

Modélisation piézométrique pluriannuelle sous climat soudano-guinéen et tentative de reconstitution historique depuis 1950

Piezometry in a hard rock aquifer with sub-humid climate (Upper Ouémé, Benin). Pluriannual modelling and attempts of historical reconstruction since 1950

CAMPOY A.⁽¹⁾, BOUKARI M.⁽²⁾, AKOKPONHOUE N.⁽²⁾, DESCLOITRES M.⁽³⁾ et SÉGUI S.⁽¹⁾

- (1) IRD-HydroSciences Montpellier, Université de Montpellier, France
- (2) Laboratoire d'Hydrologie Appliquée, Université Abomey Calavi, Cotonou, Bénin
- (3) IRD-LTHE, Université Joseph Fourier, Grenoble, France

Adresse électronique de l'auteur correspondant : luc.seguis@ird.fr

I. INTRODUCTION

Au siècle dernier, la sécheresse qui frappa l'Afrique de l'Ouest durant les décennies 70 et surtout 80 fut régionale et persistante. Depuis la décennie 90, on observe un retour à des conditions plus humides (Lebel et Ali, 2009). Sur la même période, en réponse à des taux démographiques très élevés (2.5-3%), l'Afrique a été largement défrichée au profit d'une agriculture traditionnelle extensive (FAO, 2004). Variabilité pluviométrique et changement des couverts ont impacté les ressources en eau de surface. Dans le Sahel cultivé (pluie entre 400 et 800 mm/an), l'écoulement a paradoxalement augmenté dans la plupart des bassins du fait d'une diminution des capacités d'infiltration des surfaces liée à la mise en culture (Mahé and Paturel, 2009 ; Descroix et al., 2009, 2012). Au contraire, en zone humide, on a constaté une forte chute des écoulements de l'ordre de 40 à 50% pour une baisse des précipitations de 15 à 20% (Lebel et Vischel, 2005). De la zone soudanienne (pluie entre 800 et 1400 mm/an) à guinéennes (pluie > 1400 mm/an), les rivières passent d'un écoulement saisonnier à un écoulement pérenne. Mais déjà, en zone soudanienne, la part de l'écoulement de base dans l'écoulement annuel est majoritaire (Séguis et al., 2011). Comprendre la variabilité de l'écoulement aux échelles pluri-annuelles nécessite donc pour partie la connaissance des fluctuations piézométriques en relation avec les changements climatiques et anthropiques. Cette information long terme se trouve disponible ou reconstituable pour les nappes à faible variation annuelle. Quelques relevés piézométriques même espacés dans le temps sont interpolables et permettent de définir les tendances long terme. C'est le cas des aquifères sédimentaires présents au Sahel. Ainsi, dans la zone sahéenne du Sud-Ouest Niger, il a pu être établi que la nappe du Continental Terminal est en hausse depuis le milieu du siècle passé (Favreau et al., 2009) : malgré la diminution des pluies, l'intensification du ruissellement associé au défrichement augmente les apports aux mares, sites de recharge préférentielle de la nappe (Leblanc et al., 2008). Au contraire, l'Afrique de l'Ouest humide est très majoritairement occupée par du socle (MacDonald et al., 2012 ; Vuillamoz et al., 2015) où les nappes ont de fortes variations saisonnières et ont fait l'objet de peu de relevés, certainement du fait que l'eau est plus facile d'accès car à moins grande profondeur. Face à cette difficulté, la modélisation des niveaux piézométriques est une méthode pour évaluer les fluctuations passées.

Dans ce papier, dans une première partie, nous analyserons les données historiques disponibles sur les zones de socle au Bénin puis au moyen d'un modèle conceptuel de bilan d'une colonne de sol dérivé du modèle Comfort (Ruiz et al., 2011) calé sur des observations récentes réalisées sur l'observatoire AMMA-Catch (www.amma-catch.org), nous simulerons les fluctuations piézométriques depuis 1950.

II. MATÉRIELS ET MÉTHODES

II. 1 Les données récentes (piézométrie et géophysique)

La haute vallée de l'Ouémé Supérieure présente un substratum paramétamorphique daté de l'orogénèse pan-africaine (610-570 Ma). Sous le climat chaud et humide du Cénozoïque (65 Ma), ce socle a été altéré. Les aquifères sont assimilables à des aquifères bi-couches avec un manteau d'altérite passant à la base à un socle fissuré (Vouillamoz et al., 2015). Les niveaux statiques se situent dans le niveau de saprolithe.

En 2005 et 2006, des piézomètres ont été implantés sur des versants dont la végétation était représentative des principaux couverts visibles sur l'Observatoire (culture, savane arbustive et forêt claire). Nous utiliserons 2 piézomètres (A1 et E1) situés sur le site de Béléfoungou occupé par une forêt claire protégée dès 1950. D'après le profil électrique, le socle fissuré (résistivité supérieure à 1500 Ohm.m) n'est pas atteint à 30 m de profondeur en A1 et il se situe à environ 20 m de profondeur en E1.

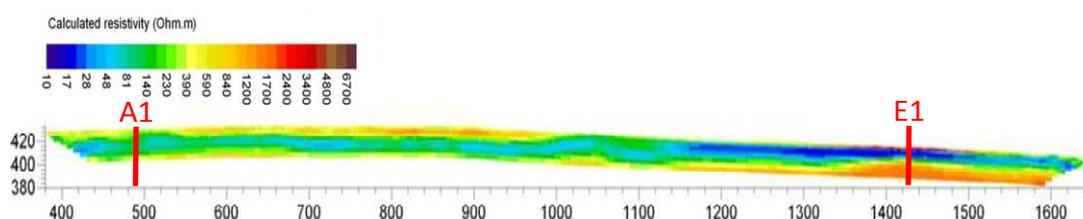


Figure 1 - Profil électrique (d'après Robain et Wubda, 2004) du versant de Béléfoungou et position des piézomètres A1(9.7899°N - 1.7100°E) et E1(9.7964°N - 1.7152°E) sur le versant.

La précipitation moyenne annuelle de la zone sur la période 1950-2000 est de 1220 mm. Précipitations mensuelles et profondeurs piézométrique sont reportées sur la figure 2.

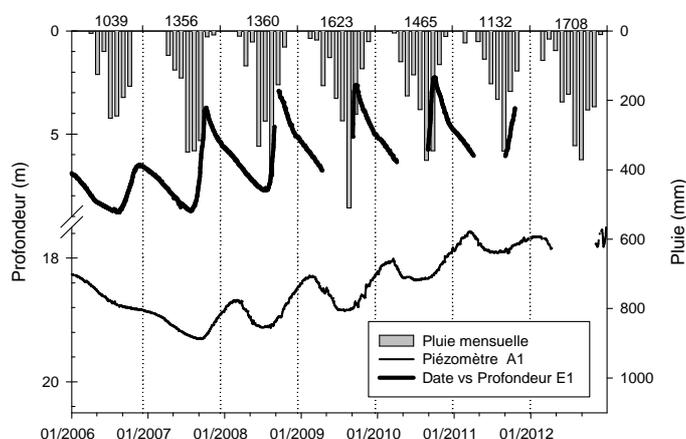


Figure 2 – Piézométrie et précipitation (avec cumul annuel) sur le site de Béléfoungou

La nappe est libre à recharge annuelle. L'étiage est en juin pour les deux piézomètres et le maximum de la recharge est en septembre pour le piézomètre E1 et en février-mars de l'année suivant les pluies pour le piézomètre A1.

Deux sondages RMP ont été réalisés en 2007. Les porosités RMP déterminés en A1 et E1 étaient respectivement de 2.5 et 4.5%. Sur la haute vallée de l'Ouémé, à partir de 6 sites où avaient été réalisés essais de pompage et sondages RMP, Vouillamoz et al. (2014) ont établi une relation statistique linéaire entre porosité RMP et porosité de drainage (Sy). Par cette relation, les porosités de drainage de A1 et E1 sont respectivement égales à 2.0 et 3.1 %.

II. 2 Les données piézométriques historiques

L'enquête a été réalisée auprès de la Direction Générale de l'Eau du Bénin (DG-Eau). Nous n'avons pas trouvé de forage avec des suivis long terme depuis les années 1950. Par contre, la base de données des

dossiers de forage a permis de collecter la profondeur statique observée au moment du forage ou lors du creusement des puits à large diamètre (ouvrages les plus fréquents avant l'arrivée de la technique de forage par marteau fond de trou dans les années 1970). De cette banque de données, nous avons tiré plus de 80% de nos données historiques. Le reste a été retrouvé dans des rapports papier aux archives de la DG-Eau et auprès d'anciens hydrogéologues béninois et français. Ils concernent des ouvrages avant 1980. De ces données les plus anciennes, nous avons dû écarter certains niveaux statiques de puits à grand diamètre car nous ne disposons que de l'année de création et non de la date exacte. Au final, nous avons retenu 1188 niveaux piézométriques historiques sur la zone de socle (limitée à la bande 7.5-11°N) au Bénin.

II.3 Le modèle piézométrique

Le modèle utilisé simule un bilan d'eau d'une colonne de sol constitué de trois couches superposées (Figure 3).

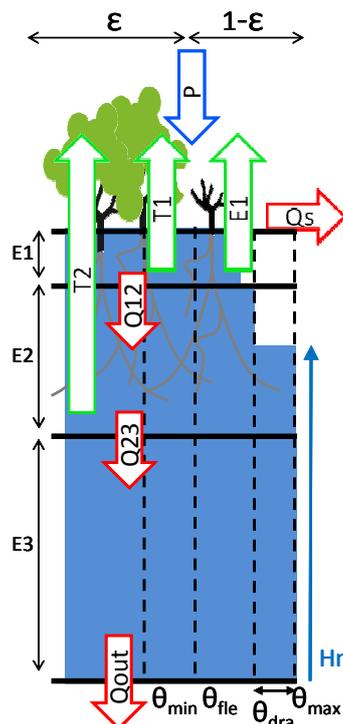


Figure 3 – Schéma conceptuel du modèle de bilan de la colonne de sol

A chaque couche i , on attribue : une épaisseur E_i [$10^{-3}m$]; une réserve d'eau R_i [$10^{-3}m$] associée à une humidité moyenne $\theta_i = R_i/E_i$ [m^3/m^3]; une porosité totale $\theta_{i,max}$ [m^3/m^3]; une porosité de drainage $\theta_{i,dra}$; une humidité de flétrissement $\theta_{i,fle}$ [m^3/m^3] en dessous de laquelle l'extraction racinaire de la végétation devient impossible; une humidité minimale $\theta_{i,min}$, en dessous de laquelle l'eau ne peut être extraite du sol par évaporation ou transpiration.

Le modèle adopte un pas de temps journalier et nécessite en entrée des chroniques journalières de trois variables: P : les précipitations [mm]; PET : l'évapotranspiration potentielle [mm]; LAI : l'indice foliaire [$m^2.m^{-2}$].

Le LAI est ici utilisé pour déterminer la proportion de surface ϵ qui participe à la transpiration dans le premier réservoir. ϵ est calculée à partir de l'équation de Beer-Lambert en posant un coefficient d'extinction de 0.5, tout comme dans Ruiz et al. (2010) dans une forêt claire d'Inde.

$$\epsilon = 1 - e^{0.5 \times LAI} \quad (1)$$

En début de pas de temps, le réservoir de surface, accueille les éventuelles précipitations auxquelles on soustrait l'évapotranspiration potentielle PET que permet cette quantité d'eau. Si ce flux conduit à une réserve d'eau $R1$ supérieure à son maximum possible $R1_{max} (= \theta_{i,max} \times E_i)$, le réservoir 1 déborde vers le réservoir 2. Si cela conduit à une réserve $R2$ supérieure à son maximum $R2_{max}$, alors l'excédant est associé à

un départ latéral de la partie supérieure de la colonne (ruissellement de surface Q_s ou flux de subsurface rapide).

Ensuite, si les précipitations n'ont pas satisfait ETP, la fraction de sol nu $(1 - \varepsilon)$ évapore au taux potentiel restant, tant que l'humidité du réservoir 1 ne passe pas en dessous de la valeur $\theta_{1_{min}}$, ce qui conduit au flux notée $E1$ sur la Figure 3. Une fois cette évaporation prélevée, le couvert végétal représentant une surface au sol de ε transpire également au taux potentiel tant que l'humidité du réservoir 1 ne passe en dessous de $\theta_{1_{fle}}$. On définit ainsi le flux de transpiration $T1$ de la couche superficielle 1.

Une fois l'évapotranspiration prélevée, un drainage gravitaire $Q12$ est appliqué du réservoir 1 vers le réservoir 2:

$$Q12 = K1 \times (R1/R1_{max})^{a1} \quad (2)$$

où $K1$ [mm] et $a1$ [-] sont les paramètres propre au réservoir 1. Ce flux est respecté dans la limite de ce que peut fournir le réservoir 1. A $Q12$ s'ajoute l'éventuel débordement de la pluie vers le réservoir 2 vu plus haut.

Si la transpiration potentielle n'a pas été satisfaite par les précipitations et $T1$, le reste est ensuite prélevé dans le réservoir 2 sous la forme du flux $T2$, à condition que l'humidité du réservoir 2 ne passe en dessous de $\theta_{2_{fle}}$.

On applique ensuite au réservoir 2 un drainage gravitaire vers le réservoir 3 :

$$Q23 = K2 \times (R2/R2_{max})^{a2} \quad (3)$$

Où $K2$ [mm] et $a2$ [-] sont les paramètres propres au réservoir 2. Ce flux est également respecté dans la limite de ce que peut fournir le réservoir 2.

Le réservoir 3 quant à lui a un fonctionnement plus spécifique. Son humidité θ_3 ne peut passer en dessous de $(\theta_{3_{max}} - \theta_{3_{dra}})$ et il accueille constamment une nappe phréatique. En supposant que cette nappe est contenue dans ce troisième réservoir, on définit la hauteur de nappe H_{nappe} [m] depuis le fond du réservoir R3, où :

$$H_{nappe} = (\theta_3 - \theta_{3_{dra}}) / (\theta_{3_{max}} - \theta_{3_{dra}}) \quad (4)$$

Si le réservoir 3 est plein ($\theta_3 = \theta_{3_{max}}$), la hauteur de nappe peut atteindre le réservoir 2, à condition que ce dernier ait une humidité θ_2 supérieure à $(\theta_2 - \theta_{2_{dra}})$, dans ce cas :

$$H_{nappe} = E3 + (\theta_2 - \theta_{2_{dra}}) / (\theta_{2_{max}} - \theta_{2_{dra}}) \quad (5)$$

De la même manière, si les réservoirs 2 et 3 atteignent leurs capacités maximales ($\theta_2 = \theta_{2_{max}}$ et $\theta_3 = \theta_{3_{max}}$) et que l'humidité du réservoir 1 dépasse $(\theta_1 - \theta_{1_{dra}})$, on a :

$$H_{nappe} = E3 + E2 + (\theta_1 - \theta_{1_{dra}}) / (\theta_{1_{max}} - \theta_{1_{dra}}) \quad (6)$$

Cette hauteur de nappe, définie en début de pas de temps une fois les précipitations intégrées au modèle, permet de définir le drainage à la base du modèle, c'est-à-dire sous le réservoir 3 :

$$Q_{out} = K3 \times (H_{nappe} / H_{car})^{a3} \quad (7)$$

où $K3$ [mm], $a3$ [-], H_{car} [mm] sont les paramètres propres au réservoir nappe.

Dans le cas où la nappe atteint le réservoir 2 (et 1), le calcul de Q_{out} est utilisé à la place du drainage gravitaire de $Q23$ (et $Q12$) dans un souci de continuité hydraulique, dans la limite de ce que peut fournir le réservoir 2 (et 1).

Enfin, on considère que l'humidité de la couche 1 et 2 ne peut rester au-dessus de $(\theta_{i_{max}} - \theta_{i_{dra}})$ en fin de journée que si la nappe est présente dans cette couche. Dans le cas contraire, l'éventuel excès est versé dans la couche du dessous une fois toutes les opérations précédentes effectuées.

En fin de pas de temps, la hauteur de nappe H_{nappe} (ou H_n sur la figure 4) est à nouveau calculée pour fournir le niveau piézométrique en fin de journée.

II 4 Les données de forçage du modèle

La chronique de pluie depuis 1950 est celle de Djougou, ville située à une dizaine de kilomètre de la forêt de Béléfoungou. Le LAI provient du produit satellitale BIOPAR GEOV1 SPOT-VGT de résolution temporelle 10j et spatiale 1km (Baret et al., 2010 ; Gessner et al., 2013). La chronique 2006-2012 a été extraite d'un pixel intégralement en forêt au droit du site de Béléfoungou. La chronique d'ETP provient d'une station climatique située à Djougou (Figure 4). Les chroniques (2006-2012) de LAI et d'ETP ont été étendues jusqu'en 1950 en reproduisant sur la période 1950-2005 un LAI et un ETP climatologique (calculé sur les données 2006-2012).

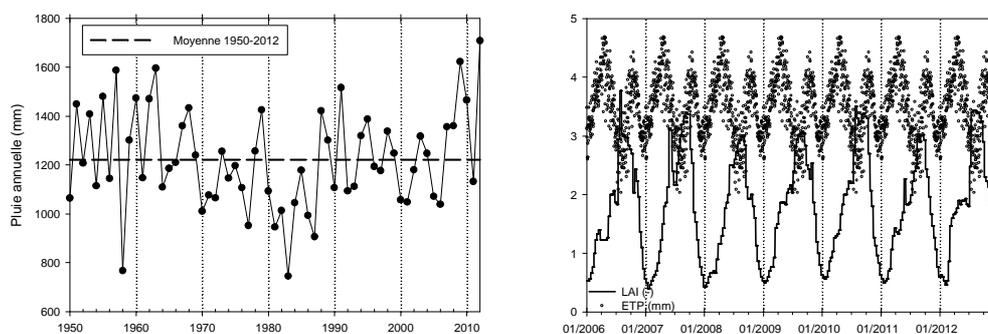


Figure 4 – Chroniques de pluie 1950- 2012 (A), de LAI et d'ETP 2006-2012 (B)

II 5 Procédure de calibration

Les paramètres à caler sont au nombre de 20 :

- les épaisseurs des couches (E_i avec $i=1$ à 2) et profondeur du plancher de la couche 3 P3
- les paramètres des lois de vidange des réservoirs (K_i, a_i , avec $i=1$ à 3, H_{car}),
- et les porosités caractéristiques de chaque couche ($\theta_{i_{max}}, \theta_{i_{dra}}$ avec $i=1$ à 3 et $\theta_{i_{min}}, \theta_{i_{fle}}$ avec $i=1$ à 2).

En l'absence de mesure et pour ce premier exercice de simulation, nous posons que les lois de vidange sont identiques pour les couches 1 et 2, les porosités $\theta_{i_{max}}, \theta_{i_{dra}}$ et $\theta_{i_{min}}, \theta_{i_{fle}}$ sont les mêmes pour chaque couche de définition. Avec ces simplifications, les valeurs connues des paramètres et celles à calibrer sont regroupées dans le tableau 1 pour chaque piézomètre.

	Piézomètre A1	Piézomètre E1
P3 (m)	40	20
$\theta_{1_{min}}, \theta_{2_{min}}$ (%)	5	5
$\theta_{1_{fle}}, \theta_{2_{fle}}$ (%)	10	10
$\theta_{1_{max}}, \theta_{2_{max}}, \theta_{3_{max}}$ (%)	40	40
$\theta_{1_{dra}}, \theta_{2_{dra}}, \theta_{3_{dra}}$ (%)	2.0	3.1
E1 (m)	0.2 à 1	0.2 à 1
E2 (m)	2 à 10	2 à 10
K1 (=K2) (mm/j)	10^{-5} à 10	10^{-5} à 10
K3 (mm/j)	10^{-5} à 10	10^{-5} à 10
a1 (=a2) (-)	1 à 10	1 à 10
a3 (-)	1 à 10	1 à 10
Hcar (mm)	1 à 10^5	1 à 10^5

Tableau 1 – Récapitulatif des paramètres (valeurs connues et intervalle de calibration)

Les 7 paramètres à caler sont déterminés grâce à un protocole de calage qui tente d'approcher au mieux le jeu de paramètres idéal pour chaque point modélisé. Dans un premier temps, nous testons un ensemble de jeu de paramètres, dans lequel chacun des paramètres peut se voir associé 2 valeurs, une minimale et une maximale qui sont exposées dans le tableau 1. Ce qui définit un ensemble de 128 (=2⁷) jeux de paramètres.

Pour chacun de ces jeux de paramètres, nous testons les simulations obtenues lorsque chacune des variables à caler peut être modifiée ou non de N%. Cela conduit à tester donc 2186 (=37-1) nouveaux jeux de paramètres. Chacune des modélisations qui en découle est évaluée grâce à la moyenne des carrés des écarts journaliers entre les piézométries modélisées et observées sur la période 2006-2012. Une évaluation

supplémentaire consiste à ce que l'évapotranspiration soit comprise entre 50 à 90 % de la précipitation annuelle.

Nous itérons ce processus jusqu'à ce que la modélisation ne puisse être améliorée en modifiant une ou plusieurs variable de N% de sa valeur. Une fois que ce jeu de variables approchée avec une précision de N% est obtenu, nous reproduisons ce processus itératif en modifiant la valeur de N. N prend ainsi successivement les valeurs suivants : 90%, 50%,10%, 5% puis 1%. Une fois réalisée, ce processus est renouvelée afin d'éviter de tomber dans un "trou" de solution. Ce protocole de calage est ainsi appliqué à chacun des 128 jeux de paramètres initiaux.

III. Résultats et discussions

III 1 Données piézométriques historiques

Ne disposant que d'une profondeur piézométrique par site (forage ou puits), pour évaluer les éventuelles tendances long terme et connaissant les fortes variations saisonnières, nous avons séparé les valeurs par période (étiage : janvier à juillet) et hautes eaux (aout à décembre). Sur la figure 5, on constate que sur la période 1980-2000, les moyennes annuelles (ou les gammes de valeurs saisonnières) n'indiquent pas de tendance marquée, les précipitations étant nettement déficitaire dans la décennie 1980-1990 par rapport aux années suivantes. Tout au plus, on observe un niveau piézométrique plus proche de la surface en 1967-1968 mais l'importance de la lacune ensuite empêche de conclure avec sureté sur une tendance long-terme.

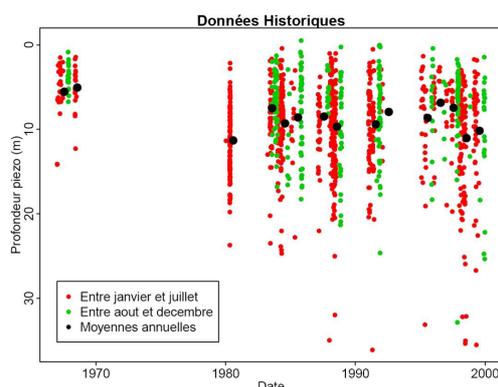


Figure 5 – Profondeurs piézométriques relevées au moment du forage ou du fonçage du puits sur les données historiques de la zone de socle au Bénin.

III 2 Résultat des simulations

Les dynamiques très différentes des 2 piézomètres se traduisent par des jeux de paramètres optimaux contrastés (Tableau 2) On note un réservoir superficiel (E1) d'épaisseur voisine et un réservoir intermédiaire (E2) bien plus important au piézomètre A1 qu'en E1. Ceci est cohérent avec les profils d'altération aux deux sites. Les paramètres de vidange des réservoirs 1 vers 2 (et 2 vers 3) traduisent aussi les transferts plus rapides au piézomètre E1 qu'au A1. Les caractéristiques de la vidange au bas du réservoir profond (E3) sont moins facilement explicables et nécessitent une nouvelle analyse (Hcar et a3 sont en bordure du domaine d'exploration pour le piézomètre A1).

	Piézomètre A1	Piézomètre E1
a1 (=a2) (-)	3.1	7.3
K1 (=K2) (mm/j)	0.57	4.1
E1(m)	0.8	0.85
E2 (m)	8.2	2.8
a3 (-)	1	7.3
K3 (mm/j)	2.2E-5	43E-5

Hcar (mm)	1	5146
-----------	---	------

Tableau 2 – Paramètres optimaux pour un calage sur la période (2006-2012)

Sur la période de calage (Figure 6B), les simulations reproduisent relativement bien les tendances interannuelles et le battement annuel (amplitude et phasage). L'interprétation des chroniques historiques simulées (Figure 6A) doit démarrer qu'à partir d'une bonne initialisation des réservoirs (1951 pour E1 et 1959 pour A1).

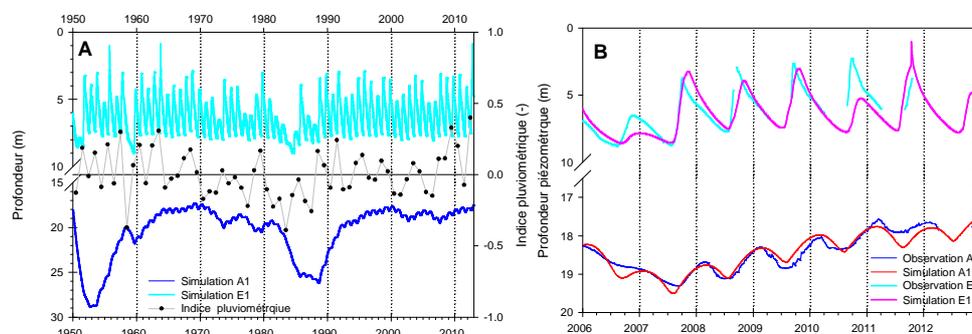


Figure 6 – Simulation des chroniques piézométriques de 1950 à 2012 (A : chronique totale ; B : zoom sur la période calage). L'indice pluviométrique est l'écart centré réduit de la pluie annuelle.

La chronique historique montre un effondrement du niveau statique du piézomètre A1 pendant la décennie 1980-90. On remarque un retour aux conditions antérieures la décennie suivante. Le piézomètre E1 ne présente pas de baisse importante de ses étiages sur la période. Par contre, on constate la forte sensibilité des plus hautes eaux annuelles au signal pluie. De 1970 à 1990, les hautes eaux en E1 sont inférieures durant 14 années à la moyenne inter-annuelle (4.1m).

Les 2 piézomètres simulés ont été choisis car ils présentaient des profondeurs de nappe et des comportements très distincts. La dynamique observée du piézomètre E1 est comparable à celles d'un réseau d'une trentaine de puits villageois suivis sur l'Observatoire Amma-Catch (Séguis et al., 2001) et des forages réalisés dans le projet GRIBA (<http://projet-griba.com/>). Les dernières études sur la formation des écoulements de surface (Hector, 2014) pointent vers une contribution des nappes à l'écoulement de base lorsqu'elles sont en hautes eaux au cœur de la saison des pluies, la décharge en saison sèche étant attribuée à l'évapotranspiration (sur place ou déportée en bas de versant dans la ripysilve (Richard et al., 2013). La forte baisse des écoulements en comparaison de celle des pluies (durant la période 1970-1990) pourrait trouver une explication secondaire (en plus de la diminution du ruissellement direct) dans la baisse de la contribution des nappes par diminution de leurs hautes eaux.

IV. Conclusion

Comprendre les impacts sur le cycle de l'eau de la variabilité climatique et des changements de couverts nécessite l'observation long terme des différents compartiments du cycle. Malheureusement, en Afrique de l'Ouest, les efforts passés ont surtout porté sur le suivi des pluies et des écoulements. La piézométrie a été négligée et tout particulièrement dans les zones de socle ; comme le montre l'inventaire des données disponibles au Bénin. Le recours à la modélisation apparaît nécessaire pour tenter de reconstituer les évolutions passées. Les premières simulations réalisées montrent une baisse des hautes eaux des nappes durant la période 1970-1990, elle pourrait expliquer la baisse des écoulements observée durant cette période.

Références bibliographiques :

Baret, F., Weiss, M. (2010)-Towards an Operational GMES Land Monitoring Core Service—BioPar Methods Compendium-LAI, FAPAR, F COVER NDVI, Issue 1.5; Geoland 2. EC Proposal Reference No. FP-7-218795. Disponible en ligne: http://web.vgt.vito.be/documents/BioPar/g2-BP-RP-BP038-ATBD_VegetationVariables_INRA-l1.5.pdf (accédé le 25 mai 2015).

- Descroix, L., Mahé, G., Lebel, T. et al., (2009) - Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: a synthesis. *Journal of Hydrology*, 375:90–102, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.012.
- Descroix, L., Genthon, P., Amogu, O., Rajot, J.-Louis, Sighomnou, D., Vauclin, M. (2012)- Change in Sahelian Rivers hydrograph : The case of recent red floods of the Niger River in the Niamey region. *Global and Planetary Change*, 98-99, 18-30.
- FAO, 2004: FAOSTAT, Food and Agriculture Organization of the United Nations. Available online at <http://apps.fao.org>
- Favreau, G., Cappelaere, B., Massuel, S., Leblanc, M., Boucher, M., Boulain, N., Leduc, C. (2009)- Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger: A review. *Water Resources Research*, 45, 1-18.
- Gessner, U., Niklaus, M., Kuenzer, C., Dech, S. (2013) - Intercomparison of Leaf Area Index Products for a Gradient of Sub-Humid to Arid Environments in West Africa. , 1235-1257.
- Hector, B. (2014) - Caractérisation hydrogéophysique multi-échelles et dynamique des stocks d'eau souterrains d'un bassin versant en zone soudanienne de socle: apport de la gravimétrie. Thèse, Université de Strasbourg (France), 313 p.
- Lebel, T., Vischel, T. (2005) - Climat et cycle de l'eau en zone tropicale : un problème d'échelle. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(1–2), 29-38.
- Lebel, T., Ali, A. (2009) - Recent trends in the Central Sahel rainfall regime (1990–2007). *Journal of Hydrology*, 375:52–64. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.11.030
- Leblanc, M., Favreau, G., Massuel, S., Tweed, S., Loireau, M., Cappelaere, B. (2008) - Land clearance and hydrological change in the Sahel: SW Niger. *Global and Planetary Change*, 61(3-4), 135-150.
- MacDonald, A.M., Bonsor, H.C., Dochartaigh, B., Taylor, R.G. (2012) - Quantitative maps of groundwater resources in Africa: *Environmental Research Letters*, v. 7, p. 024009, doi: 10.1088/1748-9326/7/2/024009.
- Mahé, G., Paturel, J.E. (2009)- 1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers. *C. R. Geoscience*, 341:538-546, doi:10.1016/j.crte.2009.05.002.
- Richard, A., Galle, S., Descloitres, M., Cohard, J., Vandervaere, J., Séguis, L., and Peugeot, C. (2013) - Interplay of riparian forest and groundwater in the hillslope hydrology of Sudanian West Africa (northern Benin). *Earth*, 5079-5096.
- Robain, H. et Wubda, M., 2004. Rapport de mission ERT au Bénin du 12 octobre au 22 novembre 2004. IRD, UR Geovast, Bondy, France, 31 p.
- Ruiz, L., Varma, M. R. R., Kumar, M. S. M., Sekhar, M., Maréchal, J.-C., Descloitres, M., Riotte, J., Kumar, S., Kumar, C., Braun, J.-J. (2010) - Water balance modelling in a tropical watershed under deciduous forest (Mule Hole, India): Regolith matrix storage buffers the groundwater recharge process. *Journal of Hydrology*, 380(3-4), 460-472.
- Séguis, L., Kamagaté, B., Favreau, G., Descloitres, M., Seidel, J.-L., Galle, S., Peugeot, C., Gosset, M., Le Barbé, L., Malinur, F., Van Exter, S., Arjounin, M., Boubkraoui, S., and Wubda, M. (2011) - Origins of streamflow in a crystalline basement catchment in a sub-humid Sudanian zone: The Donga basin (Benin, West Africa). *Journal of Hydrology*, 402, 1-13.
- Vouillamoz, J. M., Lawson, F. M. A., Yalo, N., Descloitres, M. (2014) - The use of magnetic resonance sounding for quantifying specific yield and transmissivity in hard rock aquifers : The example of Benin. *Journal of Applied Geophysics*, 107, 16-24.
- Vouillamoz, J. M., Lawson, F. M. A., Yalo, N., Descloitres, M. (2015) - Groundwater in hard rocks of Benin: Regional storage and buffer capacity in the face of change. *Journal of Hydrology*, 520, 379-386.