

## LES TOURBIÈRES SONT-ELLES DES ÉPONGES RÉGULARISANT L'ÉCOULEMENT ?

Cécile WASTIAUX

### Résumé

L'affirmation selon laquelle les tourbières fonctionneraient comme des éponges demande à être fortement nuancée. La masse principale de la tourbière (le catotelm), composée de tourbe relativement humifiée, se comporte comme un aquitard. Malgré une porosité totale très élevée, qui lui permet de *contenir* un important stock d'eau, sa capacité à *transmettre* cette eau est grandement limitée par une conductivité hydraulique très faible. Les échanges d'eau ont essentiellement lieu dans la partie supérieure (l'acrotelm), composée de tourbe peu humifiée, au sein de laquelle seule une très mince couche superficielle participe effectivement à l'écoulement. Dans ces milieux toujours proches de la saturation, une part importante des précipitations est rapidement évacuée sous forme d'écoulement rapide de crue. Contrairement aux idées reçues, les tourbières n'assurent ni un effet tampon sur les crues, ni un soutien d'étiage qui soient significatifs.

### Mots-clés

Tourbières hautes, écoulement

### Abstract

*Peat bogs are often compared to sponges. However, this widely spread idea needs to be corrected. The bulk of the peat (the catotelm) is moderately or strongly humified and behaves as an aquitard. Although its very high total porosity allows it to store a huge water volume, water is transmitted at a very slow rate due to its very low hydraulic conductivity. Water exchanges mostly take place in the upper layer (the acrotelm) which is made of poorly humified peat. Only a thin top layer is actually involved in the runoff processes. Peat bogs are always close to saturation so that a large part of precipitation is rapidly discharged as quickflow. Peat bogs thus have no significant effect on reducing floods nor on sustaining baseflow.*

### Keywords

*Raised bogs, runoff*

### I. INTRODUCTION : UNE CONTROVERSE QUI N'EST PAS RÉCENTE

Il suffit de taper « tourbière + éponge » dans un moteur de recherche sur l'Internet pour trouver des milliers de pages qui associent aux tourbières l'image d'une immense éponge. Cette comparaison se base sur un argument simple : les tourbières sont des milieux gorgés d'eau puisque la tourbe, c'est-à-dire le matériau organique qui forme la masse des tourbières, est constituée d'environ 90% d'eau en volume.

Curieusement, le comportement *a priori* plutôt simple d'une éponge peut donner lieu à des interprétations controversées lorsque l'analogie est appliquée aux tourbières. Il semble y avoir confusion entre deux propriétés distinctes : d'une part, la capacité de stockage, et, d'autre part, la capacité de restitution lente de l'eau emmagasinée. C'est ainsi que l'influence des tourbières sur le régime des cours d'eau en aval a fait l'objet de débats passionnés, comme ce fut le cas dans les Hautes-Fagnes au milieu du siècle dernier. Selon les uns, la tourbe « fonctionne comme une vaste

éponge capable, en périodes de pluies, d'accumuler une invraisemblable quantité d'eau et de restituer celle-ci, par égouttage, en grande partie et lentement », ce qui fait de la tourbière « un régulateur parfait du régime des eaux » (Bouillenne, 1942).

Pour les adversaires de cette théorie, « le rôle régulateur attribué à la fagne vierge est absolument nul ; (...) l'eau qui coule ou plutôt suinte sous la tourbe et qui suivant le substratum argileux, irait alimenter les ruisseaux est quantité pratiquement négligeable eu égard au volume énorme des eaux provenant des précipitations (...). Quand la masse colloïdale de la tourbe est complètement saturée, ce qui est presque toujours le cas en hiver, et ce qui survient rapidement en été après quelques pluies copieuses, (...) toute l'eau qui arrive en surplus est évacuée, en surface, en eaux de ruissellement qui vont gonfler les ruisseaux et provoquer les crues » (Boudru, 1937). La tourbière est « une surface énorme offerte à une évaporation active (...) et l'eau s'en échappe non pas vers les ruisseaux, mais vers l'atmosphère » (Nys, 1953).

Cette querelle cachait des enjeux politiques liés aux choix de gestion dans les Hautes-Fagnes : le modèle de l'éponge était l'argumentation de ceux qui plaidaient pour une mise en réserve naturelle et qui s'opposaient au drainage et aux plantations d'épicéas ; à l'inverse, l'infirmité de cette hypothèse servait les intérêts des partisans de la mise en valeur des tourbières.

Plus généralement, la théorie des tourbières régulatrices des débits a été avancée dès le milieu du 18<sup>e</sup> siècle au Royaume-Uni (Turner, 1757, cité par Holden & Burt, 2003) ; ainsi qu'au 19<sup>e</sup> siècle en Allemagne (Nys, 1957), où elle a ensuite été battue en brèche (Schreiber, 1902, cité par Nys, 1957). Dans les années 1950-1960, une vaste campagne de recherches y a été financée pour trancher la controverse (Vidal, 1959 ; Baden & Eggelsmann, 1964 ; Schmeidl *et al.*, 1970). La conclusion est péremptoire : « Die ungestörten Hochmoore sind keine Wasserspeicher » titrait Uhden (1965) (« les tourbières intactes ne sont pas des réservoirs d'eau »). À la même époque, l'école russe publie plusieurs synthèses allant dans le même sens, mais dont les traductions anglaises seront un peu plus tardives (Romanov, 1968 ; Ivanov, 1981). Par la suite, de nombreuses études dans différents pays aboutiront à cette même conclusion (par exemple, Bay, 1969 ; Eggelsmann, 1971 ; Tomlinson, 1979).

Bien que les résultats des études allemandes aient été rapportés dans la littérature francophone, notamment en Belgique dès les années 1960 (Nys, 1962), force est de constater que la théorie de l'éponge régulatrice, pourtant obsolète, continue à circuler au sein du grand public, et parfois même d'un public averti. Encore actuellement, elle est régulièrement utilisée comme justification à la conservation et à la régénération des tourbières, dont les capacités naturelles d'écroulement des crues seraient ainsi restaurées. Cette légende tenace est malheureusement entretenue par certains ouvrages de vulgarisation, parfois cautionnés par des personnalités scientifiques.

Il nous a donc paru opportun de (re)faire une mise au point sur le fonctionnement hydrologique des tourbières et leur rôle dans les bassins versants. Précisons qu'il ne s'agit aucunement de remettre en question l'intérêt de la conservation des tourbières, qui trouve son bien-fondé dans les préoccupations actuelles en matière de biodiversité.

Cet article a pour objet les tourbières hautes à sphaignes, qui sont caractéristiques des hauts plateaux de l'Ardenne, mais sont aussi largement répandues dans les régions tempérées.

## II. FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DES ÉCOSYSTÈMES TOURBEUX

Nous examinerons les caractéristiques hydrologiques à deux échelles emboîtées : d'abord, la structure d'un profil en tourbière, ensuite, le fonctionnement d'un petit bassin versant tourbeux, illustré par des données acquises dans les Hautes-Fagnes (Wastiaux, 2000). L'impact du drainage, qui a jadis cristallisé la polémique, sera brièvement évoqué.

### A. Propriétés hydriques le long d'un profil en tourbière

Les paramètres classiques utilisés dans la description des sols peuvent être étudiés dans les tourbes. Cependant, la nature organique de ces dernières induit certaines particularités, notamment une grande variabilité spatiale et temporelle de leurs propriétés, les rendant parfois difficilement prévisibles. La variabilité spatiale (au sein d'un même site, et entre sites différents) s'explique, entre autres, par la diversité des végétations édifiatrices, ainsi que des conditions topographiques, édaphiques et climatiques locales. La variabilité temporelle est notamment due à la compressibilité de la tourbe, qui influence le volume des pores en affectant les propriétés qui y sont liées (Price & Schlotzhauer, 1999). Ce caractère gonflant se traduit d'ailleurs par des fluctuations saisonnières de la surface topographique, estimées à quelques centimètres d'amplitude annuelle (Nys, 1954 ; Eggelsmann, 1990). La production de méthane *in situ* semble également affecter certaines propriétés (Baird & Gaffney, 1995). En outre, les méthodes d'études sont loin d'être standardisées, ce qui renforce la variabilité des résultats présentés dans la littérature.

Dans ce contexte, nous avons essayé de dégager quelques traits généraux, partagés par un grand nombre de tourbières analysées, sans avoir la prétention d'effectuer une revue exhaustive des études à ce sujet.

#### 1. Degré d'humification

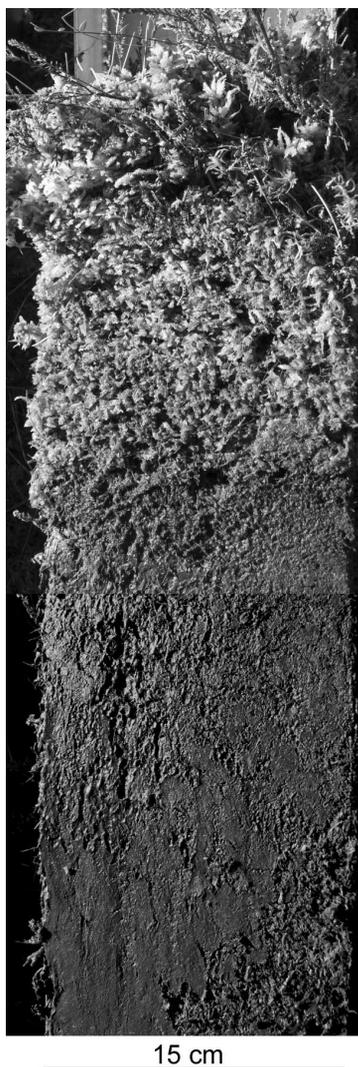
Le mode de croissance des tourbières hautes à sphaignes y détermine une stratification particulière. À la surface, la végétation vivante est constituée de tapis de sphaignes, au sein desquels d'autres espèces spéciali-

sées s'installent. Les sphaignes croissent continûment vers le haut, tandis que leur partie inférieure meurt, progressivement enfouie sous une végétation plus récente (Figure 1). La matière organique morte subit un processus d'humification (transformation partielle en substances humiques), accompagné d'une perte de matière et d'une certaine minéralisation, celle-ci restant normalement très faible. Cette transformation est limitée dans le temps ; au-delà d'une certaine profondeur, les conditions acides et anoxiques du milieu empêchent la transformation de se poursuivre. Ainsi s'accumule de la matière organique, plus ou moins humifiée, sur des épaisseurs pouvant atteindre plusieurs mètres en quelques milliers d'années.

On peut définir le degré d'humification d'une tourbe comme la proportion des produits issus de l'humification par rapport à la matière totale (Grosse-

Brauckmann, 1990). En pratique, l'échelle qualitative à 10 niveaux de von Post, graduée de H1 (végétation vivante) à H10 (tourbe très humifiée), permet d'exprimer ce paramètre en se basant sur des observations simples (Grosse-Brauckmann, 1990) : au fur et à mesure de l'humification, les structures végétales sont de moins en moins distinctes, la masse volumique apparente augmente, de moins en moins d'eau est extraite par pression manuelle. En revanche, la teneur en matière organique reste toujours proche de 100% du poids sec, en raison de la très faible minéralisation.

Certaines caractéristiques hydro-physiques des tourbes sont corrélées à leur degré d'humification (Baden & Eggelsmann, 1963 ; Boelter, 1969 ; Ivanov, 1981). Sur un profil en tourbière, le degré d'humification a naturellement tendance à augmenter du haut vers le bas, mais cette croissance n'est pas nécessairement régulière.



**Figure 1.** Partie supérieure d'une carotte de tourbe prélevée à l'aide du carottier Wardenaar (Wardenaar, 1987) de 15 x 15 x 100 cm de l'Institut for Environmental Geochemistry (Heidelberg, Allemagne) dans la tourbière du Misten (Hautes-Fagnes). Photo F. De Vleeschouwer (URAP, ULg).

## 2. Porosité totale

La porosité totale est constituée du volume total des vides, rapporté au volume total du milieu considéré. Les valeurs publiées, issues d'études menées sur des tourbières variées, font généralement état d'une porosité totale de l'ordre de 90% (Romanov, 1968 ; Ivanov, 1981 ; Wastiaux, 1990). Elle varie peu avec le degré d'humification.

La porosité totale exprime la quantité d'eau qu'un aquifère peut contenir. La porosité totale des sols tourbeux est nettement supérieure à celle d'autres types de formations meubles (de l'ordre de 50% pour des argiles, de 40 % pour des sables (Eckis, 1934, cité par Cosandey & Robinson, 2000)).

## 3. Porosité efficace

Dans un sol, la distribution de la taille des pores détermine la part de l'eau gravitaire (qui peut s'écouler), de celle correspondant à la réserve utile (qui ne s'écoule pas mais est disponible pour l'alimentation en eau des végétaux), et de l'eau liée, respectivement situées dans des pores de plus en plus petits. Les limites entre ces trois types d'eau, bien que quelque peu arbitraires, correspondent aux notions de « capacité au champ » et de « point de flétrissement ».

La porosité efficace désigne la quantité d'eau qui peut être librement extraite d'un sol sous la seule action de la gravité, cette eau étant donc logée dans les pores les plus grossiers. Elle est exprimée par rapport au volume total du milieu considéré. Elle correspond au volume d'eau compris entre la saturation et la capacité au champ. Toutefois, dans les conditions naturelles, lorsque la nappe est peu profonde, la teneur en eau dans les horizons désaturés reste supérieure à la capacité au champ (l'augmentation du potentiel hydrique est en effet progressive). Le volume d'eau réellement libéré est alors inférieur à celui prévu par la définition théorique. Dans les tourbières, au fil de la transformation de la

végétation vivante en tourbe plus humifiée, la porosité grossière de départ (notamment les larges interstices entre les brins de sphaignes) évolue vers une porosité majoritairement plus fine. La porosité efficace a donc tendance à diminuer lorsque le degré d'humification augmente, ce qui se traduit, sur les profils, par des valeurs décroissant avec la profondeur (Figure 2). Les coussins de sphaignes (H1) ont une porosité efficace supérieure à 30%, voire beaucoup plus, tandis que les tourbes humifiées (H7-10) ont une porosité efficace de l'ordre de 10 à 15%, voire moins (Ivanov, 1981 ; Ingram, 1983 ; Price & Schlottzauer, 1999 ; van der Schaaf, 1999).

La porosité efficace exprime la quantité d'eau qu'un aquifère peut fournir. À titre de comparaison, la porosité efficace est de l'ordre de 30% dans des sables, alors qu'elle n'est que d'environ 5 à 10% dans des argiles.

#### 4. Conductivité hydraulique à saturation

La littérature fournit des valeurs très variables de conductivité hydraulique à saturation ; néanmoins, on observe généralement un profil vertical très contrasté, avec des valeurs élevées en surface, diminuant rapidement avec la profondeur. Cette tendance n'est pas étonnante, puisque la conductivité hydraulique est en partie fonction de la taille des pores. Sa relation avec la profondeur est toutefois loin d'être simple (Beckwith *et al.*, 2003a).

La conductivité pourrait atteindre  $10^{-1} \text{ m.s}^{-1}$  dans des coussins de sphaignes (H1-2) (Romanov, 1968), se situerait à environ  $10^{-4}$  à  $10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$  dans des tourbes modérément humifiées (Rycroft *et al.*, 1975), et serait réduite à  $10^{-9} \text{ m.s}^{-1}$  (Baden & Eggelsmann, 1963), voire  $10^{-10} \text{ m.s}^{-1}$  (Rycroft *et al.*, 1975) dans des tourbes fortement humifiées (H9-10). Ces valeurs sont citées à titre indicatif. En plus de la diversité des résultats, ceux-ci ne font pas toujours la distinction entre conduc-

tivité hydraulique horizontale et verticale ; or, la tourbe semble un milieu anisotrope par rapport à ce paramètre (Beckwith *et al.*, 2003b). Une différence très marquée, d'un facteur  $10^3$  à  $10^5$ , entre les tourbes peu et fortement humifiées, apparaît néanmoins comme une généralité (Ivanov, 1981).

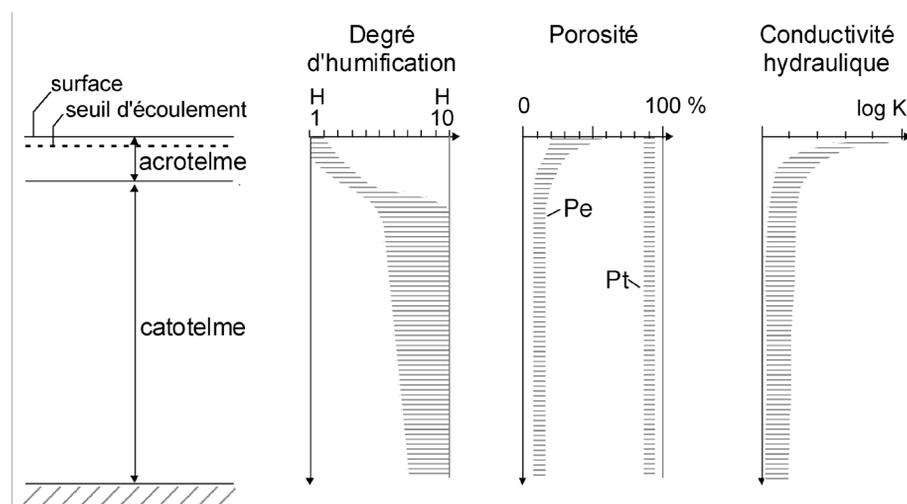
La conductivité hydraulique à saturation exprime la capacité d'un aquifère à transmettre l'eau. De ce point de vue, la végétation de surface ou la tourbe peu humifiée se comportent comme un bon aquifère : les valeurs sont proches de celles de sables ou de graviers non consolidés. Par contre, les tourbes fortement humifiées peuvent être considérées comme imperméables, leur comportement se rapprochant de celui des argiles. Il vaudrait donc mieux parler d'aquitard que d'aquifère dans ce cas.

#### 5. Acrotelme et catotelme

D'un point de vue fonctionnel, les tourbières hautes comprennent deux strates principales (Ivanov, 1981), décrites sous le nom d'acrotelme et de catotelme (Ingram, 1978). Cette subdivision repose sur les profils d'humification, de porosité et de perméabilité décrits plus haut (Figure 2).

L'acrotelme est la strate supérieure, formée de la végétation vivante et des sphaignes mortes, mais peu décomposées, c'est-à-dire ne dépassant pas le degré d'humification H4 sur l'échelle de von Post (Verry, 1984). Cette couche a une épaisseur de quelques dizaines de centimètres (Ivanov, 1981). Elle correspond à la zone d'aération périodique, car c'est dans cette zone que fluctue le niveau hydrostatique. Elle contient des bactéries aérobies qui contribuent à la formation de la tourbe. Les paramètres de porosité efficace et de conductivité hydraulique, très élevés en surface, décroissent vers la base de l'acrotelme.

La strate inférieure, ou catotelme, constitue la masse



**Figure 2.** Profil schématique d'une tourbière haute et de quelques paramètres hydro-physiques (pour des valeurs plus précises, on se référera au texte). H: degré d'humification. K: conductivité hydraulique à saturation. Pt: porosité totale. Pe: porosité efficace.

la plus importante de la tourbière et peut atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. Elle se caractérise par une porosité efficace et une conductivité hydraulique faibles, une saturation en eau permanente et donc l'absence d'activité microbienne aérobie.

## B. Fonctionnement hydrologique d'un bassin versant tourbeux

Afin d'apprécier la capacité d'un bassin à écrêter les crues et à soutenir un débit d'étiage, on se basera sur les relations précipitations-débits. Dans les tourbières, ces relations sont directement gouvernées par l'état de la nappe.

### 1. Un niveau hydrostatique très élevé

La présence d'une nappe phréatique peu profonde est une condition *sine qua non* pour le fonctionnement de l'écosystème tourbière. D'une part, les espèces typiquement turfigènes sont avantagées ; d'autre part, seul un horizon superficiel connaît une aération périodique (et donc les processus aérobie de transformation de la matière organique) ; après un certain enfouissement, cet horizon se retrouvera sous le niveau hydrostatique et ne subira plus d'évolution significative (passage de l'acrotelme au catotelme).

On observe généralement que le niveau hydrostatique ne s'éloigne pas de plus de 20 ou 30 cm de la surface de la tourbière (parfois légèrement davantage dans des tourbières boisées, plus continentales, où la sécheresse estivale est plus marquée). Toutefois, ces valeurs ne représentent que l'amplitude maximale de fluctuation, qui ne dit rien de la fréquence avec laquelle ces profondeurs sont atteintes. La courbe de durée de résidence du niveau hydrostatique à différentes profondeurs, mesurée dans une tourbière des Hautes-Fagnes (Wastiaux, 2000) (Figure 3b), montre une distribution asymétrique, avec un mode très marqué situé à une dizaine de centimètres sous la surface<sup>1</sup>, tandis que le niveau hydrostatique ne

séjourne dans les niveaux les plus bas que pendant une faible proportion de l'année (Figures 3a et 3b). Cette distribution est tout à fait caractéristique des tourbières hautes (Romanov, 1968 ; Ingram, 1983).

À partir de cette seule observation, et en tenant compte, en plus, de la frange capillaire qui surmonte la nappe, on comprend d'emblée qu'une tourbière est un milieu quasiment saturé qui offrira peu de capacité d'absorption.

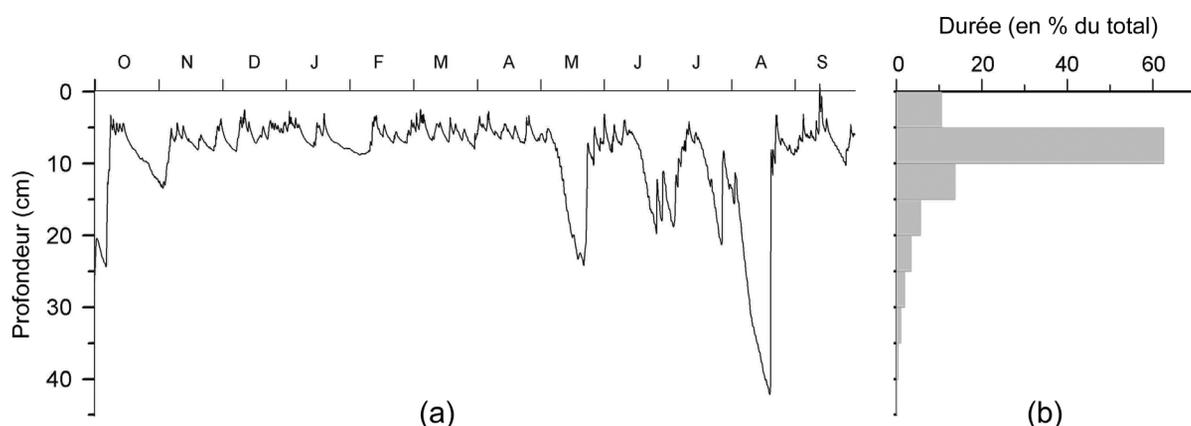
### 2. Seuil d'écoulement rapide

L'absence d'abaissement important du niveau hydrostatique indique déjà que la vidange latérale de la nappe doit être très limitée. L'évolution parallèle de la nappe et des débits à l'exutoire d'un petit ru prenant naissance dans un massif tourbeux des Hautes-Fagnes (Wastiaux, 2000), permet de comprendre les mouvements de l'eau dans cette tourbière (Figure 4).

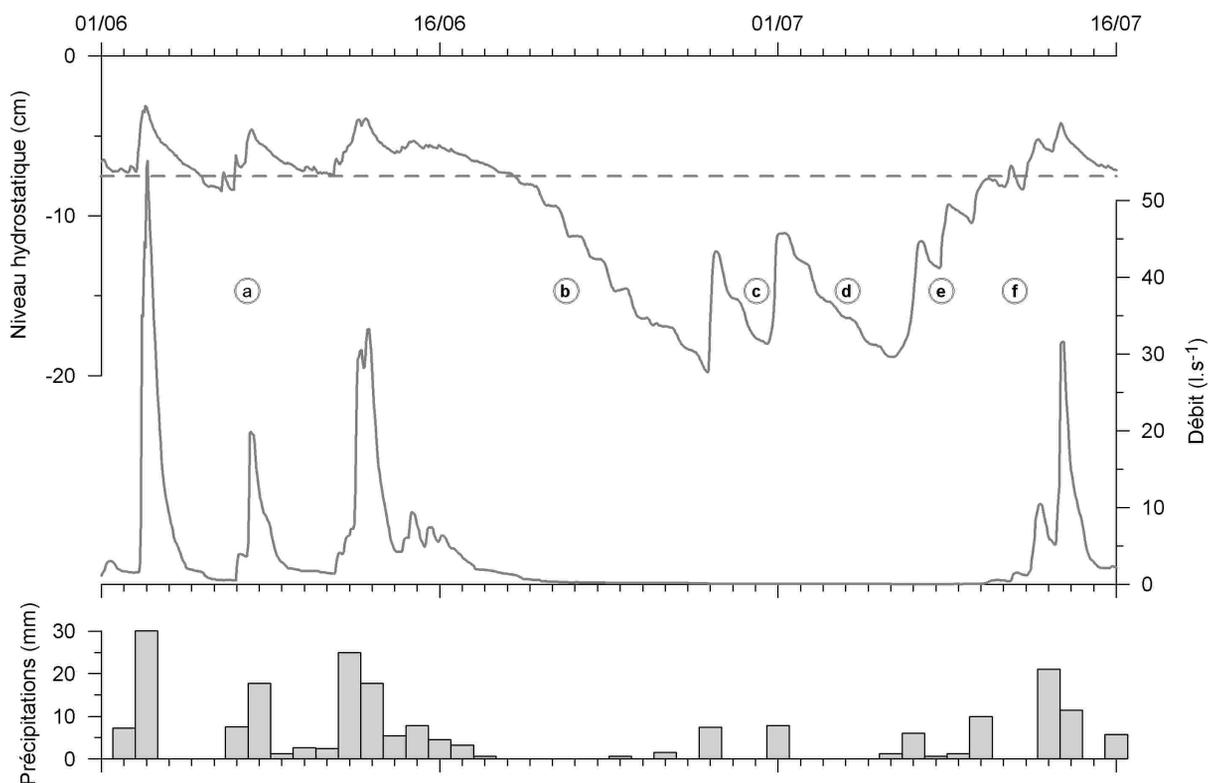
En période de précipitations (a sur la figure 4), le niveau hydrostatique reste très proche de la surface. Parallèlement, les pics de crue se succèdent. La tourbière est (quasi) saturée. Tout excédent de précipitations ne peut donc pas s'infiltrer, mais seulement ruisseler selon la pente, à travers la végétation de surface.

Au cours d'une période sèche estivale (b, d sur la figure 4), le niveau hydrostatique descend selon une succession de paliers, à intervalles constants de 24 heures. Parallèlement, le débit diminue rapidement et devient extrêmement faible. Ces deux éléments conjoints indiquent que l'évapotranspiration est, à ce moment, quasiment la seule responsable de l'abaissement du niveau hydrostatique.

Lorsque des précipitations ont lieu après une période sèche estivale (c, e sur la figure 4), la nappe remonte, mais, dans un premier temps, le débit reste très faible. C'est seulement après que la nappe ait atteint un certain seuil, qu'une signature à l'exutoire est à nouveau enregistrée (f sur la figure 4). Dans l'exemple de la figure 4, cette limite se situe à 8 cm sous la surface<sup>1</sup>.



**Figure 3.** (a) Exemple de fluctuations du niveau hydrostatique dans une tourbière des Hautes-Fagnes pendant une année hydrologique. (b) Durée de résidence du niveau hydrostatique dans cette même tourbière: histogramme de fréquence par niveau de 5 cm, résumant 4 années de mesures.



**Figure 4.** Evolution parallèle du niveau hydrostatique dans la tourbière et des débits à l'exutoire d'un petit bassin versant tourbeux des Hautes-Fagnes

Cette analyse démontre l'existence d'un seuil d'écoulement rapide à très faible profondeur dans les tourbières (Romanov, 1968 ; Tomlinson, 1979 ; van der Schaaf, 1999). Sous ce seuil, la tourbe est pratiquement imperméable et les mouvements latéraux de l'eau sont extrêmement lents - de même que l'infiltration vers des aquifères plus profonds, souvent considérée comme négligeable à l'échelle du bilan hydrologique annuel. Ce seuil d'écoulement rapide est situé plus haut que le contact entre l'acrotelme et le catotelme (Figure 2), ce qui confirme que la conductivité hydraulique diminue très rapidement au sein même de l'acrotelme. Seule la partie superficielle (végétation vivante) possède une perméabilité élevée, susceptible de générer un écoulement lorsque la nappe s'y trouve. Par contre, l'eau du catotelme et de l'acrotelme inférieur est très peu mobile.

### 3. Types d'écoulements

L'application de la loi de Maillet aux hydrogrammes (décomposition des courbes de décrue en droites successives sur une échelle semi-logarithmique) montre l'existence de 3 types d'écoulements. L'analyse des variations de niveau hydrostatique permet de les interpréter comme suit : deux écoulements rapides de crue, lorsque le toit de la nappe dépasse le seuil d'écoulement rapide, et un écoulement de base, lorsque le niveau hydrostatique est sous ce seuil. La séparation en deux écoulements rapides dénote des vitesses de transfert

différentes selon le niveau atteint par la nappe, en lien avec les différences de conductivité hydraulique, dont on trouve ici une indication de sa décroissance immédiatement sous la surface.

Selon la théorie des aires contributives, l'écoulement rapide de crue trouve son origine dans les parties du bassin qui sont saturées. La particularité des tourbières est que l'entièreté du bassin arrive à saturation au même moment, ce qui va donc provoquer l'évacuation de la totalité des précipitations excédentaires.

D'après nos données, l'écoulement de base ne représente qu'une part minoritaire de la totalité de l'eau écoulee. Ainsi, par exemple, une lame d'eau annuelle de 1 141 mm enregistrée à l'exutoire d'un petit bassin versant tourbeux se répartit en 1 053 mm d'écoulement rapide de crue et seulement 88 mm d'écoulement de base, soit moins de 8% du total écoulé (Wastiaux, 2000). Ceci est bien en accord avec, d'une part, la fréquence élevée de saturation des bassins tourbeux qui conduit à l'écoulement rapide de crue et, d'autre part, la contribution limitée du catotelme en raison de sa faible conductivité hydraulique. La fonction de soutien d'étiage attribuée par certains aux tourbières est donc à l'opposé de la réalité.

### 4. Capacité de stockage du bassin

La capacité de la tourbière à emmagasiner l'eau des précipitations (effet d'éponge) dépend des conditions qui ont précédé l'événement pluvieux. Comme on l'a vu, c'est essentiellement l'évapotranspiration qui peut faire

baisser le niveau hydrostatique sous le seuil d'écoulement rapide, en puisant dans le stock d'eau du sol ou directement dans les réserves de la nappe, ces deux stocks étant d'ailleurs interdépendants, vu la faible profondeur de la nappe. Quatre années d'observations dans une tourbière active des Hautes-Fagnes (Wastiaux, 2000) permettent de donner quelques valeurs indicatives de la capacité de stockage à court terme du bassin. Cette capacité est nulle lorsque la nappe atteint le seuil d'écoulement rapide, ce qui se produit pendant plus de 250 jours par an (cf. supra, figure 3b), soit toute la période hivernale et lors des périodes pluvieuses estivales. La capacité de stockage ne dépasse 20 mm que pendant 40 jours sur l'année, et n'excède 40 mm que pendant une dizaine de jours, tandis que des valeurs de 60 mm n'ont été observées que tout à fait exceptionnellement. Dans ces conditions, la probabilité qu'une pluie importante soit totalement absorbée par la tourbière s'avère très faible, et l'impact de la tourbière sur l'écrêtement de crues provoquées par des pluies exceptionnelles restera très limité. Des pluies de 20 mm en un jour sont banales dans les Hautes-Fagnes ; le plus souvent, il suffit donc d'une telle pluie pour resaturer le bassin ou le ramener à un état de faible capacité d'absorption.

Remarquons que plusieurs auteurs ont obtenu des valeurs d'évapotranspiration réelle ou de capacité de stockage sensiblement supérieures aux nôtres, y compris dans les Hautes-Fagnes (Tinbergen, 1940 ; Mbuyu & Petit, 1990). La littérature au sujet du comportement évaporatoire des zones humides livre des résultats divergents (Ingram, 1983). Toutefois, l'évapotranspiration réelle des tourbières reste généralement assez proche de l'évapotranspiration potentielle d'une nappe d'eau libre (tantôt légèrement inférieure, tantôt légèrement supérieure), au contraire des forêts où l'on peut observer des valeurs considérablement plus élevées (Petit & Erpicum, 1983 ; Calder, 1990), ce qui s'applique également aux tourbières plantées artificiellement (Robinson *et al.*, 1991).

### C. Altérations dans des tourbières drainées

Le drainage a largement affecté les tourbières, un peu partout en Europe. Ce sont surtout les campagnes de plantations qui ont dicté cette pratique. Dans les Hautes-Fagnes, un drainage intensif des tourbières a été entrepris à la fin du 19<sup>e</sup> siècle, en vue d'assécher les sols pour y planter des épicéas. Bien que ces plantations se soient soldées par un échec, le réseau de fossés de drainage a subsisté et est incriminé dans le processus de dégradation des tourbières. Le creusement d'une tranchée provoque un rabattement de la nappe ; or, les sphaignes sont très sensibles à un abaissement du niveau hydrostatique. Dans ces circonstances, elles perdent leur avantage compétitif face à d'autres végétaux. En l'occurrence, la molinie (*Molinia caerulea* (L.) Moench) envahit les zones affectées. Par un enchaînement de perturbations (notamment une décomposition accrue

de la tourbe), l'acrotelme disparaît et la tourbière ainsi dégradée ne se compose plus que d'un catotelme, à la tourbe fortement humifiée, surmonté de la végétation, constituée de cespites de molinie. Les conséquences hydrologiques du drainage, liées, d'une part, au rabattement de la nappe, et, d'autre part, à l'augmentation de la densité de drainage du bassin, se montrent assez variables selon les auteurs. L'une des raisons est qu'il est souvent difficile, dans les études de bassins versants, d'isoler la seule influence du drainage de celle d'autres paramètres, notamment de la végétation, modifiée soit par des plantations, soit par la dégradation de la végétation turfigène. Nous nous intéresserons ici uniquement aux tourbières drainées non ou peu plantées.

L'accélération du transfert de l'eau en surface se traduit par une réduction des temps de réponse des débits aux précipitations (Mbuyu, 1989 ; Robinson *et al.*, 1991). Cela s'accompagne généralement d'une accentuation des pics de crue (Mbuyu, 1989 ; Robinson *et al.*, 1991), mais une atténuation de ces débits de pointe est parfois observée (Baden & Eggelsmann, 1964).

L'écoulement rapide de crue subit deux effets antagonistes : d'un côté, une augmentation par l'apport direct des drains (Sorée, 1980), mais, d'un autre côté, une diminution due à l'accroissement de la capacité de stockage consécutive à l'abaissement de la nappe. Toutefois, l'augmentation de la capacité de stockage mesurée par certains est considérée comme négligeable par d'autres (Robinson, 1986).

L'écoulement de base semble globalement augmenter (Robinson, 1986), en raison du drainage de couches plus profondes.

En outre, les effets du drainage sur l'écoulement (pics de crue, coefficient d'écoulement) peuvent être transitoires et s'amoindrir au cours du temps (Robinson, 1986 ; Robinson *et al.*, 1991) ; les fossés de drainage ont en effet tendance à se colmater par la végétation. Sporck (1951) avait formulé la même hypothèse, mais pour un bassin essentiellement non tourbeux des Hautes-Fagnes. De plus, dans une tourbière active, un fossé qui entaille l'acrotelme verra son rayon d'action diminuer drastiquement lorsque cette couche perméable aura disparu pour ne laisser que de la tourbe imperméable.

Les changements observés dans les bassins tourbeux drainés, même s'ils sont variables, ont un impact indéniable sur la végétation de surface et sur le fonctionnement de l'écosystème. Cela étant, un bassin versant tourbeux, même drainé, garde ses spécificités qui le distinguent d'autres types de bassins sans couverture organique. En comparant, en l'état actuel, l'hydrologie d'une tourbière intacte et d'une tourbière dégradée des Hautes-Fagnes (Wastiaux, 2000), nous avons observé toutes les caractéristiques décrites ci-dessus (B1 à 4) dans les deux sites : nappe quasiment affleurante (avec une amplitude de variation, ainsi que des fréquences de nappe basse, légèrement supérieures dans la tourbière dégradée), seuil d'écoulement rapide à faible profon-

deur (mais situé quelques centimètres plus bas dans la tourbière dégradée), trois types d'écoulement avec une très nette prépondérance de l'écoulement rapide de crue et une faible participation de l'écoulement de base, capacité de stockage à court terme généralement très faible ou nulle.

### III. LE RÔLE DES TOURBIÈRES DANS LES BASSINS VERSANTS ARDENNAIS

Sur les parties sommitales de l'Ardenne, des tourbières hautes à sphaignes occupent partiellement les têtes de bassin. Du plateau des Hautes-Fagnes au NE, à celui de la Croix-Scaille au SW, en passant par les plateaux des Tailles, de Saint-Hubert et de Recogne, les superficies tourbeuses sont de moins en moins importantes (Frankard *et al.*, 1998). C'est essentiellement dans les Hautes-Fagnes que les zones tourbeuses représentent des superficies considérables (3 750 ha au total) et occupent une proportion significative de certains bassins versants (environ 20 à 25% des bassins des rivières alimentant les barrages d'Eupen et de la Gileppe). On peut donc légitimement s'interroger sur l'influence que pourraient avoir ces tourbières sur l'hydrologie régionale. Comme rappelé en introduction, on a souvent attribué aux tourbières de Haute-Ardenne un rôle déterminant, en tant qu'« éponges » ou que « châteaux d'eau » ou, pour les tourbières drainées surtout, en tant qu'accélérateurs de crues et causes d'inondations.

L'analyse du fonctionnement hydrologique des écosystèmes tourbeux, présentée ci-dessus, montre que les tourbières ne se comportent pas comme des éponges : leur capacité d'écêtement des crues est faible ou nulle. La comparaison avec un château d'eau est également à réfuter. Certes, les volumes de tourbe mesurés dans les Hautes-Fagnes, environ  $30.10^6$  m<sup>3</sup> (Wastiaux & Schumacker, 2003), permettent d'estimer le stock d'eau à environ  $27.10^6$  m<sup>3</sup>, ce qui équivaut à peu près à la capacité d'un lac de barrage comme celui d'Eupen ou de la Gileppe. Mais les nappes des tourbières ne peuvent être comparées à un réservoir, puisque la quasi-totalité de cette eau est indisponible, tant pour l'écoulement que pour l'infiltration profonde.

Par contre, en vertu du fonctionnement décrit au point II.B. ci-dessus, l'impact des tourbières pourrait se manifester par des crues plus accentuées que si le bassin était dépourvu de tourbe. En effet, les tourbières agissent comme une couverture quasiment imperméable qui conduit rapidement les précipitations vers les cours d'eau, expliquant la part élevée de l'écoulement rapide de crue dans l'écoulement total, tandis qu'elles ne peuvent soutenir un débit d'étiage important. Il faut cependant relativiser l'ampleur potentielle de cette influence en considérant les caractéristiques des bassins versants ardennais, et ceux de Haute-Ardenne en particulier. Toute la région présente des sols peu perméables, à faible capacité de stockage, si bien qu'une part importante de l'eau est exportée sous forme d'écoulement

rapide de crue (Monjoie & Cajot, 1983 ; Petit, 1995). Le sous-sol cambrien ne recèle que des nappes de faible ampleur, dont les réserves sont assez faibles (Cornet & Huveneers, 1977 ; Monjoie & Cajot, 1985). Le relief et l'altitude (et leur incidence sur les hauteurs pluviométriques) renforcent le caractère brutal des crues. L'immodération des rivières des Hautes-Fagnes (Mbuyu, 1989) est donc surtout due à une combinaison de facteurs orographiques et hydrogéologiques, auxquels s'ajoute la contribution des tourbières, mais celles-ci ne jouent certainement pas le rôle principal. Quant aux crues violentes signalées dans la région, elles sont en premier lieu la conséquence de précipitations exceptionnelles (Pissart, 1961) et ne peuvent être corrélées à la présence des tourbières, qu'elles soient drainées ou non.

### CONCLUSION

Le comportement hydrologique d'une tourbière haute à sphaignes se caractérise par les éléments suivants.

(i) Un volume d'eau considérable emprisonné dans la tourbière, mais dont la plus grande part est indisponible pour l'écoulement, de même que pour l'infiltration vers des aquifères plus profonds. En effet, seule une couche superficielle (ne dépassant pas 10 à 15 cm d'épaisseur) possède une porosité efficace et une conductivité hydraulique élevées lui permettant de participer activement à l'écoulement. La masse de la tourbière contient une eau très peu mobile, incapable d'assurer un soutien d'étiage substantiel, mais disponible pour l'évapotranspiration.

(ii) Une capacité d'écêtement limitée et très temporaire. En raison de la très faible vidange latérale sur la plus grande épaisseur de la tourbière, le niveau hydrostatique reste toujours proche de la surface, l'ensemble du bassin tourbeux étant souvent proche de la saturation. Ceci implique que la capacité de stockage à court terme du bassin - c'est-à-dire sa capacité d'écêtement - est très limitée, et que tout excédent de précipitation est évacué sous forme d'écoulement rapide de crue. Cette capacité de stockage peut temporairement augmenter en cas de période sèche estivale, durant laquelle l'évapotranspiration prélève une quantité d'eau dans le stock. La capacité de stockage n'atteint pas pour autant des valeurs importantes et reste tributaire des conditions météorologiques.

Par conséquent, les zones tourbeuses ne participent nullement à la régularisation des débits, et leur présence dans certains bassins versants de Haute-Ardenne ne peut qu'y renforcer l'immodération de l'écoulement.

Ce n'est donc pas dans leur rôle hydrologique qu'il faut chercher l'intérêt des tourbières, mais dans leur valeur biologique et écologique qui justifie largement leur conservation.

### Remerciements

Je remercie F. Petit pour les nombreux échanges que nous avons eus sur ce thème, et C. Cosandey pour la lecture critique du manuscrit.

**Note**

<sup>1</sup> La définition de la surface du sol ou niveau « 0 » est relativement arbitraire, à cause du microrelief de la tourbière.

**BIBLIOGRAPHIE**

- BADEN W. & EGGELSMANN R. 1963. Zur Durchlässigkeit der Moorböden. *Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung*, 4, pp. 226-254.
- BADEN W. & EGGELSMANN R. 1964. Der Wasserkreislauf eines nordwestdeutschen Hochmoores. *Schriftenreihe des Kuratoriums für Kulturbauwesen*, 12, pp. 1-156.
- BAIRD A.J. & GAFFNEY S.W. 1995. A partial explanation of the dependency of hydraulic conductivity on positive pore water pressure in peat soils. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20, pp. 561-566.
- BAY R. 1969. Runoff from small peatland watersheds. *Journal of Hydrology*, 9, pp. 90-102.
- BECKWITH C.W., BAIRD A.J. & HEATHWAITE A.L. 2003a. Anisotropy and depth-related heterogeneity of hydraulic conductivity in a bog peat. I. Laboratory measurements. *Hydrological Processes*, 17, pp. 89-101.
- BECKWITH C.W., BAIRD A.J. & HEATHWAITE A.L. 2003b. Anisotropy and depth-related heterogeneity of hydraulic conductivity in a bog peat. II : modelling the effects on groundwater flow. *Hydrological Processes*, 17, pp. 103-113.
- BOELTER D.H. 1969. Physical properties of peats as related to degree of decomposition. *Soil Science Society of America Proceedings*, 33, pp. 606-609.
- BOUDRU M. 1937. La réserve naturelle dans les Hautes-Fagnes. *Bulletin de la Société centrale forestière de Belgique*, 144 p.
- BOUILLENNE R. 1942. *Parcs nationaux. Réserves de beauté et de nature sauvage. Etude de la région des Hautes-Fagnes*. Verviers : Editions J. Ploumhans, 177 p.
- CALDER I.R. 1990. *Evaporation in the uplands*. Chichester : J. Wiley & Sons Ltd., 148 p.
- CORNET J.-C. & HUVENEERS J. 1977. Contribution à l'étude hydrologique des bassins versants des lacs réservoirs de la Vesdre et de la Gileppe. *Annales des Travaux Publics de Belgique*, 25, pp. 1-11.
- COSANDEY C. & ROBINSON M. 2000. *Hydrologie continentale*. Paris : A. Colin, 360 p.
- ECKIS R. 1934. *Bull. Coliforma Div. Water Res.*, 45, p. 279.
- EGGELSMANN R. 1971. Über den hydrologischen Einfluß der Moore. *Telma*, 1, pp. 37-48.
- EGGELSMANN R. 1990. Moor und Wasser, in : K. Göttlich, ed. *Moor- und Torfkunde*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, pp. 288-320.
- FRANKARD P., GHETTE P., HINDRYCKX M.-N., SCHUMACKER R. & WASTIAUX C. 1998. Peatlands of Wallony (S-Belgium). *Suo*, 49(2), pp. 33-47.
- GRAUSSE-BRAUCKMANN G. 1990. Ablagerungen der Moore, in : K. Göttlich, ed. *Moor- und Torfkunde*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, pp. 175-236.
- HOLDEN J. & BURT T.P. 2003. Runoff production in blanket peat covered catchments. *Water Resources Research* 39 (7) : art. n° 1191, (6-1)-(6-9).
- INGRAM H.A.P. 1978. Soil layers in mires : function and terminology. *Journal of Soil Science*, 29, pp. 224-227.
- INGRAM H.A.P. 1983. Hydrology, in : A.J.P. Gore, ed. *Mires : swamp, bog, fen and moor*. Ecosystems of the world, vol. 4A. Amsterdam : Elsevier, pp. 67-158.
- IVANOV K.E. 1981. *Water movement in mirelands*. A. Thompson and H.A.P. Ingram (translators). London : Academic Press, 277 p.
- MBUYU N. 1989. *Etude des paramètres influençant les relations pluie-débit. Modèle de prévision des crues. Application aux bassins alimentant le lac d'Eupen : Helle, Getz et Vesdre*. Thèse de doctorat en Sciences géographiques, Université de Liège, 302 p.
- MBUYU N. & PETIT F. 1990. Comportement hydrologique de deux bassins versants se différenciant par leur couvert végétal et leur épaisseur de tourbe. *Bulletin de la Société Belge d'Etudes géographiques* 1990-2, pp. 261-274.
- MONJOIE A. & CAJOT O. 1983. Aspects hydrogéologiques des bassins expérimentaux de la Robinette et de Waroneux (Hautes-Fagnes - Belgique), in : G. Hanotiaux, éd. *Comptes rendus du colloque du Groupe wallon d'Etude des Ecosystèmes forestiers*, Gembloux, pp. 57-69.
- MONJOIE A. & CAJOT O. 1985. Les aquifères présents dans le massif des Hautes-Fagnes. *Hautes Fagnes*, 179, pp. 80-81.
- NYS L. 1953. Note relative au comportement des eaux météoriques sur les Hautes-Fagnes. *Bulletin du Centre belge d'Etude et de Documentation de l'Eau*, 39, pp. 196-198.
- NYS L. 1954. Note sur un nivellement dans une tourbière bombée. *Annales de la Société géologique de Belgique* LXXVIII : B, pp. 19-22.
- NYS L. 1957. Tourbières hautes et débits de rivières. *Bulletin de la Société royale forestière de Belgique*, 64, pp. 217-229.
- NYS L. 1962. A propos de travaux récents sur l'hydrologie des tourbières. *Bulletin de la Société belge de Géologie, Paléontologie, Hydrologie* LXX (2), pp. 97-103.
- PETIT F. & ERPICUM M. 1983. Evaluation de l'évapotranspiration réelle d'une pessière. Comparaison avec l'évapotranspiration potentielle. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 19, pp. 139-159.
- PETIT F. 1995. Régime hydrologique et dynamique fluviale des rivières ardennaises, in : A. Demoulin, éd. *L'Ardenne, essai de géographie physique*, pp. 194-223.

- PISSART A. 1961. Les inondations dans la région Verriers-Eupen. Etude préalable à un aménagement du territoire. *Centre belge d'Etude et de Documentation des Eaux*, 123, pp. 62-75.
- PRICE J.S. & SCHLOTZHAUER S.M. 1999. Importance of shrinkage and compression in determining water storage changes in peat : the case of a mined peatland. *Hydrological Processes*, 13, pp. 2591-2601.
- ROBINSON M. 1986. Changes in catchment runoff following drainage and afforestation. *Journal of Hydrology*, 86, pp. 71-84.
- ROBINSON M., GANNON B. & SCHUCH M. 1991. A comparison of the hydrology of moorland under natural conditions, agricultural use and forestry. *Hydrological Sciences Journal*, 36, pp. 565-577.
- ROMANOV V.V. 1968. *Hydrophysics of bogs*. Traduit du russe. Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 299 p.
- RYCROFT D.W., WILLIAMS D.J.A. & INGRAM H.A.P. 1975. The transmission of water through peat. I. Review. *Journal of Ecology*, 63, pp. 535-556.
- SCHMEIDL H., SCHUCH M. & WANKE R. 1970. Wasserhaushalt und Klima einer kultivierten und unberührten Hochmoorfläche am Alpenrand. *Schriftenreihe des Kuratoriums für Kulturbauwesen* H, 19, 174 p.
- SORÉE M. 1980. *Facteurs naturels du débit d'une rivière des Hautes-Fagnes. Essais d'adaptation de modèles*. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Université de Liège, 161 p.
- SCHREIBER H. 1902. Sind die Moore Wasserregulatoren und soll deshalb der Anbau und Abbau der Moore in den Gebirgen unterbleiben. *Österreichische Moorzeitschrift*.
- SPORCK J. 1951. Etude du régime de la Gileppe d'après les relevés quotidiens effectués de 1880 à 1947. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 75, pp. 97-109.
- TINBERGEN L. 1940. Observations sur l'évaporation de la végétation d'une tourbière dans les Hautes-Fagnes de Belgique. *Société royale des Sciences de Liège, Mémoires*, 4 (1), pp. 20-79.
- TOMLINSON R.W. 1979. Water levels in peatlands and some implications for runoff and erosional processes. in : A.F. Pitty, ed. *Geographical approaches to fluvial processes*. Geo Abstracts, Norwich, pp. 149-162.
- TURNER N. 1757. An essay on draining and improving peat bogs ; in which their nature and properties are fully considered. London : Baldwin and Pew.
- UHDEN O. 1965. Die ungestörten Hochmoore sind keine Wasserspeicher. *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen*, Jg. 10, H, 1, pp. 17-21.
- VAN DER SCHAAF S. 1999. *Analysis of the hydrology of raised bogs in the Irish Midlands. A case study of Raheenmore Bog and Clara Bog*. Ph. D. Dissertation, Landbouwniversiteit Wageningen, 375 p.
- VERRY E.S. 1984. Microtopography and water table fluctuation in a Sphagnum mire. *7<sup>th</sup> International Peat Congress (Dublin), Proceedings*, 2, pp. 11-31.
- VIDAL H. 1959. Vergleichende Wasserhaushalts- und Klimabeobachtungen auf unkultivierten und kultivierten Hochmoorflächen in Südbayern. *Mitteilungen für Landkultur, Moor- und Torfwirtschaft*, 7, pp. 204-217.
- WARDENAAR E.C.P. 1987. A new handtool for cutting soil monoliths. *Canadian Journal of Soil Science*, 67, pp. 405-407.
- WASTIAUX C. 1990. *Végétation et régime hydrologique d'une tourbière haute drainée: dégradation et régénération (Deux-Séries, Hautes-Fagnes, Belgique)*. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Université de Liège, 83 p.
- WASTIAUX C. 2000. *Facteurs hydrologiques de la dégradation des tourbières hautes à sphaignes (Hautes-Fagnes, Belgique)*. Thèse de doctorat en Sciences géographiques, Université de Liège, 223 p.
- WASTIAUX C. & SCHUMACKER R. 2003. *Topographie de surface et de subsurface des zones tourbeuses des réserves naturelles domaniales des Hautes-Fagnes*. Rapport final de la convention entre le Ministère de la Région Wallonne et l'Université de Liège, inédit, 52 p.

Adresse de l'auteur :

Cécile WASTIAUX  
 Université de Liège  
 Station scientifique des Hautes-Fagnes  
 Rue de Botrange, 137  
 B-4950 Robertville  
 c.wastiaux@swing.be