Chapitre 11

Le reverdissement, arme de résilience ?

« Ne faites jamais la sieste sous un noyer,
l'ombre du noyer est mortelle... »

La perspective d'une nouvelle sécheresse qui pourrait toucher l'Ouest de l'Afrique de l'Ouest après 2030 (voir chapitre 10) incite à faire des propositions afin de tenter d'améliorer la résilience des milieux comme des sociétés (de fait, des agro-systèmes) face à la forte variabilité climatique inhérente aux zones arides et semi-arides, et surtout face à l'éventualité d'un nouvel épisode long et marqué tel que prédit par des modèles, réunis en ensembles de modèles dans les prévisions émises régulièrement par le GIEC. La restauration des sols et de la végétation, qu'on appellera ici par raccourci le « reverdissement », peut-il être une solution pour atténuer les chocs thermiques et les sécheresses dans les prochaines décennies ?

En tout état de cause, cette pratique est connue pour restaurer les fonctions hydrologiques de base des sols et des bassins : l'infiltration, le stockage temporaire et la restitution progressive de l'eau. Cela permet à la fois d'écrêter les crues en limitant, voire en stoppant l'écoulement immédiat (de type hortonien, voir chapitre 1), et d'allonger la durée de la crue annuelle en permettant une restitution sur une longue durée des eaux stockées dans le sol. Quittons un court moment l'Afrique de l'Ouest pour mesurer, sur de tout petits bassins des Alpes Françaises du Sud, l'effet respectif du couvert végétal et de son absence. Les deux bassins de Laval et Brusquet font partie du site expérimental de Draix, piloté par un GIS mené par IRSTEA ; la région a été touchée aux XVIII^{e} et XIX^{e} siècles par une crise érosive qui a entraîné le décapage des sols et la mise à nu des fameuses « marnes noires » de l'oxfordo-callovien-bathonien supérieur, parfois épaisses de plus de 2 000 m et susceptibles de perdre chaque année une tranche d'un cm par érosion hydrique.

Le bassin de Laval a été laissé tel quel, sans végétation ; celui du Brusquet avait fait l'objet d'un reboisement très dense dès la fin du XIX^{e} siècle. Le contraste est aujourd'hui saisissant en termes de paysage, mais le contraste des comportements hydrologiques est également très fort. La figure 181 montre pour une pluie donnée (la même sur les deux bassins, qui sont voisins et contigus), l'hydrogramme sur le

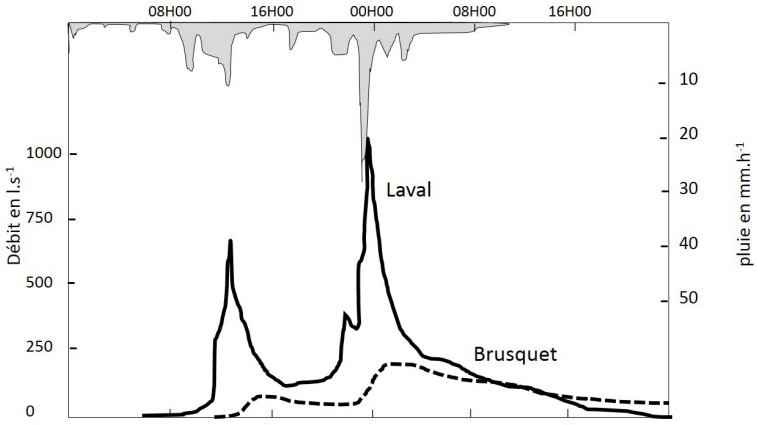


FIGURE 181 – Effet du reboisement sur le débit et l'écoulement dans de petits bassins montagnards d'un km² environ (Alpes du Sud ; Lavabre et Andreassian, 2000). L'hydrogramme du Brusquet est celui du bassin boisé ; l'hydrogramme du Laval, celui du bassin déboisé, les deux ont la même superficie et reçoivent la même pluie (ici les 8 et 9 mars 1991)

bassin du Laval, au sol laissé nu (pic de crue rapide et bref), et sur celui du Brusquet intégralement reboisé (crue retardée et amoindrie).

1 Le rôle de la végétation sur l'hydrologie

Cet exemple d'un petit bassin versant préalpin aurait pu être pris dans à peu près toutes les régions géo-climatiques du globe, exceptées les régions polaires, les régions hyper arides ou peut être les régions de forêt équatoriale sans saison sèche. On a affaire ici, lorsque la végétation a disparu, à une sécheresse édaphique, qui est liée à la non-infiltration de l'eau, puisque presque toute l'eau ruisselle. En effet les Alpes du Sud (dites « Alpes sèches ») ne sont pas si sèches que cela, elles possèdent un climat de montagne à tendance méditerranéenne (l'été est assez sec). Dans une autre région de montagnes plutôt sèches, la Sierra Madre Occidentale du Mexique, on a pu montrer *a contrario* l'effet de la déforestation et du surpâturage (ici lié à la spéculation, la région étant en fait très peu peuplée et en voie de dépeuplement rapide. La figure 182 montre ces effets : réduction de la capacité de rétention en eau des sols, donc la crue est plus rapide, plus courte, plus prononcée, et les cours d'eau se retrouvent à sec bien plus vite, faute de stockage de l'eau dans les sols et les bassins.

C'est le même processus qu'ont constaté Amani et Nguetora (2001) sur les affluents de rive droite du Niger : ils ont remarqué qu'à débit égal, la crue de la Sirba, le principal d'entre eux, se produisait un mois plus tôt, dans les années 1980, que ce qui s'observait dans les années 1960 (figure 183). Même si ces travaux ont été publiés quinze ans après la mise en évidence du « Paradoxe du Sahel » par Albergel (1987) et par Pouyaud (1987), ils analysent des données de la même période.

De fait, c'est la disparition progressive de la couverture végétale qui est à l'origine et du « paradoxe du Sahel » et d'un de ses processus connexes, l'avancée de la crue dans l'année.

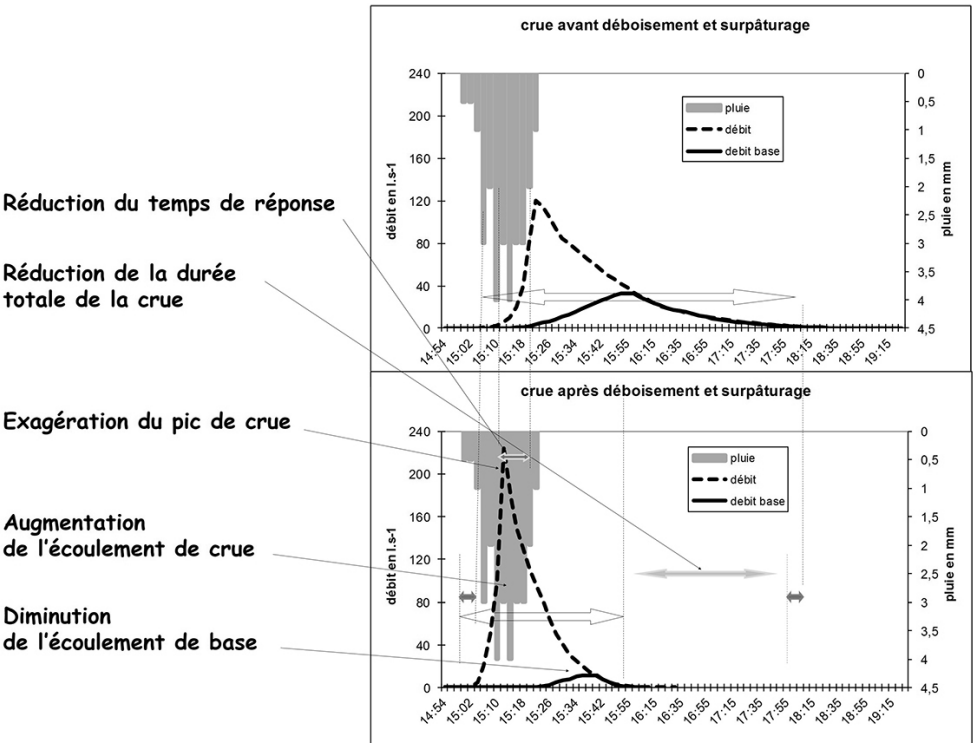


Figure 182 – Effets théoriques du déboisement sur le débit et l'écoulement dans de petits bassins montagnards du Nord Mexique (Sierra Madre occidentale, d'après Descroix *et al.*, 2001 ; Viramontes, 2000 ; Viramontes et Descroix, 2002 ; Solis, 2007)

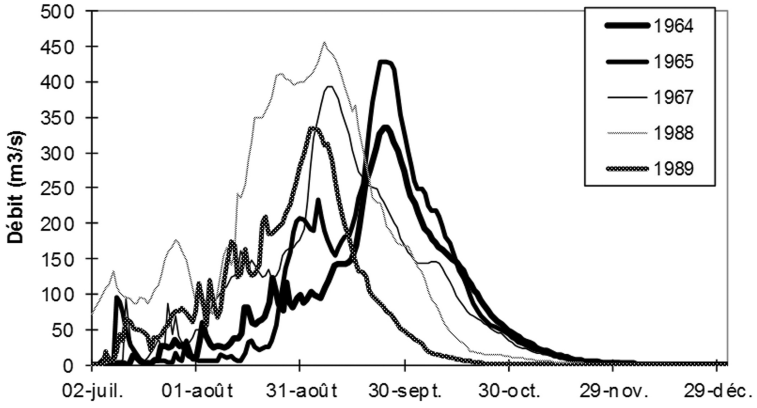


Figure 183 – Modification des hydrogrammes de crue de la Sirba à Garbey Korou (affluent de droite du fleuve Niger) entre les années 1960 et les années 1980, du fait de la dévégétalisation : crue plus précoce et plus courte, signes d'une diminution de la capacité de rétention en eau des sols (*in* Amani et Nguetora, 2001)

Amogu (2009) et Amogu *et al.* (2010) ont mis en évidence le même processus sur le fleuve Niger puisque celui-ci draine le massif du Liptako-Gourma. La figure 9 du chapitre 1 permet de comparer les hydrogrammes décennaux du fleuve Niger à Niamey). Les figures 33, 34 et 35 du chapitre 3 montrent l'évolution des hydrogrammes par décennies sur les trois affluents sahéliens de droite du Niger, issus du Liptako-Gourma. Comme on l'a vu au chapitre 3, la crue du fleuve Niger se produit de plus en plus tôt dans le temps, depuis une cinquantaine d'années, et plus encore depuis la reprise des précipitations au Sahel à la fin du XX^{e} siècle. De ce fait la crue se termine aussi bien plus tôt qu'auparavant, plus de deux mois plus tôt à Niamey, ces dernières années, par rapport à ce qu'on observait avant la sécheresse ; encore faut-il être prudent du fait que la pluviométrie était, durant les années 1950, début de la série représentée dans cette figure, sensiblement plus élevée, du fait d'une période humide reconnue. Bodian *et al.* (2016) remarquent la même avancée de la crue moyenne sur le Haut Sénégal, et la précocité encore plus marquée de la décrue, dans une région où ne s'applique pourtant pas le « paradoxe du Sahel » ; il faut voir dans ce dernier cas le seul effet de la diminution de l'hydraulicité, les réservoirs d'eau naturels des montagnes de Guinée n'étant pas encore revenus à leur niveau d'avant l'épisode sec des années 1968-1995. Ce comportement est proche de celui des cours d'eau du haut bassin du Niger dont on a vu (figure 29, chapitre 2) que leur tarissement était de plus en plus rapide avec le temps.

Un reverdissement du Sahel permettrait de rétablir une certaine infiltration et d'accroître la capacité de rétention en eau des sols ; cela aurait pour effet d'améliorer la productivité primaire nette des agro-systèmes, d'amoindrir les risques hydrologiques en écrêtant les crues et en soutenant les étiages.

2 Climat et végétation

2.1 Le rôle de la végétation dans le climat

La rétro-action de la surface sur l'atmosphère a de longue date été l'objet de nombreuses publications. On sait depuis les travaux de Folland *et al.* (1986) que la température de surface de l'Atlantique et même El Niño influencent plus fortement la pluviométrie sahélienne que l'humidité du sol, l'albédo et donc la rétro-action de la surface sur l'atmosphère. Ces auteurs ont montré qu'il pleut plus au Sahel quand la température de surface de l'Atlantique Nord est plus élevée.

2.2 En introduction, et en théorie, influence de la surface (de la végétation ?) sur la pluviométrie

Au début de la longue période sèche qu'a connue l'Afrique de l'Ouest, Charney (1975) a le premier modélisé l'Afrique de l'Ouest et simulé une disparition totale de la végétation (on est juste après la première sécheresse très sévère, celle de 1972-1973, qui a détruit une partie de la végétation naturelle en plus de décimer le bétail). Il a fait tourner son modèle surface/atmosphère en simulant la végétation telle qu'elle existait alors et la même étendue sans aucune végétation. L'auteur attribue une très forte influence à l'albédo (comme les travaux bien plus récents de Biasutti, de Giannini, de Davin et De Noblet, etc., cités au chapitre 10). Pour Charney, la disparition de la

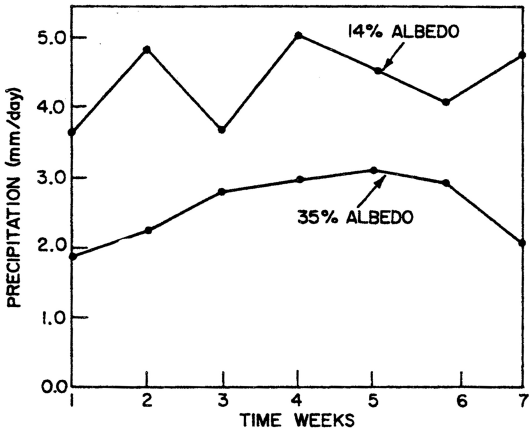


FIGURE 184 – Effet théorique de l'augmentation de l'albédo sur la pluviométrie en Afrique Occidentale selon Charney (1975)

végétation fait passer l'albédo moyen de la sous-région ouest africaine de 14 à 35 % et cela diminue les précipitations de 2 mm par jour, soit de 30 % de 50 % (figure 184). Escourrou (1981) cite plusieurs exemples d'impact de la forêt sur la pluviométrie : en comparant spatialement des régions voisines boisées et non boisées, en Lorraine, ces dernières recevant sensiblement moins de pluie que les premières ; par ailleurs en comparant la pluviométrie de deux régions européennes auparavant déboisées et ayant fait l'objet de vastes opérations de reboisement : au début du XVIII^{e} siècle, les Landes de Gascogne (dans le Sud-Ouest de la France) et les landes du Jutland à l'ouest du Danemark étaient deux régions pauvres aux sols sableux pratiquement incultivables. Dans les deux cas, l'État a décidé de reboiser ces régions pour au moins en tirer le profit du bois et y créer une activité économique. Sans qu'on puisse certifier les résultats obtenus, faute de disposer d'un siècle à l'autre du même instrument de mesure (un pluviomètre standardisé), Escourrou (1981) montre que dans les deux régions, la pluviométrie annuelle aurait augmenté de 25 à 30 % après leur reboisement. Cette auteure en attribue la cause à l'accroissement de la rugosité de surface, qui provoquerait une ascension des masses d'air, facilitant la convection, et à l'évapotranspiration accrue de la surface. Sans pouvoir non plus l'étayer au niveau statistique, nous avions montré en 1994 (Descroix, 1994) que la « méditerranéisation » du régime pluviométrique dans les Alpes Françaises (la part des pluies d'été diminue depuis la fin du XIX^{e} siècle) était bien plus lente, voire inexistante, dans les massifs qui avaient connu le plus fort reboisement depuis cette période, à savoir, les Préalpes de Digne et les massifs pré-alpins du Diois et des Baronnies, que dans les autres régions (grandes vallées, hauts massifs où la repousse végétale est limitée par l'altitude) ; mais dans ce contexte alpin, il est possible que l'étagement altitudinal et la répartition géographique des massifs créent des biais statistiques que l'on n'aurait pas si la région était plate comme le Sahel.

Les travaux de Taylor et Lebel (1998), à l'issue de l'expérience HAPEX Sahel, ont longtemps renforcé auprès de la communauté scientifique l'idée que l'humidité de la

surface était une stimulation à de nouvelles pluies, la théorie de la persistance des précipitations (il pleut plus là où il a déjà plu à l'évènement précédent, car l'humidité des sols y est plus forte, l'albédo plus faible). Ce gros travail a été « victime » de la faiblesse des capacités de calcul autorisée alors par les ordinateurs. Les auteurs ont été limités en capacité de calcul et s'en sont tenus à un mois, sur les 8 années de données dont ils disposaient en pluie au sol et en données satellites de l'humidité des sols (par albédo interposé). Pour cette période, en effet, ils ont mis en évidence que la pluie tombait de préférence là où elle était déjà tombée auparavant. Or, les travaux d'Ibrahim (2008), basés sur 17 années de données (1991-2007) de l'expérience Hapex puis de l'expérience AMMA sur le même degré carré de Niamey que Taylor et Lebel, ont montré le contraire : la pluie tombe plutôt là où elle n'est pas tombée à l'épisode précédent (donc là où le sol est le plus sec). Ceci est plus ou moins corroboré par les travaux en cours de Taylor et de Pellarin ; pour ce dernier (voir plus bas), qui rejoint en ce point Taylor (idem, nombreux articles, et travaux en cours, voir ci dessous), jusqu'à fin juillet, la pluie tombe surtout sur les zones sèches (celles où le sol est sec car il n'y a pas eu de pluies auparavant), pour des raisons de physique de l'atmosphère (plus fort échauffement du sol, donc meilleure convection ?). Ces hypothèses sont encore en cours de validation.

La question de la rétro-action entre la surface continentale et les processus convectifs fait encore débat. Peu d'études encore ont utilisé la télédétection pour suivre les systèmes convectifs de méso-échelle (MCS ou « lignes de grain ») et pour explorer leurs couplages possibles avec les processus de surfaces. Taylor *et al.* (2011 et 2012) ont montré que les hétérogénéités de l'humidité du sol d'échelle décakilométrique ont un impact très net sur le tracé des MCS dans tout le Sahel. Cela a pu se vérifier grâce à la taille et au long parcours de ces lignes de grains. Ils ont démontré que la trace au sol laissée par un grain (zone d'humidité, repérée grâce aux capteurs températures tels que ceux du satellite SMOS), accroît la probabilité qu'un autre MCS se produise sur la discontinuité dans les jours suivants. Pellarin (2016) a relevé les mêmes conclusions, et précisé que non seulement le déclenchement mais aussi le tracé et le comportement du système convectif, sont influencés par l'humidité du sol pendant la journée : en effet, leur déplacement évolue préférentiellement sur la marge d'une zone préalablement humidifiée. Sy (2016) et Sy *et al.* (2017) ont confirmé que, bien que les réponses du climat aux changements d'occupation des sols sont faibles, certains processus atmosphériques sont influencés par ces changements. Taylor *et al.* (2017) ont identifié, en utilisant des températures fournies par le signal infrarouge des satellites (IRT), une nette et robuste tendance dans l'augmentation de la fréquence des MCS depuis 1982. L'IRT moyenne d'un MCS est utilisée comme mesure de son intensité. Cette tendance confirme des observations antérieures de Sanogo *et al.* (2015) et Zhang *et al.* (2017).

2.3 Et en général ?

Pour Alkama et Cescatti (2016), c'est dans les régions arides que la disparition des forêts accroît le plus l'amplitude thermique journalière ; ils estiment que la déforestation est à l'origine de 18 % du réchauffement de la planète. De manière à démêler l'effet du changement de couvert végétal de celui du changement global, ces auteurs

ont utilisé une nouvelle méthode ; il s'agit d'exprimer la différence de température entre deux années (ΔT) en un endroit donné par l'effet du changement de couvert forestier (ΔT_{ccf}) sommé du signal résiduel (ΔT_{res}) lié au changement climatique, suivant l'équation :

$$\Delta T = \Delta T_{ccf} + \Delta T_{res} \text{ , ce qui donne } \Delta T_{ccf} = \Delta T - \Delta T_{res}$$

Sous tous les climats, la coupe forestière produit une augmentation sensible des températures maximales annuelles de l'air et de plus faibles augmentations des minima ; cette augmentation est supérieure à 2°C dans les zones arides, de 1°C dans les zones tropicales. Alkama et Cescatti (2016) ajoutent que les plus fortes hausses de température s'observent au moment le plus chaud de l'année, pendant le solstice d'été, alors que l'augmentation est négligeable durant la nuit. Ils expliquent cette augmentation du réchauffement local lors du rayonnement le plus fort par une diminution sensible de l'évapotranspiration et de la rugosité de surface liée à la déforestation.

Alkama et Cescatti (2016) montrent que les forêts jouent un rôle important d'atténuation biophysique des maxima de température sous tous les climats. En effet, les forêts réduisent les températures locales diurnes d'été et abaissent les amplitudes thermiques annuelles et journalières. Le rôle majeur de l'évapotranspiration dans l'impact biophysique de la déforestation apparaît clairement par le tri des zones climatiques, les zones arides, comme on l'a vu, montrant un signal bien plus fort, suivi du climat tropical et tempéré, puis enfin des zones boréales.

Le reboisement et une gestion forestière destinée à optimiser la séquestration du carbone ont été reconnus comme des stratégies clés pour l'atténuation du changement climatique lors de la Conférence de Paris (COP 21, décembre 2015), car les forêts sont supposées ralentir le réchauffement global en retirant une partie du CO_2 de l'atmosphère.

Or, le rôle de la forêt dans l'atténuation du réchauffement climatique et la fixation du carbone n'est pas toujours aussi facile à mettre en valeur. Ainsi, Naudts *et al.* (2016) montrent que la très forte progression de la forêt européenne depuis deux siècles du fait de la déprise rurale s'est traduite par une très forte dette (= émission) de carbone ; en effet « le type d'exploitation forestière pratiqué en Europe libère énormément de carbone détenu dans la biomasse, les litières, bois morts et les puits de carbone du sol ». De plus, la conversion de forêts d'arbres à feuilles caduques en forêts de conifères modifient l'albédo, la rugosité de la canopée et l'évapotranspiration et contribuent au réchauffement global plutôt qu'à son atténuation.

En prenant en compte autant les processus radiatifs que les processus non radiatifs, Davin et De Noblet (2010) démontrent que dans les zones tropicales, l'impact net de la déforestation est un réchauffement à cause de l'efficience de l'évapotranspiration et la rugosité moindre de la surface terrestre ; alors que dans les régions tempérées et boréales, l'effet de l'albédo est bien plus fort et la déforestation se traduit donc par un rafraîchissement de l'air.

Quoiqu'il en soit, démontrer que la déforestation des forêts tropicales a un impact sur le climat est loin d'être anodin : Achard *et al.* (2014) ont montré que les zones

tropicales ont perdu 8 millions d'hectares de forêts par an dans les années 1990 et encore 7,6 millions d'hectares par an dans les années 2000-2010. Dans les deux cas, cela représente une perte de près de 900 millions de tonnes de carbone par an, soit 10 % du total des émissions produites par les combustibles fossiles pendant cette période.

Enfin, Brandt *et al.* (2018) ont montré que l'Afrique globalement émettait beaucoup plus de carbone qu'elle n'en fixait, surtout depuis la décennie 2010, en particulier l'Afrique du Sud, mais aussi la cuvette du Congo, le Nigeria et certaines régions d'Afrique de l'Ouest. Parmi celles-ci, le Sénégal, qui est pourtant aussi une des régions où le reverdissement, en particulier celui des ligneux, a été le plus rapide de 2000 à 2015 (Brandt *et al.*, 2017). Le dernier papier de ces auteurs (Brandt *et al.*, 2018) montre que la végétation d'une grande partie du Sénégal central et oriental soudanien et sud sahélien a en fait beaucoup souffert d'années sèches en 2013-2015, ce qui en a fait une des régions ayant perdu le plus de carbone sur la période 2011-2016 analysée dans ce papier plus récent.

3 Micro-climat et végétation

Dans les zones arides et semi-arides, qui couvrent 40 % de la surface terrestre, l'évapotranspiration (flux de chaleur latente) représente 90 % de la précipitation annuelle (Garcia *et al.*, 2013). Si, comme on vient de le voir, la déforestation a été massive dans les zones tropicales, elle a pu faire place, dans les régions tropicales humides, à des formations végétales secondaires ou des plantations ou des cultures produisant des valeurs similaires d'évapotranspiration. Dans les zones arides ou semi arides, on peut assister à des modifications drastiques de la surface conduisant à une forte augmentation de cette évapotranspiration ; c'est le cas lorsque des périmètres irrigués étendus sont installés dans ces zones aux températures élevées et aux faibles valeurs hygrométriques. Dès 1963, Bouchet suggérait, en comparant ETR et ETP, que changer la couverture végétale du sol ou irriguer sur de grandes surfaces pourrait conduire à modifier le climat. C'est ce que montrent Ozdogan *et al.* (2004) avec l'expansion rapide de l'irrigation dans le Sud-Est de la Turquie (projet GAP Great Anatoly Project dans les hauts bassins du Tigre et surtout de l'Euphrate) qui a fortement modifié les flux de la basse atmosphère : ils ont mesuré une forte baisse de l'ETP liée à la forte hausse de l'ETR, à la diminution de la vitesse des vents, elle-même probablement due à l'augmentation de la rugosité du fait des nouvelles cultures, et l'augmentation de l'humidité de surface.

3.1 Au Sahel comme dans les tannes des zones de mangrove

Le rôle de l'évapotranspiration dans la modération des températures élevées est attesté, au quotidien, durant la saison sèche chaude au Sahel (février-juin) lorsque l'on circule en fin d'après-midi par des températures élevées (plus de 40°C au Sahel du Niger ou du Mali) ; les vallées dans lesquelles ont été conservées des sortes de « forêts galeries », le plus souvent des vergers de manguiers à l'approche des villes, produisent un effet de fraîcheur intense, lié à une chute de température pouvant atteindre jusqu'à

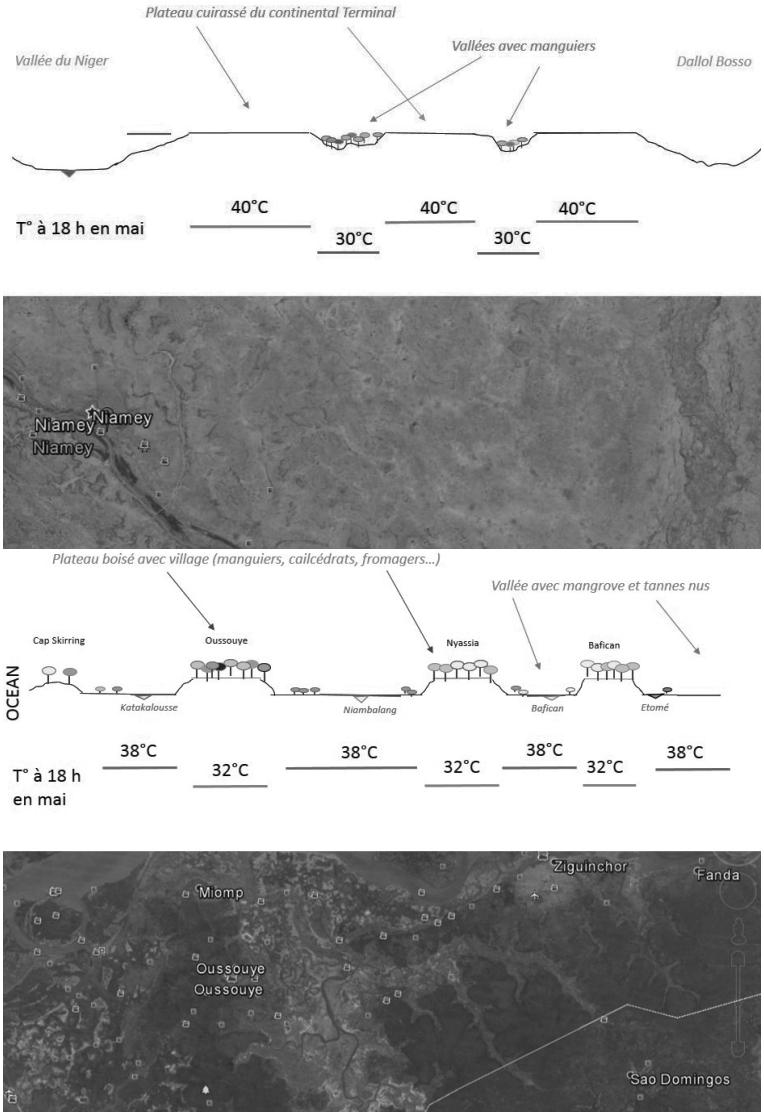


Figure 185 – Effets de la forêt sur la température dans un transect sahélien (Niger ouest, figure 185a) et dans un transect pré-littoral (Casamance, figure 185b)

12°C, l'air frais produit par l'évapotranspiration intense d'arbres puisant leur ressource en eau dans la nappe peu profonde, étant piégé dans les bas-fonds (figure 185a).

Dans les zones littorales des Rivières du Sud, un processus similaire se produit dans une configuration topographique inversée ; au même moment de l'année et de la journée (saison sèche chaude, fin d'après-midi), la température dépasse largement 35°C dans les « tannes » ces grandes zones plates de sol nu où la mangrove ou les rizières ont disparu, ou n'ont jamais pu se développer ; lorsque l'on monte, de quelques mètres

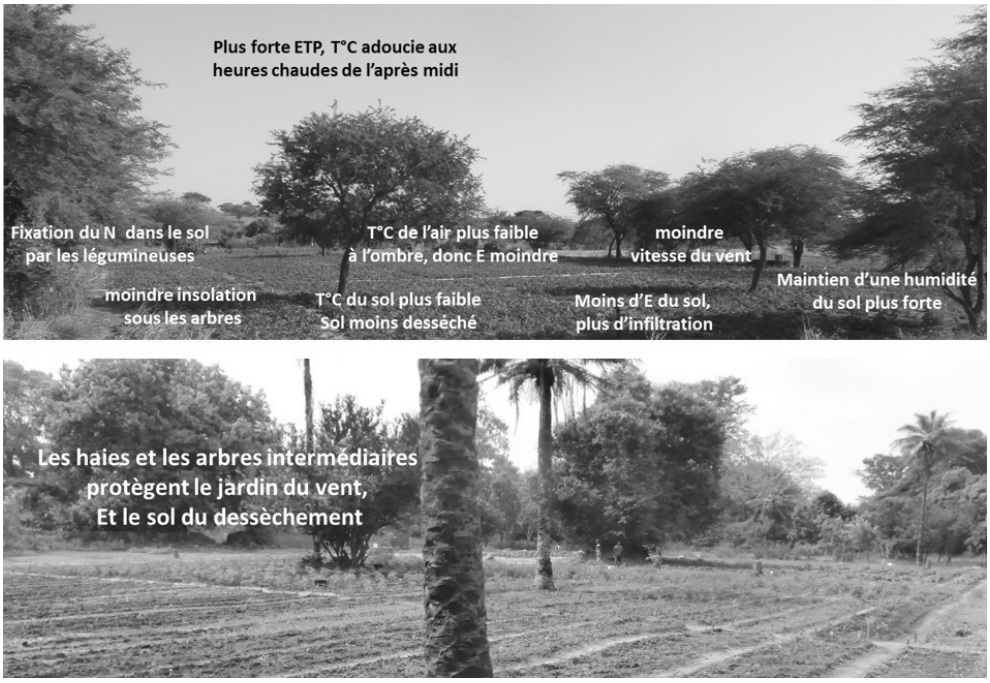


FIGURE 186 – Effets micro-climatiques de la végétation, d'après Dupriez et De Leener (1990)

à peine, sur le « plateau » du continental terminal, couvert d'une forêt tropicale dense (malgré les 8 mois de saison sèche totale), on sent encore une nette impression de fraîcheur, la température diminuant de fait de plus de 6°C (jusque 10°C) sous ces massifs forestiers, pourtant situés plus haut (l'air chaud monte donc on pourrait attendre le contraire) (figure 185b).

Il est plus facile de déterminer le rôle micro-climatique de la surface, en particulier à travers la végétation. La figure 186, inspirée de Dupriez et De Leener (1990), montre tous les effets des arbres sur la surface d'un agro-système : diminution de l'insolation et donc de la température et l'évaporation, donc du dessèchement du sol, protection contre le vent, maintien d'une humidité du sol, fixation de l'azote et du carbone.

3.2 L'influence de la végétation sur la température

L'évaporation produit-elle du froid ?

Que ce soit sur la peau, dans les canaris, ces jarres en terre poreuse, dans les gourdes recouvertes de peau ou de tissu qu'on mouille, dans un frigo ou un climatiseur, ou sur Terre... on semble assister à la production de froid relatif.

Parce qu'en devenant vapeur l'eau emporte une partie de la chaleur autrement dit de l'énergie du corps qui s'évapore. En effet les molécules des gaz sont plus agitées que

les molécules des liquides ou des solides. L'eau liquide utilise donc l'énergie calorifique du corps pour s'évaporer.



Figure 187 – La cause de l'unanime impression de réchauffement des villes au Sénégal. À gauche, coupe de deux fromagers pluri-centenaires dans une rue du centre de Ziguinchor ; seul l'un d'eux était mort, mais on abat les deux. À droite, coupe de trois gros manguiers dans une concession de Bignona ; le manguier, en feuille durant la saison sèche, est un « climatiseur naturel » bien plus efficace que le fromager, qui perd ses feuilles en saison sèche

Quand une substance passe de l'état liquide à l'état gazeux, elle absorbe de l'énergie thermique. La détente (passage de l'état liquide à l'état gazeux) produit du froid,

C'est d'ailleurs la raison essentielle pour laquelle on transpire, et pourquoi on supporte plus mal 35° dans la jungle que 40° dans le désert : dans la jungle, l'air est saturé en vapeur d'eau, ce qui bloque l'évaporation, du coup la sueur ne s'évapore pas et ne nous refroidit pas.

À titre d'exemples :

- un chêne adulte hisse quotidiennement près de 200 litres d'eau à une hauteur d'une trentaine de mètres ;
- un hectare de hêtraie, qui consomme de 2 000 à 5 000 tonnes d'eau par an, en restitue 2 000 par évaporation ;
- un cade (*Faidherbia albida*) ou un caïlcédrat (*khaya senegalensis*) consomme plus de 600 litres d'eau par jour, plus de 1 000 durant les mois secs et chauds ;
- un fromager (*ceiba pentandra*) plus de 1 000 l par jour tant qu'il est en feuille.

3.3 Et en ville ?

« *Les villes sont bien connues pour être plus chaudes que les zones rurales qui les entourent ; ce phénomène est appelé l'îlot de chaleur urbaine* » (Li et Bou-Zeid, 2013). Plus elles sont « minérales », moins elles comportent de végétation, et plus elles accumulent la chaleur, ce qui, a minima, entraîne deux effets :

- une accumulation des effets lors des vagues de chaleur : leur effet en ville est supérieur à la somme de l'effet « îlot de chaleur » et de l'effet « vague de chaleur » ; (Li et Bou-Zeid, 2013) ;
- l'urbanisation modifie les champs de pluie et la spatialisation régionale des précipitations (Li *et al.*, 2013).

L'imperméabilisation des surfaces urbaines (goudronnage, bâtiments en ciment, parkings, toits, etc.) provoquent un effet hydrologique important et des écoulements plus rapides qu'en zone rurale où l'eau s'infiltre pratiquement partout. Toutefois, certaines surfaces imperméables peuvent avoir des taux d'évaporation parfois plus élevés que les surfaces végétalisées, du fait de leur forte capacité de stockage de chaleur (Ramamurthy et Bou-Zeid, 2013).

Globalement, l'effet principal de l'urbanisation est la transformation de surfaces de terre végétale, cultivée ou non, et de végétation, en bâtiments et surfaces imperméables, d'où ce rôle à la fois climatique et hydrologique des villes. Parfois on coupe les arbres préventivement à une chute, mais le plus souvent il s'agit d'aider la spéculation immobilière comme cela s'observe à Ziguinchor ou Bignona (figure 187), deux villes de Basse Casamance (Sénégal).

Conclusion – De la nécessité d'un vrai reverdissement généralisé

Malgré le reverdissement général que l'on perçoit depuis une vingtaine d'années à travers le Sahel, le régime des cours d'eau semble traduire une poursuite de la diminution de la capacité de rétention en eau des sols. Le paradoxe n'est qu'apparent ; il y a très probablement un reverdissement, l'évolution des indices de végétation le montre ; mais par ailleurs, on n'a pas une progression nette de la RUE (Rain Use Efficiency, Efficience des précipitations) et ce reverdissement s'accompagne de la poursuite de la dégradation de certains espaces devenus très encroûtés et imperméables, et donc contributifs du ruissellement. C'est sur ces espaces dégradés qu'il faut intervenir désormais en priorité, à la fois pour limiter le ruissellement et la formation des inondations, et pour fixer eau et carbone dans le sol, afin d'améliorer la résilience des agro-systèmes aux sécheresses, probables et au réchauffement, inéluctable et plus rapide en Afrique de l'Ouest que sur la moyenne du globe.

Ce reverdissement doit aussi s'appliquer en ville ; les villes d'Afrique de l'Ouest, traditionnellement très arborées et aérées, sont en train de subir les effets de la spéculation immobilière, et jardins privés et publics, parcs et arbres au bord des routes, disparaissent très vite, comme ont disparu à peu près tous les milliers de flamboyants que la mairie de Dakar avait planté au début du millénaire sur la VDN (voie de dégagement Nord) devenue entre-temps un axe majeur de la circulation dans la capitale du Séné-

gal. Dakar (la deuxième capitale la plus polluée de la planète d'après un rapport OMS 2018 : *http ://www.who.int/fr/news-room/detail/02-05-2018*) et avec elle la plupart des villes du Sénégal (Ziguinchor constituant ces dernières années un record de « déverdissement) et à un moindre degré plusieurs villes d'Afrique de l'Ouest, accélèrent en leur sein le réchauffement planétaire en détruisant la seule arme efficace à l'échelle micro-climatique, l'arbre.

En résumé :

- ↪ Les arbres créent un micro-climat et produisent de la fraîcheur, en dehors de leur seule ombre.
- ↪ Ils freinent le développement de l'îlot de chaleur urbaine.
- ↪ Ils constituent un outil de résilience face au réchauffement et face aux sécheresses à venir.