON LA TEMPÉRATURE ET L'AMPLITUDE THERMIQUE
 R_a a été fixé à 16,6 (voir tableau IV, p. 348)
 Pour une température moyenne de 22 °C et une amplitude de 10 °C,
 l'ETP journalière est de 4,8 mm



En France, les valeurs d'ETP calculées avec la formule de Hargreaves varient pour l'année entre 500 et 1 200 mm (figure 8C, p. 345). Le gradient Sud-Ouest/Nord-Est observé précédemment avec les calculs de Thornthwaite et Turc s'estompe, au profit d'une différenciation Nord/Sud dans laquelle apparaît l'influence côtière, notamment le long de la Manche. Les valeurs les plus fortes obtenues pour le mois de juillet dépassent les 180 mm dans l'arrière-pays provençal, le Gapençais, et au pied des Cévennes.

COMPARAISON DES FORMULES D'ETP

De nombreuses études ont comparé les méthodes de calculs de l'ETP (Choisnel *et al.*, 1992 ; Winter *et al.*, 1995 ; Federer *et al.*, 1996 ; Jensen *et al.*, 1997 ; Droogers et Allen, 2002 ; Rosenberry *et al.*, 2004). Dans ces travaux, la valeur de référence est soit celle d'un couvert herbacé en croissance et bien alimenté en eau suivi sur plusieurs années en case lysimétrique de quelques dizaines de m², ou celle donnée par la formule de Penman-Monteith qui est reconnue comme la meilleure formule dans une large gamme de contexte climatique. Les estimations par les différentes formules sont alors comparées aux mesures réelles ou de Penman et les résultats sont discutés en termes d'écarts moyens journaliers.

En Europe, l'étude la plus complète est celle de Choisnel *et al.* publiée en 1992. Ces auteurs ont comparé les estimations de 9 formules à partir de données climatiques de 33 stations réparties dans 7 pays. L'analyse s'est faite par décennie sur des périodes d'analyse de 10 à 40 ans. D'une façon générale, plus l'échelle temporelle prise en compte est petite (jour ou quelques jours), et plus les écarts entre les différentes estimations sont importants. Les formules intégrant les nombreux paramètres climatiques journaliers comme la vitesse du vent, l'humidité de l'air, etc.

sont évidemment les plus précises. Les formules fondées essentiellement sur la température sous-estiment l'ETP notamment en été. Ceci s'explique en partie par le fait que, au niveau du cycle annuel, les variations de température ont environ un mois de retard sur celles du rayonnement solaire (Choisnel *et al.*, 1992).

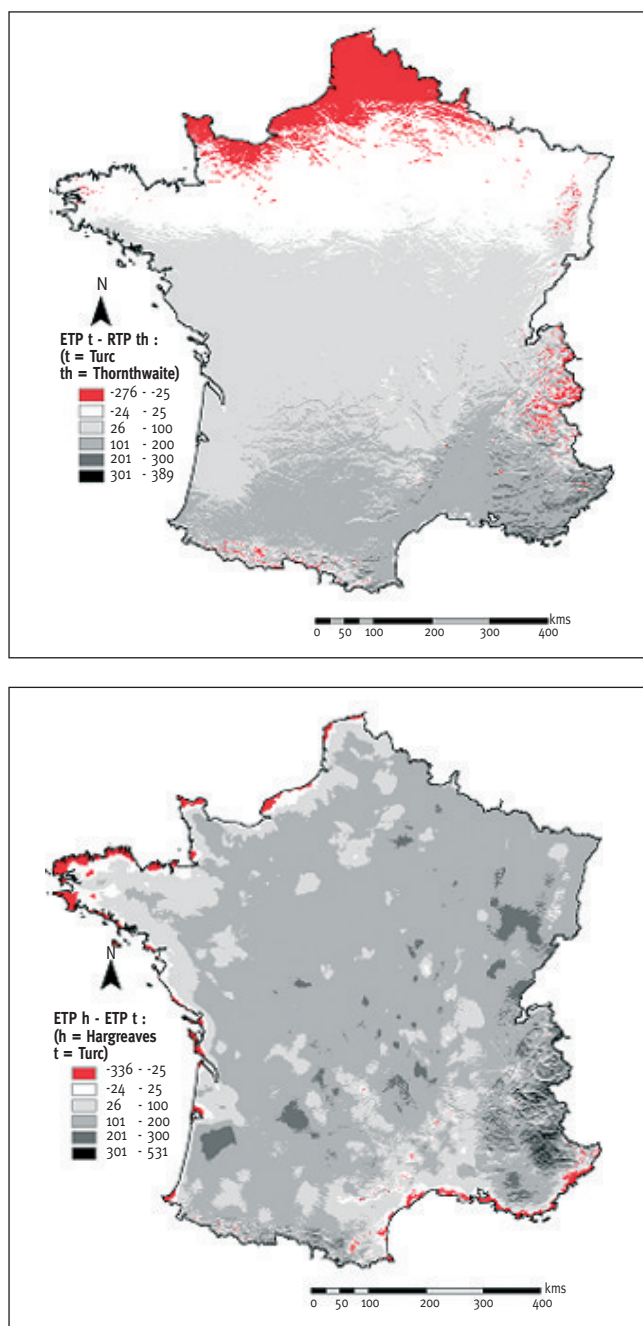
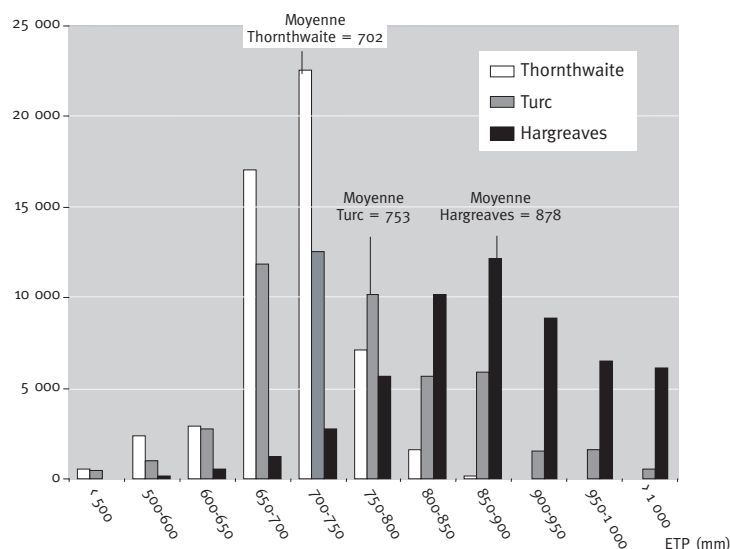


FIGURE 11
ÉCARTS ANNUELS MOYENS EN MM
(période 1961-1990)
ENTRE LES ETP
TURC ET THORNTHWAITE
(carte du haut)
ET LES ETP HARGREAVES ET TURC
(carte du bas)

Les données ont été calculées
au pas kilométrique

La comparaison des ETP moyennes (période 1961-1990) calculées sous SIG au niveau de la France entière et au pas kilométrique met clairement en évidence des différences importantes (figure 11, p. 350). L'ETP Thornthwaite donne les valeurs annuelles les plus faibles (moyenne : 702 mm), devant Turc (753 mm) et Hargreaves (878 mm) (figure 12, ci-dessous). L'amplitude des valeurs est plus forte avec les formules de Hargreaves et Turc ; la formule de Thornthwaite ayant tendance à uniformiser les ETP. Par rapport à Turc, Thornthwaite surestime les valeurs sur environ 20 % du territoire (Nord de la France) ; dans 1 % des cas, les écarts annuels sont de plus de + 100 mm (figure 12, ci-dessous). Elle les sous-estime sur près de 65 % du territoire, présentant des écarts supérieurs à 100 mm dans 20 % des cas. Cette sous-estimation apparaît nettement en zone méditerranéenne. Cette comparaison illustre la meilleure prise en compte des changements de latitude et de topographie par la formule de Turc, grâce au couplage température-rayonnement. Ainsi, les écarts entre ces deux méthodes de calcul peuvent atteindre plus de 200 mm (voire localement 300 mm) sur les versants Sud des massifs situés dans le bassin méditerranéen.

FIGURE 12 HISTOGRAMME DE RÉPARTITION DES VALEURS DES DIFFÉRENTES ETP CALCULÉES SOUS SIG AU NIVEAU DE LA FRANCE ENTIÈRE (données au pas kilométrique)

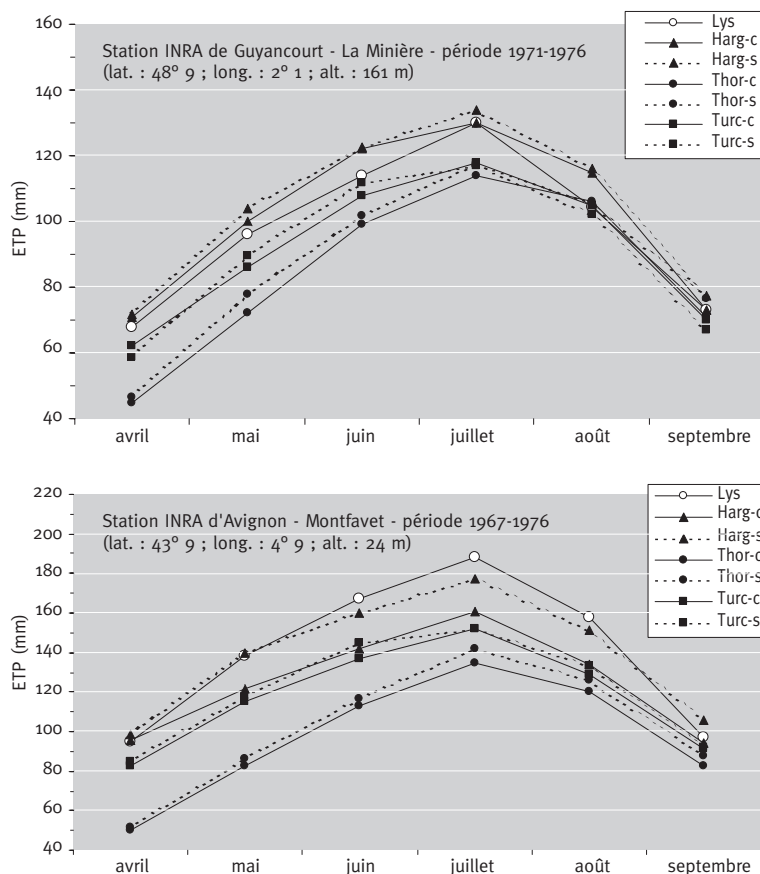


Concernant la comparaison Turc-Hargreaves, on observe que, excepté pour les zones littorales (1,5 % du territoire), les valeurs de Hargreaves sont supérieures à celles de Turc. Environ 73 % du territoire présentent un écart supérieur à 100 mm et environ 5 % un écart supérieur à 200 mm (figure 12, ci-dessus). Ces différences sont principalement liées à la prise en compte des amplitudes thermiques dans la formule. Les écarts entre les deux formules sont également beaucoup plus importants dans les versants Nord (plus de 300 mm) que dans les versants Sud ; la formule d'Hargreaves ne prenant pas en compte l'effet de la topographie, ce qui est bien visible dans les Alpes, par exemple.

Les mesures sur cases lysimétriques effectuées aux stations INRA de Guyancourt (latitude 48,9°, longitude 2,1°) et d'Avignon (latitude 43,9°, longitude 4,9°) (Choisnel *et al.*, 1992) ont été comparées avec les calculs basés sur les relevés météorologiques de ces mêmes postes (suffixe -c) et les calculs réalisés sous SIG (suffixe -s) (figure 13, p. 352). La méthode de calcul de Hargreaves donne

FIGURE 13

**COMPARAISON ENTRE ETP
MESURÉES À PARTIR DES CASES LYSIMÉTRIQUES (Lys d'après Choisnel *et al.*, 1992)
ET CALCULÉES AVEC LES DONNÉES ISSUES DES STATIONS MÉTÉOROLOGIQUES (c)
OU DES CALCULS SOUS SIG (s)**



Harg : ETP calculée
avec la formule de
Hargreaves
Thor : Thornthwaite
Turc : Turc

Pour les calculs sous
SIG, ce sont les
moyennes trentenaires
1961-1990 qui ont été
utilisées.

les meilleurs résultats, l'écart absolu moyen avec les données calculées d'après le poste météorologique pendant la période avril-septembre étant le plus faible (4,3 mm pour le poste de Guyancourt, 16 mm pour celui d'Avignon). Les moins bons résultats sont donnés par la formule de Thornthwaite. Les écarts sont respectivement de 13,7 mm pour Guyancourt et 43,2 mm pour Avignon. Il est à noter que les valeurs calculées sous SIG ne sont pas identiques à celles calculées avec les mesures du poste météorologique du fait de l'utilisation de données modélisées et d'une période de référence différente (moyenne 1961-1990 pour les données SIG). Cependant, les écarts sont faibles et les tendances sont respectées, les calculs sous SIG ayant tendance à être plus élevés.

Ces comparaisons à l'échelle de la France entière sont cohérentes avec les études plus ponctuelles menées aussi bien en France (Choisnel *et al.*, 1992), que dans différents contextes arides et semi-arides de l'Amérique du Nord (Amatya *et al.*, 1995 ; Jensen *et al.*, 1997 ; Rosenberry *et al.*, 2004) ou encore sous climat méditerranéen en Italie (Tombesi, 1984). Dans toutes ces études, la formule de Thornthwaite sous-estime très fortement les ETP, et c'est l'utilisation de la formule de Hargreaves qui est recommandée car elle donne les meilleurs indices. Ensuite, la formule

“radiative” de Turc donne d’assez bons résultats. C’est la meilleure formule simple pour le praticien désirant intégrer des données de rayonnement. Dans ses travaux originaux, Turc avait par ailleurs montré que les différences entre les valeurs mesurées et les valeurs estimées étaient inférieures à 15 % près de deux fois sur trois pour un calcul mensuel, et environ trois fois sur quatre pour des périodes de plusieurs mois (Turc, 1955, 1961). Cependant, il serait intéressant de comparer précisément les formules de Turc et d’Hargreaves en milieu de montagne, l’effet de l’exposition n’étant directement pris en compte que dans la formule de Turc par l’intermédiaire des radiations solaires, l’importance des changements d’amplitude thermique en fonction des versants étant beaucoup plus difficile à appréhender.

CONCLUSIONS

Le praticien dispose donc à l’heure actuelle de plusieurs sources d’information pour analyser le contexte climatique de sa région de travail. Même si parfois l’utilisation de données météorologiques à pas de temps journalier est indispensable pour comprendre ou expliquer certains phénomènes (floraison ou débourrement des arbres, calcul de bilan hydrique à base écophysio-logique...), le praticien utilise essentiellement des données mensuelles ou annuelles et souvent moyennées sur des longues périodes (10, 20 ou 30 ans). De telles pratiques permettent de minimiser le poids important, à petite échelle temporelle, de certains facteurs (vitesse du vent, humidité de l’air...) ou celui des données manquantes. L’utilisation de données mensuelles (moyennées ou non) est généralement suffisante pour dégager les grands traits des contextes méso- ou topoclimatiques des forêts étudiées, et mettre en évidence des zones à risque de déficit hydrique plus important. En revanche, l’utilisation des moyennes sur un pas de temps trop important risque de masquer totalement la fréquence (et l’intensité) d’événements extrêmes souvent déterminants dans les dysfonctionnements forestiers. La difficulté est donc de trouver le meilleur compromis entre l’information disponible, le pas de temps et l’échelle spatiale. L’utilisation des Systèmes d’Information géographiques associés à des Modèles numériques de Terrain, ainsi que le développement des banques de données météorologiques, devrait permettre une représentation des différents paramètres climatiques à des échelles spatiales et temporelles de plus en plus compatibles avec la gestion forestière. Aujourd’hui, le développement des capacités de stockage et de traitement de données nous permet d’évaluer l’intérêt écologique de ces indices sur de larges échelles, grâce à l’utilisation conjointe de bases de données phytoécologiques.

François LEBOURGEOIS - Christian PIEDALLU
Unité Mixte de Recherche INRA-ENGREF 1092
Laboratoire d’Étude des Ressources Forêt-Bois
Équipe Écologie forestière
ENGREF
14, rue Girardet
CS 14216
F-54042 NANCY CEDEX
(lebourg@engref.fr)
(piedallu@engref.fr)

BIBLIOGRAPHIE

- AMATYA (D.M.), SKAGGS (R.W.), GREGORY (J.D.). — Comparison of methods for estimating REF-ET. — *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, vol. 121, n° 6, 1995, pp. 427-435.
- AUSSENAC (G.), GUEHL (J.-M.). — Dépérissements et accidents climatiques. — *Revue forestière française*, vol. XLVI, n° 5, 1994, pp. 458-470.
- BENICHOU (P.), LE BRETON (P.). — Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques. — *La Météorologie*, vol. 7, n° 19, 1987, pp. 23-34.
- BORIES (P.). — Contribution à l'étude de la climatologie en France au cours des siècles passés. — *La Météorologie*, avril-juin 1953, pp. 150-155.
- BRÉDA (N.), GRANIER (A.), AUSSENAC (G.). — La Sécheresse de 2003 dans le contexte climatique des 54 dernières années : analyse écophysologique et influence sur les arbres forestiers. — *Revue forestière française*, vol. LI, n° 2, 2004, pp. 109-131.
- CHARNAY (L.). — Précision de l'écologie des essences forestières dans les Alpes à l'aide de données spatialisées. — Nancy : ENGREF, 2001. — 55 p. (Mémoire de 3^e année FIF).
- CHOISNEL (E.). — Le Calcul du bilan hydrique du sol : options de modélisation et niveaux de complexité. — *Science du sol*, vol. 30, n° 1, 1992b, pp. 15-31.
- CHOISNEL (E.). — Climat : notions de climatologie, climat régional, topoclimat, microclimat. — *Techniques agricoles*, n° 1015, 1992a, pp. 1-14.
- CHOISNEL (E.), DE VILLELE (O.), LACROZE (F.). — Une approche uniformisée du calcul de l'évapotranspiration potentielle pour l'ensemble des pays de la communauté européenne. — Luxembourg : Office des Publications officielles des Communautés européennes, 1992. — II, 178 p.
- CLAESSENS (H.), THIBAUT (A.). — Le Point sur les facteurs écologiques de production du Douglas dans le sud du sillon Sambre-et-Meuse. — *Silva Belgica*, vol. 102, n° 3, 1995, pp. 7-14.
- COUTAGNE (A.). — À la recherche d'une méthode et d'une formule pour mesurer et exprimer le pouvoir évaporant de l'atmosphère. — *La Météorologie*, novembre-décembre 1939, pp. 288-292.
- CURÉ (P.). — Remarque sur l'équivalence de certains indices utilisés pour la classification des climats. — *La Météorologie*, juillet-décembre 1945, pp. 202-208.
- DE MARTONNE (E.). — Aréisme et indice d'aridité. — *Comptes rendus Académie des Sciences*, vol. 181, 1926, pp. 1395-1398.
- DROOGERS (P.), ALLEN (R.). — Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions. — *Irrigation and Drainage Systems*, vol. 16, 2002, pp. 33-45.
- EMBERGER (L.). — Une classification biogéographique des climats. — *Recueil des travaux des laboratoires de Botanique, Géologie et Zoologie de la Faculté des Sciences de l'université de Montpellier (Série Botanique)*, fascicule 7, 1955, pp. 3-43.
- FEDERER (C.A.), VOROSMARTY (C.), FEKETE (B.). — Intercomparison of methods for calculating potential evaporation in regional and global balance models. — *Water Resources Research*, vol. 32, n° 7, 1996, pp. 2315-2321.
- GAUSSEN (H.), BAGNOULS (F.). — L'Indice xérothermique. — *Bulletin de l'Association des Géographes français*, n° 222-223, 1952, pp. 10-16.
- GÉGOUT (J.-C.), PIEDALLU (C.). — Cartographie automatique des stations forestières du massif vosgien. — Rapport final de la convention de recherche ECOFOR/ENGREF n° 2000.43. — Nancy : ENGREF - Laboratoire d'Étude des Ressources Forêt-Bois, 2002. — 37 p.
- GRANIER (A.), BADEAU (V.), BRÉDA (N.). — Modélisation du bilan hydrique des peuplements forestiers. — *Revue forestière française*, vol. XLVII, n° spécial "Modélisation de la croissance des arbres forestiers et de la qualité des bois", 1995, pp. 59-68.
- HARGREAVES (G.H.), ALLEN (R.G.). — History and evaluation of Hargreaves evapotranspiration equation. — *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, vol. 129, n° 1, 2003, pp. 53-63.
- HUMBERT (P.). — Le temps qu'il faisait à Aix dans l'hiver 1611-1612. — *La Météorologie*, janvier-février 1939, pp. 49-51.
- JENSEN (D.T.), HARGREAVES (G.H.), TEMESGEN (B.), ALLEN (R.G.). — Computation of ETo under nonideal conditions. — *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, vol. 123, n° 5, 1997, pp. 394-435.
- KUMAR (L.), SKIDMORE (A.K.), KNOWLES (E.). — Modelling topographic variation in solar radiation in a GIS environment. — *International Journal of Geographical Information Science*, vol. 11, n° 5, 1997, pp. 475-497.

- LAAIDI (K.). — Bioclimatologie d'une plante xérophile du Sud de la France : le Chêne kermès. — *Sécheresse*, vol. 1, n° 8, 1997, pp. 21-28.
- LANDMANN (G.), BRÉDA (N.), HOULLIER (F.), DREYER (E.), FLOT (J.-L.). — Sécheresse et canicule de l'été 2003 : quelles conséquences pour les forêts françaises. — *Revue forestière française*, vol. LV, n° 4, 2003, pp. 229-306.
- LEBOURGEOIS (F.), BRÉDA (N.), ULRICH (E.), GRANIER (A.). — Climate-tree-growth relationships of European beech (*Fagus sylvatica* L.) in the French Permanent Plot Network (RENECOFOR). — *Trees*, vol. 19, 2005, pp. 385-401.
- MESTRE (O.). — Méthodes statistiques pour l'homogénéisation de longues séries climatiques. — Toulouse : Université Paul Sabatier, 2000. — 222 pages (Thèse).
- MICHALET (R.). — Nouvelle synthèse bioclimatique des milieux méditerranéens. Application au Maroc septentrional. — *Revue d'Écologie alpine*, vol. 1, 1991, pp. 60-80.
- MOBERG (A.), DEMAREE (G.). — Ce que nous apprennent les thermomètres. — *La Recherche*, n° 321, 1999, pp. 69-71.
- MOISSELIN (J.-M.), SCHNEIDER (M.), CANELLAS (C.), MESTRE (O.). — Les changements climatiques en France au XX^e siècle. — *La Météorologie*, n° 38, 2002, pp. 45-56.
- PIEDALLU (C.). — A multiscale approach for radiation modelling. — *Ecological Modelling*, en préparation.
- ROL (R.). — Études sur la répartition des essences forestières en France. Contribution à l'étude de la répartition du Sapin (*Abies alba* Mill.). — *Annales de l'École nationale des Eaux et Forêts et de la Station de Recherches et Expériences forestières*, vol. 6, n° 2, 1937, pp. 1-68.
- ROSENBERRY (D.O.), STANNARD (D.I.), WINTER (T.C.), MARTINEZ (M.L.). — Comparison of 13 equations for determining evapotranspiration from a prairie wetland, cottonwood lake area, North Dakota, USA. — *Wetlands*, vol. 24, n° 3, 2004, pp. 483-497.
- SANSON (J.). — Les anomalies du climat parisien du XIII au XVIII^e siècle d'après les sorties de la châsse de Sainte-Geneviève. — *La Météorologie*, mai-juin 1937, pp. 230-232.
- SANSON (J.). — Évocation antique de météorologie religieuse. — *La Météorologie*, avril-juin 1956, pp. 117-120.
- THORNTHWAIT (C.W.). — An approach toward a rational classification of climate. — *Geographical Review*, January 1948, pp. 55-94.
- TOMBESI (L.). — Évapotranspiration, productivité du milieu et classification des terres. — *Bulletin de la Société botanique de France*, vol. 2/3/4, 1984, pp. 517-525.
- TURC (L.). — Le Bilan d'eau des sols : relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. — *Annales agronomiques*, vol. 6, n° 1, 1955, pp. 3-133.
- TURC (L.). — Évaluation des besoins en eau d'irrigation. Évapotranspiration potentielle (Formule climatique simplifiée mise à jour). — *Annales agronomiques*, vol. 12, n° 1, 1961, pp. 13-49.
- WINTER (T.C.), ROSENBERRY (D.O.), STURROCK (A.M.). — Evaluation of 11 equations for determining evaporation for a small lake in the north central United States. — *Water Resources Research*, vol. 31, n° 4, 1995, pp. 983-993.

APPRÉHENDER LE NIVEAU DE SÉCHERESSE DANS LE CADRE DES ÉTUDES STATIONNELLES ET DE LA GESTION FORESTIÈRE À PARTIR D'INDICES BIOCLIMATIQUES (Résumé)

Cet article présente les différentes sources de données météorologiques disponibles pour le forestier, ainsi qu'une synthèse des indices bioclimatiques utilisables dans le cadre des études stationnelles et de la gestion. Trois formules d'estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) facilement accessibles aux praticiens sont également présentées : Thornthwaite, Turc et Hargreaves. Leurs moyennes trentenaires (1961-1990) ont été calculées sous Système d'Information géographique (SIG) puis cartographiées et comparées à l'échelle de la France entière.

ASSESSING DROUGHT SEVERITY FOR THE PURPOSES OF ECOLOGICAL STUDIES AND FOREST MANAGEMENT USING BIO-CLIMATIC INDICES (Abstract)

This article presents the different sources of climatological data available for the forester. A summary of the bioclimatic indices useful for ecological studies and forest management are presented as well as three simple equations for calculating potential evapotranspiration (PET): Thornthwaite, Turc, Hargreaves. Mean annual potential evapotranspiration values for the period 1961-1990 was calculated (GIS), mapped and compared for the whole of France.
