Chapitre 3

Le paradoxe du Sahel ou les paradoxes du Sahel ?

« Ces bassins de surfaces intermédiaires remplacent finalement sous l'influence de la sécheresse les excédents d'écoulement de leurs parties amont par des baisses significatives et continues de l'hydraulicité de leurs exutoires qui constituent les grands bassins fluviaux. À cette échelle de superficie de bassin versant correspond donc la discontinuité structurelle ou conceptuelle majeure de la liaison entre la précipitation et l'écoulement. »

(Pouyaud, 1987)

L'expression « paradoxe du Sahel », ou « paradoxe hydrologique du Sahel », est bien plus récente que sa première observation au milieu des années 1980 ; *a priori*, c'est Jean Albergel, hydrologue à l'IRD, qui, en procédant aux observations hydrologiques pour sa thèse sur les bassins expérimentaux du Burkina Faso, s'est rendu compte que les bassins situés dans la zone sahélienne du pays avaient vu leurs débits augmenter sensiblement après le début de la sécheresse en 1968. Il a de suite relié cela à la forte rétraction de la couverture végétale observée durant ces années-là. Cette rétraction est, elle, liée à deux facteurs : la sécheresse elle-même, qui a entraîné la mort de nombreux ligneux, et l'accélération des prélèvements végétaux du fait de l'augmentation restée élevée de la population (augmentation de la consommation de bois domestique, pour la cuisine et la construction, défrichement et déboisement pour accroître le domaine cultivé, en particulier).

> « Toutefois au Laboratoire d'Hydrologie de Montpellier, les discussions sur le sujet avaient conclu que cette augmentation du coefficient de ruissellement restait localisée à de petites surfaces en tête de bassin, et que dès que la surface des bassins atteignait une taille supérieure, cette augmentation de ruissellement s'effaçait devant un phénomène plus important qui était la diminution des écoulements liés à la baisse des pluies depuis la sécheresse. Il n'était donc pas envisagé que ce phénomène dépasse l'échelle très locale et personne n'avait cherché si ce signal était visible sur de plus grands bassins » (comm. pers. de Gil Mahé).

Bien plus tard, les hydrogéologues de l'IRD ont mis le doigt sur une des conséquences de cet accroissement des écoulements, observée dans les secteurs endoréiques du degré carré de Niamey (DCN), à savoir la hausse du niveau de la nappe souterraine du Continental Terminal 3 (CT3). Leur explication d'alors (Leduc *et al.*, 1997), a été confirmée depuis par de nombreux travaux et ce de différentes manières (voir biblio dans Leblanc *et al.*, 2008 en particulier). En effet, l'augmentation forte des écoulements s'est traduite, dans les secteurs endoréiques, par un accroissement important du volume des mares, de leur surface et de leur durée en eau. Or ce sont ces mares qui sont les principales zones de recharge des eaux souterraines. Donc mécaniquement leur accroissement a accru très sensiblement le volume de la recharge annuelle, entraînant une remontée du toit de la nappe. Au cœur de la dépression piézométrique de Dantiandou, dans la zone endoréique de l'ouest du bassin sédimentaire des Iullemeden, la nappe est remontée de 4 mètres depuis 1980, avec une vitesse de remontée croissante avec le temps.

Ce sont ces auteurs (Leduc *et al.*, 1997) qui ont les premiers utilisé le terme de « paradoxe », la hausse de la nappe intervenant au moment le plus aigu de la sécheresse qu'a connue l'Afrique de l'Ouest après 1968. Ils ont parlé du « paradoxe de Niamey », leurs observations se portant seulement sur cette région. Nous avons pu, mais bien trop brièvement durant le programme AMMA, suivre cette évolution sur une plus grande partie du bassin sédimentaire des Iullemeden et on a pu montrer que cette hausse concernait peut être une grande partie de cet ensemble géologique, essentiellement constitué de bassins endoréiques (voir encart à la fin du chapitre 6). Ceci a été confirmé plus récemment (Favreau *et al.*, 2012).

Ce n'est que durant ce programme AMMA que l'expression « paradoxe hydrologique du Sahel » a été utilisée par les hydrologues qui constatèrent que la hausse des débits concernait l'ensemble de la zone sahélienne et aussi, de plus en plus, le nord de la zone soudanienne (voir figure 7 chapitre 1).

Il faut du reste, à ce sujet, faire preuve d'une grande prudence. En effet, tous les bassins équipés de la zone sahélienne, absolument tous sans exception, ont connu une hausse (souvent très forte) des débits dès les premières années de sécheresse. Mais comme le montre très bien la figure 7, chapitre 1, l'ensemble de ces bassins instrumentés est loin de couvrir l'ensemble de la zone sahélienne ; en effet, de nombreux secteurs sont endoréiques, comme on l'a vu, en particulier les bassins sédimentaires, et par ailleurs, de nombreux cours d'eau ne sont pas observés, ou ne sont plus observés depuis la réduction drastique des observations, constatée suite aux plans d'ajustement structurels imposés aux pays du Sud par les institutions « libérales » de Washington.

Donc, il faut garder grande prudence et humilité concernant l'extension de ce paradoxe à l'ensemble du Sahel ; il faudrait par prudence à chaque fois évoquer le Sahel « observé », ce qui représente néanmoins un nombre assez important de cours d'eau répartis tout le long de la bande sahélienne, en Mauritanie, au Burkina-Faso, au Niger, et dans une moindre mesure aussi dans le Nord du Cameroun et du Nigeria (Mahé et Paturel, 2009 ; Mahé *et al.*, 2013).

1 Le contexte

Les plus grands cours d'eau d'Afrique de l'Ouest (Sénégal, Gambie, Niger, Volta, Chari entre autres) ont connu une diminution attendue de leur débit après le début de la sécheresse (1968) et en lien avec celle-ci ; pour la période 1970-2000, la baisse des débits moyens des plus grands cours d'eau, à savoir le Sénégal et le Niger, est deux fois plus forte que la baisse des précipitations (figure 30 ci-dessous et figure 8, chapitre 1) (Olivry, 2002). Une tendance similaire est observée pour de plus petits bassins, alors que, au contraire, d'autres études, comme on l'a vu en introduction, mettent en évidence un accroissement des écoulements dans les bassins sahéliens (Albergel, 1987) (figure 31). À la suite des observations d'Albergel, Amani et Nguetora (2002) ont remarqué que dans le bassin du Niger à Niamey, dans les années récentes depuis 1980, la contribution des sous bassins sahéliens à l'écoulement et à la crue annuelle était en forte croissance. Mahé *et al.* (2003) ont observé une hausse des écoulements de quelques affluents de rive droite du Niger, au Mali, au Burkina Faso et au Niger ; ils ont aussi déterminé que cette crue commençait un mois plus tôt dans les années 1980 que dans les années 1960. Mahé *et al.* (2005) ont également mis en évidence un accroissement des débits du Nakambé, le plus grand affluent sahélien de la Volta. Mahé et Paturel (2009) ont montré aussi une hausse des débits et des coefficients d'écoulement dans les bassins du Gorgol Noir et du Gorgol Blanc dans l'ouest du Sahel (Mauritanie). Ceci a aussi été observé au sud du Sahel, dans le bassin du Sokoto à cheval sur le Niger et le Nigeria (Mahé *et al.*, 2011). Il semble que l'essentiel du Sahel soit concerné par ce « paradoxe sahélien ». Amogu *et al.* (2010) ont proposé une régionalisation des processus hydrologiques, mettant en exergue une vaste opposition entre les régions soudaniennes dans lesquelles les écoulements ont fortement diminué, et les zones sahéliennes (et pour les années les plus récentes, les zones nord-soudaniennes) où les débits ont très nettement augmenté.

Le fleuve Niger moyen (en aval du delta intérieur, figures 9 et 10 du chapitre 1) a toujours eu deux crues. La première, dite « crue locale » (ou crue rouge, elle doit sa couleur à sa forte charge solide venant de sols latéritiques), intervient en général pendant les mois d'août à septembre. Elle résulte des apports de plusieurs affluents dans cette partie du fleuve, dont principalement les affluents de la rive droite en amont de Niamey (Gorouol, Dargol et Sirba), qui prennent leur source au Burkina Faso. La superposition des eaux de crue de ces cours d'eau aux régimes torrentiels à celles du cours principal du Niger conduit à une évolution de l'hydrogramme en dents de scie, au gré des précipitations locales. Mais les hydrogrammes décennaux montrent une montée progressive vers les plus hautes eaux de la seconde crue. La seconde crue, beaucoup plus importante en volume et à pointe unique, est appelée « crue guinéenne » (ou crue noire). Elle résulte de l'arrivée des eaux provenant de la partie amont du bassin du fleuve (Guinée et Mali) et se produit au cours de la période allant de novembre à mars (Sighomnou *et al.*, 2013). Au moment de la crue d'août 2012, venait de paraître un article sur la crue de 2010, qui était déjà la plus forte « crue rouge » jamais observée depuis 1929 et le début des enregistrements à la station de Niamey (Descroix *et al.*, 2012b). Elle appartient à un nouveau type de crues lié aux changements de régime des cours d'eau et se produisant lors d'années pluviométriques moyennes. On a pu montrer que les changements d'occupation des

sols en étaient en grande partie responsables (Amogu *et al.*, 2015) Le risque de crue a de plus fait l'objet de publications récentes, que ce soit sur le Sahel (Tarhule, 2005 ; Di Baldassarre *et al.*, 2010) ou dans les zones soudaniennes (Tschakert *et al.*, 2010) ou l'ensemble de la sous-région (Aich *et al.*, 2016) Les scientifiques ont été alertés par l'étendue et la durée des inondations de la mousson 2007, qui ont touché la zone soudanienne, le nord du Togo et du Ghana et le sud du Burkina Faso (Tschakert *et al.*, 2010). On a observé ensuite, le 1er septembre 2009, deux épisodes indépendants mais tout aussi dramatiques. Le matin, la ville de Ouagadougou a été inondée par une pluie de plus de 250 mm en quelques heures, ce qui représenterait un épisode d'un temps de retour de 10 000 ans environ (Karambiri, 2009). Ce même jour, mais l'après-midi, un grain totalement indépendant du premier a provoqué une crue importante de l'oued Teloua, qui a rompu sa digue en amont de la ville d'Agadès et repris un ancien lit, au cœur de la ville. Là aussi, les dégâts humains et matériels ont été énormes (Sighomnou *et al.*, 2013). Dakar a également été touchée fin août 2012 par un épisode qui y a provoqué des inondations dues à la seule pluie (pas de cours d'eau en cause), comme à Ouagadougou en 2009. Les 157 mm tombés le 26 août 2012 ont provoqué des inondations dans les quartiers nord récemment lotis et visiblement mal drainés.

La mousson de 2012 est du reste remarquable par le nombre d'inondations relevées en Afrique de l'Ouest, du Sénégal au lac Tchad. Partout le risque de crue est en augmentation. La crue du Niger moyen cette année-là (Sighomnou *et al.*, 2013) a provoqué des dégâts considérables).

On remarque que la crue du Niger est de plus en plus précoce et de plus en plus prononcée. Nous ne parlerons ici que de la crue locale qui présente un caractère exceptionnel en 2012. Il faut rappeler que l'influence de l'amont sur la crue locale est généralement très limitée, le débit du Niger en amont du confluent du Gorouol étant très faible durant la mousson. Les hydrogrammes moyens des deux décennies sèches (les années 1970 et 1980) montrent que la seconde crue (guinéenne) était alors bien moins importante que durant la période antérieure ; les deux crues (locale et guinéenne) étaient alors reliées sans rupture (figure 9, chapitre 1) sur l'hydrogramme décennal. Le pic de la crue guinéenne se produisait alors plutôt mi-décembre, et la décrue arrivait au moins deux mois plus tôt que durant les décennies humides (1950 à 1968). Durant les deux dernières décennies (1991 à 2010), la crue principale a eu à peu près le même comportement, confirmant la persistance d'un sévère déficit pluviométrique dans l'ouest des zones sahéliennes et soudaniennes, où se forme l'essentiel des débits. La décrue reste bien plus rapide que durant les décennies humides. En revanche, la première crue (crue locale ou crue rouge) est, durant cette dernière période, bien plus marquée que durant les périodes antérieures. Elle est en train de devenir une crue distincte et indépendante, plus brutale et plus précoce (voir figure 9), surtout dans la dernière décennie (2001 à 2010). Les hydrogrammes annuels pour les crues les plus marquantes montrent une avancée de la crue, plus précoce de 40 jours de nos jours qu'il y a 40 ans, et donnent une idée de la grande variabilité interannuelle, gommée dans les courbes par décennie de la figure 9, chapire 1.

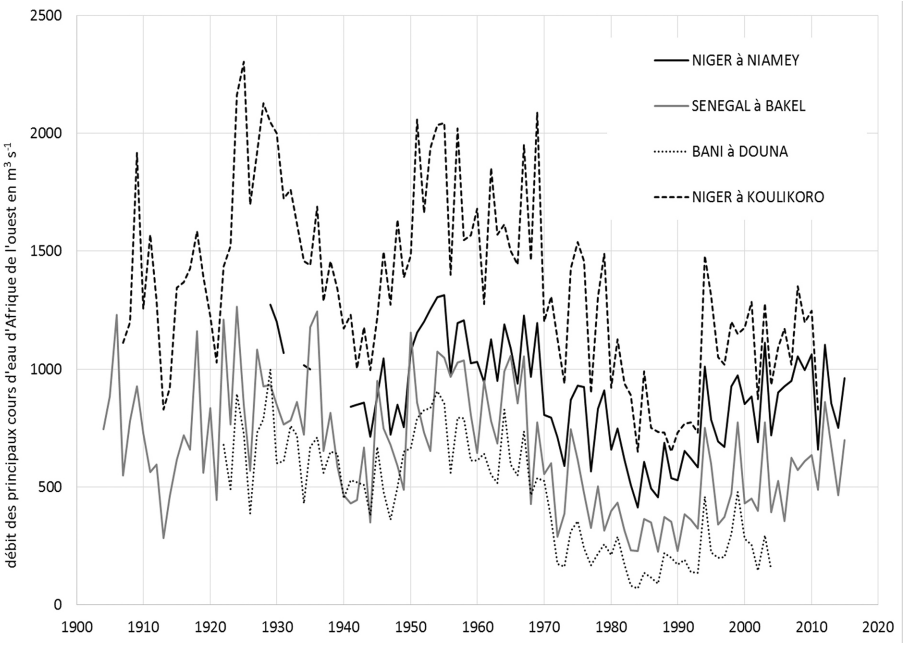


Figure 30 – L'effet de la grande sécheresse sur le débit des principaux cours d'eau Ouest Africains : un déclin général, mais plus prononcé que celui des précipitations, après 1968 ; on remarque que la baisse a été moindre à Niamey, en aval du (et grâce au ?) delta intérieur du Niger ; mais peut être aussi un effet du « paradoxe du Sahel » ?

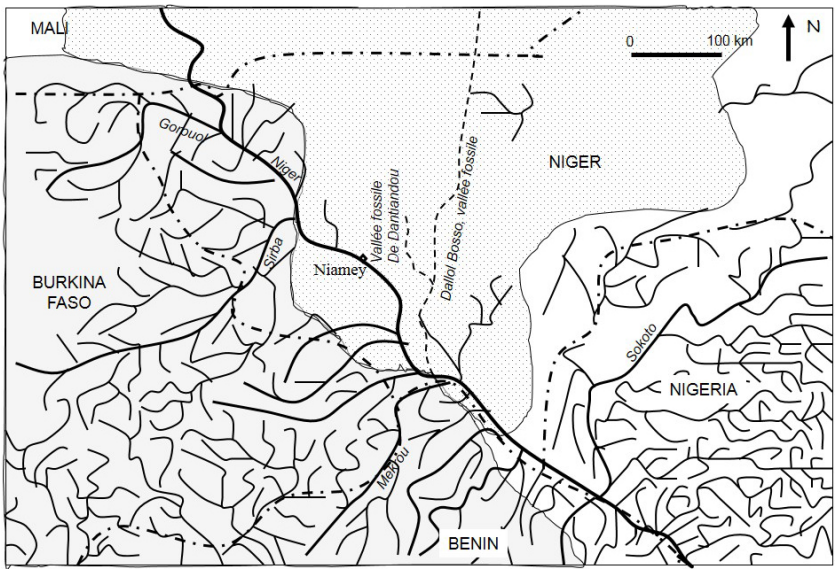


Figure 31 – Différence de comportement hydrologique entre les zones de socle du Liptako Gourma, à l'ouest, et le bassin sédimentaire des Iullemeden, à l'est

Du fait du contexte géologique (figure 31), on observe deux types de comportements hydrologiques différents, entre zones de socle et bassins sédimentaires en Afrique de l'Ouest ; ces derniers sont souvent caractérisés par l'endoréisme.

2 Le paradoxe hydrologique du Sahel

Jusqu'à la fin des années 1990, l'essentiel des apports d'eau au fleuve Niger entre Gao et le confluent du Sokoto (Nigeria) provenaient des affluents de rive droite. La rive gauche est en effet essentiellement endoréique, où l'accroissement des écoulements a également des conséquences hydrologiques : on observe une augmentation du nombre, du volume et de la durée en eau des mares, typiques et nombreuses des secteurs endoréiques (Bouzou Moussa *et al.*, 2009). Par ailleurs, comme on l'a vu ci-dessus, ces mares sont les principales zones de recharge de la nappe ; l'accroissement du ruissellement et du nombre de mares se traduit donc par une hausse du niveau des nappes dans la partie ouest du bassin des Iullemeden depuis le début de la sécheresse (Leduc *et al.*, 1997). Or, dans ce cas aussi, l'exhaussement du niveau de la nappe, dû à l'accroissement des écoulements, est lié aux changements d'usage des sols (Leblanc *et al.*, 2008) ; le « paradoxe de Niamey » est donc une conséquence du « paradoxe du Sahel ».

Comme le signalent très justement Tschakert *et al.* (2010), si la sécheresse est bien sûr le phénomène le plus cité quand on évoque le Sahel, « des inondations en zone aride » ne doivent pas (plus ?) être considérées comme un oxymore, et elles sont malheureusement mal connues, en dépit de leur multiplication ces dernières années.

La plupart des changements observés ces dernières décennies dans les caractéristiques du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest prennent leur source dans le long et fort épisode de sécheresse observé depuis 1968. Rappelons avec Hulme (2001) que cet évènement est le plus fort signal du changement climatique jamais enregistré à la surface du globe depuis la normalisation des mesures météorologiques au milieu du XIX^{e} siècle. Pendant 25 à 30 ans, parfois plus, sur 4 à 5 millions de km^{2}, la pluviométrie a connu un déficit de 15 à 35 %. On peut considérer à présent que cet épisode sec est clos, car depuis 1995 (1999 à l'ouest du Sahel), la pluviométrie annuelle a retrouvé son niveau et son irrégularité interannuelle de la période 1900-1950, les décennies 1951-1970 devant être considérées comme humides (voir chapitre 6). Cette sécheresse a fortement influencé la capacité de rétention en eau des sols sur des bassins versants entiers. Cependant, à l'instar de ce que pressentait Olivry dès les années 1990 (Olivry, synthèse, 2002), les travaux récents montrent que la variabilité spatio-temporelle des processus hydrologiques est bien mieux corrélée statistiquement avec les facteurs anthropiques qu'avec les facteurs climatiques (Mahé et Paturel, 2009, Descroix *et al.*, 2009). Aich *et al.* (2015) estiment que les facteurs climatiques ont autant de responsabilité que les changements d'occupation des sols dans le développement du paradoxe du Sahel. Mais Panthou *et al.* (2014) et Cassé (2015), Cassé *et al.* (2015a) ainsi que Cassé *et al.* (2015b) insistent sur le rôle des changements du régime pluviométrique.

Ceci étant, comme dans tous les milieux, il vaut mieux évoquer une combinaison de facteurs naturels (changements climatiques) et humains (changements d'occupation des sols) pour expliquer ces processus qui impactent les ressources et surtout, qui

pourraient avoir un effet rétro-actif, ce qui reste à démontrer ; la question scientifique en suspens serait : les changements d'occupation des sols peuvent-ils avoir un effet sur le climat local, régional, global ? Cette question fait l'objet de nombreuses recherches ces dernières années (Taylor *et al.*, 2011 ; Pellarin *et al.*, 2013, etc.).

Comme on le verra au chapitre 6, les changements climatiques et anthropiques influencent et conditionnent deux comportements hydrologiques opposés suivant la région géo-climatique considérée :

- Dans les régions sahéliennes, l'amenuisement du couvert végétal, dont la réalité est remise en cause par le « *regreening* » (reverdissement), plus généralement observé ces dernières années et l'encroûtement des sols sur des étendues croissantes, causent une réduction drastique de la capacité de rétention en eau des sols, et provoquent une généralisation des ruissellements de type hortonien (Horton, 1933), ce qui explique la hausse généralisée des écoulements et des débits des cours d'eau en zone sahélienne (figure 5).
- Dans les régions soudano-guinéennes, le fonctionnement des versants restent de type « cappusien » (Cappus, 1960) ou « hewlettien » (Hewlett, 1961), la baisse des pluies se traduit donc avant tout par une baisse des écoulements, car on n'observe pas de changement dans la capacité de rétention en eau des sols et des bassins. C'est ce qui explique la forte baisse des débits des grands cours d'eau, dont l'essentiel des flux viennent de cette zone géo-climatique (figure 6).

On verra ci-dessous que le reverdissement observé dans une grande partie du Sahel ne se traduit pas encore, ces dernières années, par une diminution des écoulements que devrait provoquer l'accroissement de la capacité de rétention en eau de sols plus végétalisés. Mais on observe bien, sur la plupart des cours d'eau sahéliens (Mahé *et al.*, 2013 ; Descroix *et al.*, 2018b), des débits qui augmentent depuis le début de la sécheresse et continuent à croître avec le retour des pluies à leur moyenne long terme 1900-2015. Comme les pluies extrêmes n'ont pas encore dépassé en nombre et en volumes celles des années humides 1950-1967 (voir chapitre 6 et Descroix *et al.*, 2015), le facteur pluie ne peut pas être responsable de cette hausse des débits (multipliés par 4 au moins sur les affluents de rive droite du Niger) ; ou alors très partiellement, si, comme le montrent les derniers travaux de Panthou *et al.* (2018), une augmentation de l'intensité instantanée est effectivement observée ces dernières années.

L'occupation du sol est considérée comme une description de l'espace ; autrement dit c'est la couverture biophysique du sol (Lecerf, 2008 ; FAO, 2009 ; Fall, 2014) Les catégories biophysiques peuvent représenter la végétation, le bâti, les zones humides, les sols nus etc. en effet, elle est distincte de l'utilisation du sol ou *land use* qui correspond aux différentes activités menées par l'homme sur la couverture physique de la surface terrestre (Buard, 2013 ; Mbagnick Faye, 2018).

Cependant, en terme hydrologique, le changement d'usage des sols et le changement d'occupation des sols jouent le même rôle : que la végétation disparaisse du fait de la sécheresse, du fait de la surexploitation ou du fait de la mise en culture, le résultat

est le même : la diminution de la biomasse entraîne celle de la capacité de rétention en eau des sols et une augmentation des coefficients d'écoulement.

3 Le deuxième paradoxe du Sahel

Le reverdissement constaté dans l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest dans les analyses fondées sur la télédétection aurait dû se traduire ou pourrait à terme se traduire par une augmentation de la capacité de rétention en eau des sols et des bassins. Or les débits continuent à augmenter, dans tout le Sahel, pastoral et cultivé. De nombreuses études (Prince *et al.*, 1998 ; Hountondji *et al.*, 2004, Hein et De Ridder, 2006, Prince *et al.*, 2007, Fensholt et Rasmussen, 2011 entre autres), et surtout une très bonne synthèse plus récente (Dardel *et al.*, 2014) ont fait avancer les connaissances sur le rôle de la Productivité Primaire Nette (PPN) et de l'efficacité de l'utilisation de l'eau de pluie (RUE, *Rain Use Efficiency*) dans le bilan hydrique et la vitesse de reconstitution des manteaux végétaux, herbacés et arborés ; les plus récentes études (Brandt *et al.,* 2016 et Brandt *et al.*, 2017) démontrent que les ligneux seraient en phase de croissance et de développement de la couverture au sol. Par contre, une toute dernière étude des mêmes auteurs (Brandt *et al.*, 2018) montre que pour les mêmes régions, cela ne se traduit pas par une fixation du carbone, et qu'on assisterait plutôt, malgré le reverdissement, à un déstockage du carbone. Quoiqu'il en soit, l'accroissement continu des coefficients d'écoulement, témoin d'une poursuite de la dégradation des terres, est en porte-à-faux avec le maintien des valeurs du RUE (Dardel *et al.*, 2014). C'est cette divergence entre deux indicateurs de résilience de l'écosystème (RUE stable) et de dégradation des sols (croissance du coefficient d'écoulement) qui a été défini comme le Deuxième Paradoxe du Sahel (Dardel *et al.*, 2014).

Dans les zones majoritairement cultivées du Sud Sahel, le retour, dans les années 1990, des pluies annuelles moyennes aux alentours de leur moyenne de long terme 1900-2015, et l'accroissement du nombre d'évènements pluvieux de fort montant journalier relevé ces toutes dernières décennies (surtout depuis le milieu de la décennie 2000-2010, voir Descroix *et al.*, 2015), n'a fait qu'accroître la surface des sols touchés par des coefficients de ruissellement très élevés du fait de l'encroûtement des sols ; ce dernier est lié à la destruction de la végétation par la sécheresse, à la mise en culture, à la diminution très rapide des jachères, parfois au défaut ou à l'insuffisance des sarclages. Dans l'ouest du bassin des Iullemeden au Niger (région à l'est de Niamey), les plateaux latéritiques occupent 20 à 25 % du paysage (Descroix *et al.*, 2012). Les dépressions aux longs versants concaves ou rectilignes, de plus en plus encroûtés, occupent le reste. Quand la brousse tigrée disparaît, c'est donc tout l'espace qui devient ruisselant.

Dans les zones majoritairement pastorales (l'agriculture sèche est épisodique en dessous de 300 mm par an) du Nord Sahel, dans le Gourma Malien, Hiernaux *et al.* (2009), Gardelle *et al.* (2010), Dardel *et al.* (2014), Gal *et al.* (2016) ont montré que la hausse continue des débits et écoulements était due au comportement d'une fraction seulement du paysage : les zones plus escarpées en général, qui étaient couvertes de sols squelettiques, ont vite perdu leur végétation lors des deux phases de sécheresse prononcée des années 1972-1973 et 1982-1884 ; les sols ont alors été emportés par l'érosion hydrique et éolienne ; ces surfaces sont donc devenues très ruisselantes, et

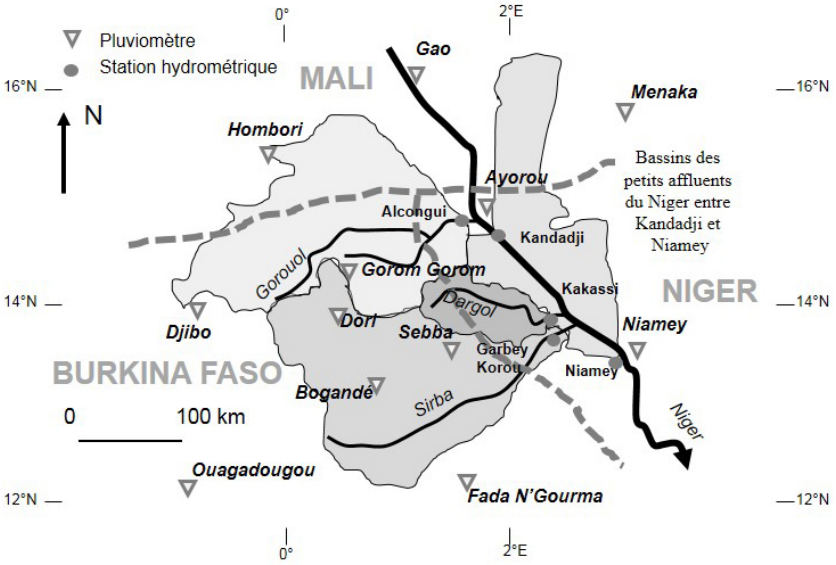


FIGURE 32 – Les trois bassins affluents de rive droite du Niger Sahélien ; on a représenté aussi tel un quatrième bassin, l'ensemble du bassin compris entre les stations de Kandadji et Niamey et non inclus dans ces trois principaux bassins

la disparition du sol y rend extrêmement lent le retour d'une quelconque végétation. Ce sont ces seules zones qui expliquent la très forte croissance des écoulements, qui entraîne une forte augmentation de la surface des mares. Dans le reste du paysage, en particulier les larges dépressions, dominantes en surface, on trouve des sols sableux profonds dont la végétation a fait preuve d'une bien meilleure résilience : le reverdissement y est très net, la productivité des écosystèmes en plein croissance. C'est le voisinage de zones majoritairement reverdies et de zones moins étendues mais devenues très ruisselantes qui explique le second paramètre hydrologique du Sahel. Par ailleurs, on peut donc confirmer avec Gardelle *et al.* (2010) que la mise en culture de la savane ou de la steppe n'est pas le seul changement d'occupation des sols qui provoque une baisse de la capacité de rétention en eau des sols et un accroissement des écoulements.

4 Le socle : un château d'eau disparu ?

Les inondations sont de plus en plus fréquentes ces dernières années dans les régions sahéliennes du bassin Moyen du Niger (caractérisé par la présence des deux crues successives, « locale » et « guinéenne »). Ces inondations, contrairement à celles de 1968 et 1970 qui étaient jusque-là les références à Niamey, interviennent à présent durant l'hivernage, et elles ne concernent pas le haut bassin du Niger, suggérant qu'il s'agit bien d'inondations provenant des zones sahéliennes.

Du fait de l'absence d'écoulement provenant des zones endoréiques du bassin sédimentaire des Iullemeden, il est clair que les flux supplémentaires à l'origine de ces

inondations sont occasionnés par l'accroissement des coefficients d'écoulement des bassins exoréiques de la rive droite du Niger, qui reposent sur le massif granitique du Liptako-Gourma (figure 31).

L'analyse des séries de pluies et de débits décennaux sur les trois bassins affluents de rive droite du Niger sahélien (figure 32), durant la période de sécheresse et durant la phase postérieure de « récupération partielle » des pluies montre que (figures 33, 34, 35 et 36) :

- les écoulements sont de plus en plus abondants ;
- les temps de réponse de plus en plus réduits sur les trois principaux affluents ;
- la crue est donc de plus en plus précoce et de plus en plus « pointue ».

Les causes de cette « accélération » de l'écoulement sont clairement à chercher du côté des changements d'occupation des sols, qui ont surtout conduit à une disparition des brousses naturelles et, dans les zones cultivées, à l'encroûtement des sols, menant à l'apparition de plages de sols nus de plus en plus étendues. D'autres facteurs, plus récents, comme l'accroissement du nombre d'évènements pluvieux à fort cumul pluviométrique en 24h, sont à retenir également (voir chapitre 6).

Toujours est-il que le massif granitique du Liptako Gourma semble avoir perdu une grande partie de sa capacité de rétention en eau et de ses services écosystémiques de régulation des eaux. Ceci est la cause première des inondations qui ont affecté la ville de Niamey en 2010, 2012 et 2013, 2016 et 2017, même si des causes locales comme l'ensablement du lit du fleuve, lié à la même perte de capacité de rétention en eau des sols, des terroirs et des bassins, a joué un rôle également, facilitant le débordement du fleuve dans sa plaine d'inondation. On verra plus bas que les cônes de déjection qui envahissent le lit du Niger dans son tronçon sahélien sont souvent liés à des ruptures d'endoréisme, elles mêmes occasionnées par la hausse des coefficients d'écoulement due à l'encroûtement des sols. Ensuite, l'importance des dégâts est bien sûr liée au fait que la plaine d'inondation, pourtant connue comme telle, avait été non pas « urbanisée » officiellement, mais notoirement construite et occupée.

Il faut à présent veiller à ce que cette dégradation de la capacité de rétention en eau des sols et des bassins ne s'accélère pas dans le Fouta Djalon qui est le « château d'eau » de l'Afrique de l'Ouest (chapitre 2) et qui doit le rester, afin de préserver l'approvisionnement en eau des pays sahéliens durant la longue saison sèche. La diminution de cette capacité de rétention accroîtrait fortement le risque d'étiage absolu comme celui d'inondation dans le cours sahélien du Niger, ainsi que dans les bassins du Sénégal et de la Gambie. Les régions de socle du Sahel central ont été déterminées comme étant exoréiques très majoritairement, au contraire des bassins sédimentaires très largement endoréiques (figure 31, et figure 3, chapitre 1 ; Cappelaere *et al.*, 2009).

On a vu au chapitre 2 le rôle de réservoir naturel joué par les hauteurs de Guinée (Fouta Djalon et Dorsale Guinéenne) qui sont un grand massif de socle. Le petit massif du Liptako Gourma se comporte au niveau hydrologique comme un château d'eau secondaire dans le bassin du moyen Niger ainsi que pour tout le haut bassin des Volta (Mouhoun et Nakambé en particulier), mais en zone sahélienne, avec une pluviométrie en dessous de 700 mm par an et une saison des pluies qui dure à peine plus de 3 mois.

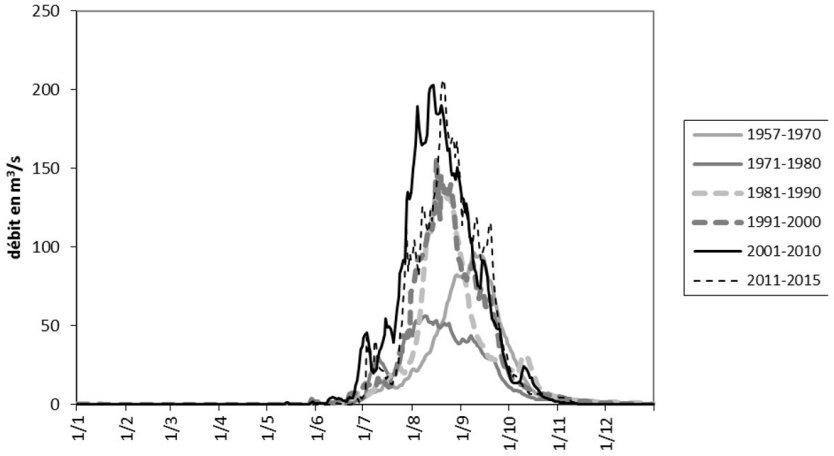


Figure 33 – Hydrogrammes décennaux du Gorouol depuis le début des enregistrements (1957)

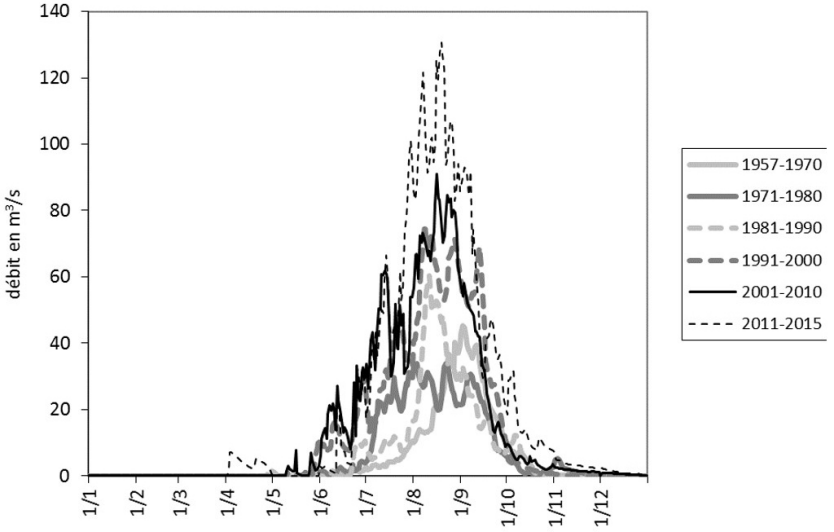


Figure 34 – Hydrogrammes décennaux du Dargol depuis le début des enregistrements (1957)

Contrairement au haut bassin où cette tendance est récente (Descroix *et al.*, 2009 ; Descroix *et al.*, 2018a), la capacité de rétention en eau de ce château d'eau a déjà très fortement diminué ces dernières décennies, expliquant des étiages et des crues bien plus marqués et surtout des débits bien plus importants qu'auparavant, malgré le déficit pluviométrique ; comme on a pu le supposer à l'avance, ce changement de comportement et de capacité de rétention est bien dû aux changements d'occupation des sols (Descroix *et al.*, 2012).

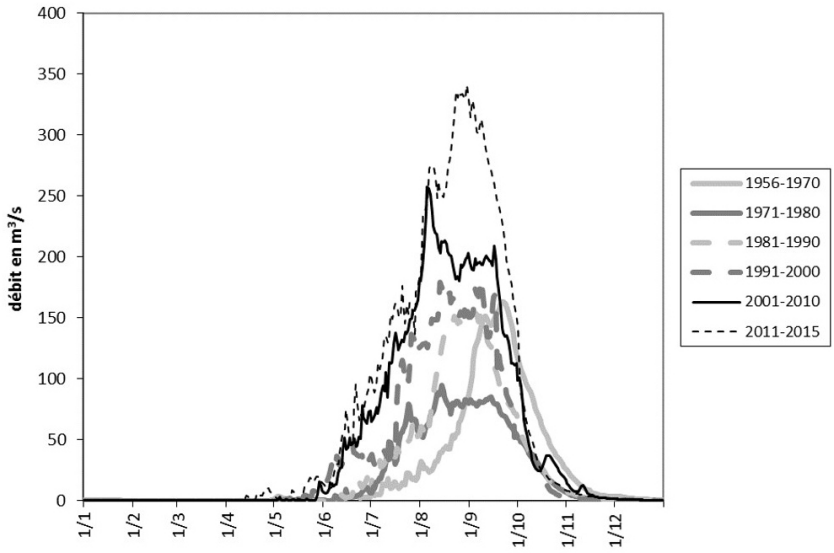


Figure 35 – Hydrogrammes décennaux de la Sirba depuis le début des enregistrements (1956)

Comme on l'a vu plus haut (chapitre 2), les zones soudano-guinéennes ont un tout autre comportement hydrologique, de type « hewlettien » (Hewlett, 1961) ; c'est-à-dire que le ruissellement ne s'y observe que quand le sol est saturé ; comme les sols sont assez épais si on y inclut les zones d'altérites sous-jacentes, la diminution des précipitations après 1968 a principalement affecté la part de l'eau qui aurait dû ruisseler, ce qui explique que les écoulements ont diminué bien plus fortement que les précipitations (figure 30). Mahé (2009) a très bien décrit cette opposition en comparant le comportement du Nakambé, cours d'eau sahélien, avec celui du Bani, cours d'eau soudanien.

Toutefois il faut insister sur quatre processus importants :

- Dans le nord des zones soudaniennes, l'évolution des débits suit un comportement proche de celui des zones sahéliennes ; cela est lié à l'apparition de plus en plus fréquente de zones de sols nus ou encroûtés, avec un défrichement rapide (Mahé *et al.*, 2003) suivant le même processus que dans les zones sahéliennes.
- Entre les zones sahélo-nord-soudaniennes et le château d'eau guinéen, on observe une zone dans laquelle les débits ont connu une très forte diminution à partir du début de la sécheresse, plus marquée encore que la baisse observée dans le Fouta Djalon. Cela peut s'expliquer par un maintien jusqu'aux périodes récentes de couverts végétaux denses dans cette zone où se concentrent les parcs nationaux, du Niokolo Koba jusqu'au W ; par ailleurs, cette zone a depuis longtemps été moins peuplée que les zones sahéliennes, pourtant plus défavorisées ; cette moindre densité s'explique d'une part parce qu'elles étaient infestées par la trypanosomiase (partout) et l'onchocercose (dans les vallées), d'autre part

parce qu'il est possible qu'elles aient constitué des zones de départ de populations enlevées par les traites négrières successives. Moriconi-Ebrard et Gazel (2018) évoquent plus justement « *la mise en place du peuplement (sans doute à partir du néolithique) qui aurait produit deux cultures-civilisations : une pastorale au nord, une forestière au sud. Mais aussi une faiblesse séculaire du peuplement au centre, qui favorise les infections mentionnées et est concomitante de sociétés locales moins hiérarchisées politiquement (les anciens royaumes africains étaient plutôt au nord ou au sud de la zone) et moins aptes à se défendre ou à conquérir donc potentiellement victimes séculaires des multiples traites (transahariennes, transatlantiques et intra) (exploitation des mines d'or)* ».

- Dans ce contexte de processus hydrologiques ambivalents et très différents, la diminution des débits des grands cours d'eau régionaux, la Gambie, le Sénégal, le Niger, la Volta, le Chari (voir la figure 1 pour certains d'entre eux), s'explique comme suit : leurs sources principales sont dans le Fouta Djalon (pour la Gambie, le Sénégal et le Niger) ; la part de leur débit qui se forme dans la zone sahélienne demeurant très faible, même si elle est en forte croissance et même si cette zone sahélienne constitue la plus grande partie de leur bassin versant. L'accroissement des débits en zone sahélienne ne compense donc pas du tout la réduction très forte des débits (de plus de 50 %) originaires des zones soudano-guinéennes. Comme on l'a vu le débit du Niger a été divisé par deux durant la seconde moitié du XX^{e} siècle (Bricquet *et al.*, 1997 ; Olivry, 2002). Dans les montagnes de Guinée, ce sont les 8 000 « zones humides » (voir chapitre 2) qui se sont vidées pour soutenir les étiages, dans toute cette zone (la zone guinéenne, de montagne comme de plaine, une grande partie de la zone soudanienne), c'est tout un ensemble de réservoirs « naturels », mares, sols, mais surtout nappes et nappes perchées, qui ont été vidées durant les premières années de la sécheresse, ce qui explique la longue baisse des débits, qui ont résisté quelques années grâce à ces apports, pour ensuite s'effondrer et ne se reconstituer que bien après la reprise des précipitations ; ce processus, et en particulier la baisse des nappes, est bien décrit pour le Bani (Mahé, 2009).
- La hausse du niveau de la nappe phréatique observée dans certaines zones endoréiques telles que le degré carré de Niamey (Leduc *et al.*, 1997) a été récemment accélérée par l'infiltration de l'eau dans de nouvelles formations liées à la phase d'érosion active en cours : ravines, cônes de déjection et zones d'épandage constituent de nouvelles zones d'infiltration de l'eau, contribuant à l'infiltration profonde et à la recharge des nappes (Esteves et Lapetite, 2003, Descroix *et al.*, 2009 ; Descroix *et al.*, 2012b.). Cette infiltration préférentielle avait été observée par des méthodes de la géophysique et décrite par Massuel *et al.* (2006).

Eu égard à la baisse des précipitations après 1968, les coefficients d'écoulement ont progressé plus vite que les débits, sur les affluents de rive droite du Niger ; la figure 36 permet de voir cette forte progression.

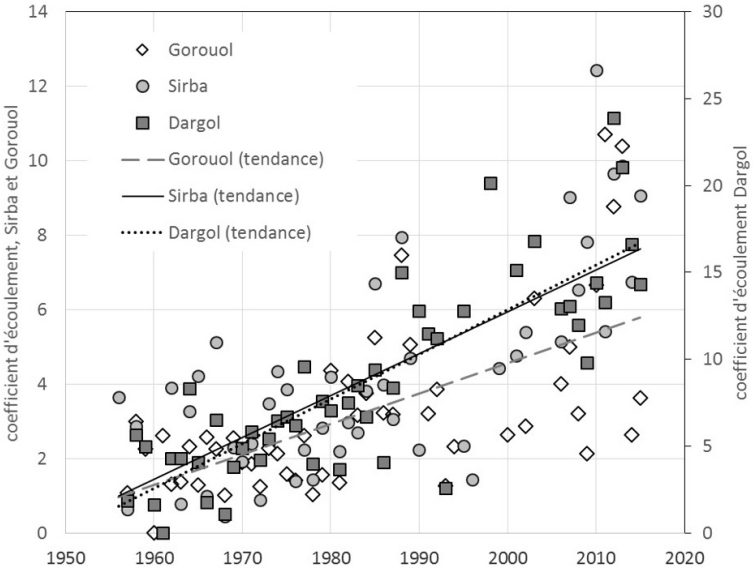


Figure 36 – Coefficients d'écoulement des bassins affluents de rive droite du Niger sahélien ; évolution de 1956 à 2015

Celle-ci peut être estimée, d'après la figure 36, entre les années 1950 et la période actuelle ; les coefficients d'écoulement passent d'environ 1.5 % à plus de 6 % pour la Sirba, de 3 % à 15 % pour le Dargol, de 1,2 % à 5 % pour le Gorouol.

On observe donc un quadruplement des débits, un quintuplement des coefficients d'écoulement pour ces trois affluents là, entre les années 1950 et les années 2010. Or, comme on le verra plus bas, les pluies annuelles moyennes restent nettement inférieures à celles de la période humide 1950-1967 ; et par ailleurs, les pluies extrêmes atteignent tout juste ces dernières années, nombre et cumul précipité observés durant cette période humide. Les changements d'occupation des sols semblent donc rester le facteur principal expliquant la hausse des écoulements.

Dans les régions soudaniennes et comme on l'a observé au chapitre 2, on note donc une forte baisse des écoulements, qu'on a attribuée au caractère resté « hewlettien » des bassins versants. Toujours est-il que la figure 37 indique bien une tendance à la baisse des débits des affluents soudaniens du fleuve Niger dans son cours moyen, ainsi que de ceux de l'Ouémé.

Cependant on note une ré-augmentation de ces débits à partir de la reprise des pluies plus abondantes dès le début des années 1990. Cette figure s'oppose donc partiellement à l'allure de l'évolution des débits (figures 33 à 35) et des coefficients d'écoulement (figure 36) des régions sahéliennes où l'écoulement a littéralement explosé depuis le début de la sécheresse. La tendance à la baisse est, enfin, plus faible pour les cours d'eau qui sont situés le plus au nord, c'est-à-dire près des zones sahéliennes : Goroubi, Tapoa et Mekrou ont une tendance plus ambiguë, avec une baisse bien plus modérée, faisant probablement transition entre un style « sahélien pur » au nord

(Gorouol, Dargol, Sirba) et un style « soudanien » pur au sud (Ouémé, Sota, Alibori), ce qu'avaient déjà noté Mahé *et al.* (2003).

5 Une réduction de la capacité de rétention en eau, d'où un temps de concentration réduit

Durant l'expérience HAPEX SAHEL (Goutorbe *et al.*, 1997) des bassins versants expérimentaux avaient été installés à Banizoumbou, à une soixantaine de km à l'est de Niamey, dans le but d'étudier la formation des écoulements et les autres paramètres du cycle de l'eau et l'influence de la végétation et des états de surface ; les conclusions ont montré que l'encroûtement des sols favorisaient un ruissellement rapide (Esteves et Lapetite, 2003). Ces auteurs ont aussi montré qu'une grande quantité de l'eau d'écoulement se perdait dans le chenal qui apparaissait comme une zone d'infiltration prioritaire pour alimenter la nappe phréatique ; cela a ensuite été corroboré sur ces mêmes bassins, ainsi que celui de Wankama situé à une quinzaine de km au nord de Banizoumbou, lors de l'expérience AMMA (Descroix *et al.*, 2012a). Le rôle des jachères est aussi mis en exergue en zone soudanienne soumise à la sahélisation des comportements hydrologiques, par Fournier *et al.* (2000) :

> « Le rôle des distributions spatiales cultures-jachères sur les écoulements de surface et l'érosion des versants agricoles soudaniens a été étudié sur le site de Bondoukuy (Burkina Faso, pluviosité 900 mm, sols sableux, 0,5 à 5 % de pente). Ruissellement et érosion ont été suivis sur 9 parcelles en cultures ou jachères sous différents traitements soit uniformes soit composites ; le ruissellement de deux petits bassins versants emboîtés a été suivi pendant 3 ans. Une averse de forte intensité relative ruisselle sur un sol nu encroûté à partir d'une pluie limite PL de 7 mm, à un taux de 99,9 %. Pour une jachère arbustive PL = 35 mm, a = 95 %. Les champs cultivés présentent un ruissellement annuel de 20 %, intermédiaire entre sol nu (50 %) et jachère (13 %). La capacité des jachères arbustives à infiltrer un ruissellement entrant (run on) dépend cependant de la présence d'une litière et de la densité de la végétation. Les écoulements observés au niveau du bassin versant sont faibles, les jachères constituant l'essentiel de la couverture, et les écotones des jachères absorbant les ruissellements provenant des champs. Un aménagement alternant 1/5 de cultures et 1/5 de jachères denses permettrait d'annuler les ruissellements et l'érosion concentrée et valoriser sur place les pertes de fertilité ».

6 Et dans les petits bassins ?

Sur les bassins de Tondi Kiboro, en dehors de l'augmentation des coefficients de ruissellement (tableau 3, colonne KR), un écart sensible se produit entre les deux périodes de mesure (1991-1994 et 2004-2008) dans la durée annuelle totale d'écoulement observée sur chaque bassin. Le temps est réduit de 10 % sur le bassin amont, de 33 % sur le bassin aval, de 46 % sur le bassin Bodo. Hausse des débits et diminution du temps

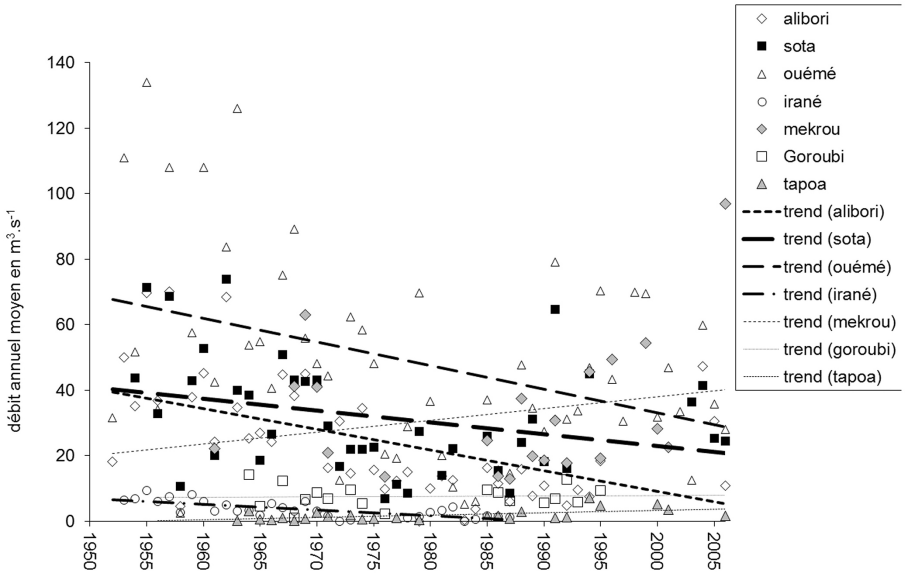


Figure 37 – Diminution des débits des cours d'eau soudaniens

de la crue sont deux éléments tangibles montrant une concentration plus rapide des écoulements liée à la baisse de la capacité des sols à retenir l'eau de pluie.

Tableau 3 – Évolution de l'écoulement et de la durée d'écoulement sur les bassins de Tondi-Kiboro (Banizoumbou) entre les périodes 1991-1994 et 2004-2008

Bassin TK amont	**Pluie mm**	**Lame ruisselée mm**	**KR**	**Relation pluie/débit**	**Durée en h de l'écoulement**
Moyenne 1991-1994	512,8	180,33	0,35	R= 0,56P -2,61	39,6
Moyenne 2004-2008	525,6	239,62	0,46	R= 0,76P -4,8	36,3
Bassin TK aval					
Moyenne 1991-1994	512,5	132,65	0,26	R= 0,43P -2,3	28,1
Moyenne 2004-2008	525,6	137,68	0,26	R= 0,5P -3,6	19,1
Bassin TK Bodo					
Moyenne 1991-1994	485	185,25	0,38	R= 0,53P -2,14	44,2
Moyenne 2004-2008	567	265	0,47	R= 0,85P -7,2	24,8

La principale évolution connue par les BV de Tondi Kiboro (figure 38) est le fort accroissement des surfaces encroûtées, en particulier des croûtes ERO, connues pour le fort coefficient d'écoulement (tableau 7 du chapitre 5). Cette évolution est à même d'expliquer les deux tendances importantes notées dans le tableau 3 : augmentation des écoulements et diminution de la durée totale de la crue.

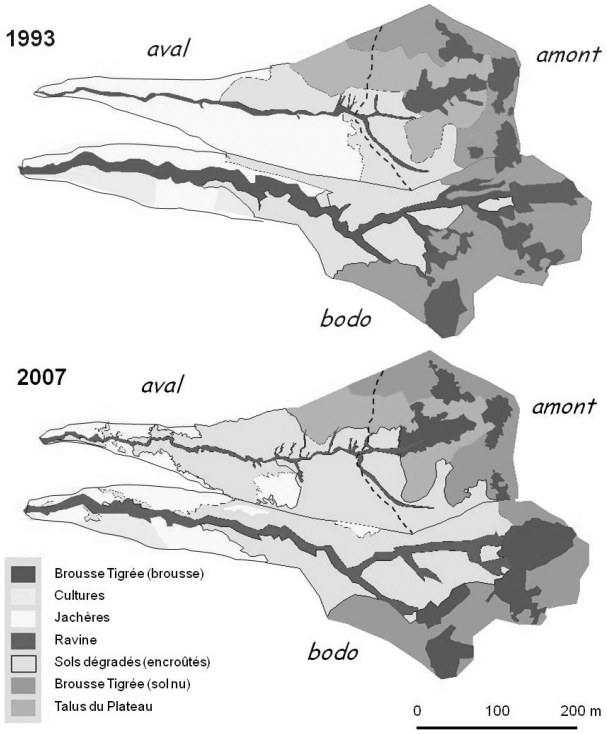


Figure 38 – Évolution des occupations des sols sur les BV de Tondi Kiboro entre 1993 et 2007

Cela rejoint une observation faite dès 2002 par Amani et Nguetora. Ceux-ci ont analysé les hydrogrammes de la Sirba, l'un des principaux affluents sahéliens de rive droite du Niger (voir figure 183, chapitre 11).

Ils ont ainsi remarqué qu'à la fin des années 1980, la crue annuelle de la Sirba se produisait 25 jours en moyenne plus tôt qu'au milieu des années 1960, du fait de la disparition progressive de la végétation naturelle ligneuse en particulier.

Il en est de même sur le fleuve Niger lui-même. Comme on l'a vu au chapitre 1, pour la station de Niamey, les hydrogrammes décennaux montrent une plus grande précocité de la crue et de l'étiage suivant, surtout depuis 1991 et le retour de pluies sensiblement plus abondantes que durant les décennies 1971-1990 (figure 9, chapitre 1). Là encore, l'arrivée précoce de la crue traduit la diminution de la capacité des sols et des versants à retenir l'eau. De même la fin avancée de la décrue, qui se produit deux mois et demi plus tôt qu'avant la sécheresse, est le résultat et de la baisse des pluies et donc des débits en zone guinéenne, mais aussi de la vidange des nombreux réservoirs naturels qui en font le véritable « château d'eau » de la région.

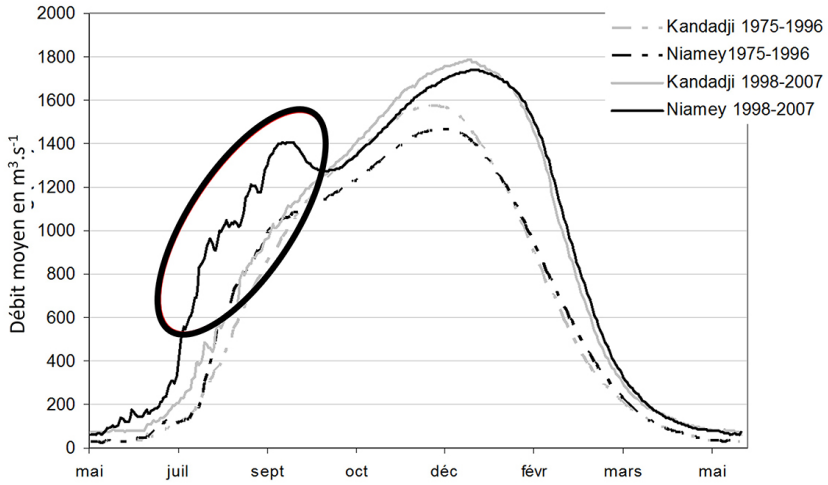


Figure 39 – Comparaison des hydrogrammes moyens des stations de Kandadji et Niamey pour les périodes 1975-1996 et 1998-2007 (Amogu, 2009)

Conclusion – Une nouvelle crue ?

On ne peut pas parler vraiment d'une nouvelle crue, mais c'est bien une nouvelle dynamique régionale des eaux que Okechukwu Amogu a mis en évidence dans son travail de thèse (Amogu, 2009). Et surtout, il a montré que, depuis la reprise de la pluviométrie, le « paradoxe du Sahel » semble s'exacerber, en même temps qu'il devient moins paradoxal, puisqu'à une augmentation de la pluie succède bien une augmentation des débits...

En effet, Amogu a remarqué une différence notoire dans les hydrogrammes des stations Niamey et Kandadji (voir leur localisation, ainsi que celle des affluents du Niger). En effet, l'hydrogramme de la période après 1998 montre une crue de mousson bien plus marquée qu'avant 1996 (figure 39 ; localisation des stations figure 32).

Amogu (2009) constate que cette crue précoce n'est pas observée en amont, à Kandadji ; elle provient donc bien uniquement des bassins de la région, et non pas du bassin amont ; c'est donc une crue purement sahélienne. Afin de déterminer la part des affluents et du bassin direct (les petits affluents se jetant directement dans le fleuve Niger), Amogu (2009) a calculé année après année la différence entre d'une part le débit annuel écoulé à Niamey, d'autre part, le débit à Kandadji sommé des débits des deux principaux affluents intermédiaires situés entre ces deux stations. Cela a été démontré plus récemment entre Ansongo et Niamey par Cassé (2015), Cassé *et al.* (2015b) et Cassé *et al.* (2016). Comme le montre la figure 40, jusqu'en 1996, la différence est toujours négative, c'est-à-dire que le débit du Niger continuait jusqu'à cette date à diminuer au moins jusqu'à Niamey. Par contre, après 1998, on n'observe pratiquement que des valeurs positives, c'est-à-dire que le débit à Niamey est plus important que celui de Kandadji sommé de deux affluents. Ceci est dû à l'augmentation des coefficients d'écoulement en zone sahélienne, mais c'est aussi très probablement

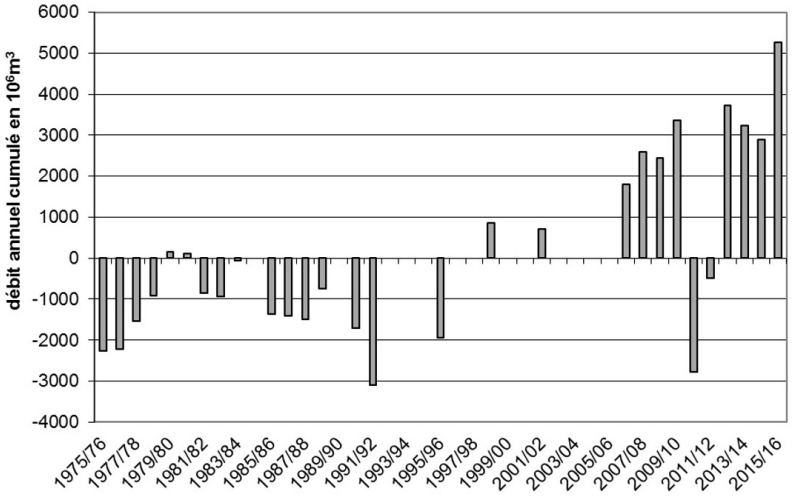


FIGURE 40 – Résultat de la soustraction au débit de la station de Niamey des débits des affluents Sirba et Dargol et du débit à la station de Kandadji, traduisant l'apport du bassin versant direct au fleuve (d'après Amogu, 2009, actualisé)



FIGURE 41 – Le décalage des crues dans le cours moyen, sahélien, du fleuve Niger. Les eaux de la Sirba, affluent de rive droite, arrivent chargées de sédiments quand le fleuve Niger, pas encore grossi des eaux de l'hivernage, reste clair du fait de son origine guinéenne (image Google Earth®)

une conséquence de l'accroissement du bassin versant dont il sera question plus bas, au chapitre 7 ; cet accroissement entraîne des débits supplémentaires vers le fleuve, qui auparavant étaient stockés dans des mares, et donc destinés à être évaporés ou infiltrés. La figure 41 illustre bien le décalage entre crue d'hivernage (ici en juillet 2013) aux mois de mars-juillet, la crue de la Sirba, à peine arrivée ; les eaux du fleuve Niger sont propres.

On observe donc bien une dynamique récente et porteuse de modifications paysagères et hydrologiques notoires dans le bassin moyen du Niger.

En résumé :

↪ Depuis le début de la grande sécheresse des années 1968-1995, on observe un accroissement des coefficients d'écoulements des cours d'eau sahéliens, et, de plus en plus, des cours d'eau nord-soudaniens.

↪ Le reverdissement récent observé par la plupart des études réalisées sur le couvert végétal n'a pas ralenti cette tendance, et les débits semblent augmenter encore plus vite depuis le retour des pluies.

↪ Dans le même temps, la durée des crues se réduit, le tarissement des cours d'eau s'accélère, témoignant d'une diminution de la capacité des sols, des terroirs et des bassins à retenir l'eau de pluie.