



UNIVERSITE D'ABOMEY-CALAVI
=====

INSTITUT NATIONAL DE L'EAU

=====



**DEPARTEMENT D'HYDROLOGIE ET GESTION DES RESSOURCES EN
EAU**

Mémoire de fin de formation présenté par

Luc H. M. DJEGUI

Pour l'obtention du diplôme de

MASTER Professionnel en Hydrologie

OPTION : GEOHYDROLOGIE

=====

**IMPACT DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LA RECHARGE
DES EAUX SOUTERRAINES DANS LE DELTA DE L'OUEME**

Présenté et soutenu par: DJEGUI Luc Hermion Mafoya

Le Jeudi 16 Février 2023

Mention: Très bien

Maître de Mémoire

Prof YALO Nicaise
Professeur titulaire des universités
(CAMES)

Maître de Stage

Ir KOUKPOHOOUNSI Bénito
Doctorant en HGIRE, CIPMA chaire
UNESCO/UAC, Bénin

Jury

Prof SINTONDJI O. Luc

Président

Prof YALO Nicaise

Rapporteur

Dr BOSSA Aymar

Examineur

Dr AHOUANSSOU Maurice

Examineur



PROMOTION: 2020-2021

DEDICACE

Je dédie ce travail à Dieu

REMERCIEMENTS

J'adresse mes sincères remerciements à tous ceux qui ont contribué d'une manière ou d'une autre à la réalisation de ce travail et particulièrement :

- ❖ à mon maître de mémoire le Professeur Nicaise YALO, pour sa disponibilité et son attachement malgré ses multiples occupations. Votre rigueur au travail et vos conseils ont été d'une grande utilité pour moi ;
- ❖ à Monsieur Bénito KOUKPOHOUNSI Doctorant en hydrogéologie pour m'avoir donné des orientations scientifiques pour la réalisation de ce travail de recherche, et qui s'est rendu disponible pour tous mes besoins dans le cadre de ce travail ;
- ❖ au Professeur Daouda MAMA, Directeur de l'Institut National de l'Eau (INE) ; au Dr Flavien DOVONOU, Chef du Département d'Hydrologie et Gestion des Ressources en Eau pour avoir fait de la formation en hydrologie une formation de référence dans le domaine de l'eau au Bénin ;
- ❖ à tous les enseignants et tout le personnel de l'INE spécialement ceux du Laboratoire d'Hydrologie Appliquée (LHA), pour tous les conseils et la formation que vous m'avez donnés ;
- ❖ au personnel du projet OmiDelta qui m'a donné l'opportunité de faire un stage pour la rédaction du présent mémoire et pour le soutien financier
- ❖ à la DG-Eau qui a mis à ma disposition les données ayant servi à l'atteinte des objectifs du présent travail. ;
- ❖ à Monsieur Francis Oussou pour toute son aide et sa disponibilité ;
- ❖ aux Messieurs Grégoire ALE, Jean-Baptiste ACHIDI, et Christian ALLE pour tout le soutien et les conseils. Que Dieu vous bénisse ;
- ❖ à mes parents et tous mes frères qui m'ont continuellement soutenu ;

- ❖ à toutes les personnes que je n'ai pas citées qui m'ont encouragé et ont contribué à l'aboutissement de ce travail, trouvez ici l'assurance de ma gratitude ;
- ❖ aux membres du Jury pour avoir accepté malgré leurs multiples occupations d'apprécier ce travail.

RESUME

Le réchauffement climatique dû à l'émission des gaz à effet de serre par les activités humaines n'est pas sans conséquence sur les ressources en eau. En Afrique de l'Ouest, précisément au Bénin, l'aquifère d'âge Mio-Pliocène affleurant et parfois sub-affleurant sur les plateaux d'Allada et de Sakété (localisés au sud du bassin sédimentaire côtier), est de plus en plus sollicité pour la satisfaction des besoins en eau, en raison du développement socio-économique dans cette zone du pays. Dans cette étude, l'impact du changement climatique sur les ressources en eau au sud du bassin sédimentaire côtier est évalué. La méthodologie appliquée est composée de trois étapes. La première concerne l'étude de la variation des paramètres hydroclimatiques de 1987 à 2018. La deuxième est relative à l'évaluation de la recharge par la méthode de fluctuation piézométrique, et la simulation de la recharge avec le package « *Pastas* » du langage de programmation Python. La troisième quant à elle concerne la détermination de l'impact de la variation des paramètres hydroclimatiques sur la recharge. Les résultats indiquent une tendance à la hausse des paramètres hydroclimatiques étudiés, la précipitation (+4,29mm/an), la température (+0,03°C/an) et l'évapotranspiration potentielle (+5,52mm/an). La recharge moyenne estimée est de 101,39 mm/an au sud du plateau d'Allada, et de 146,08 mm/an au sud du plateau de Sakété. Les deux méthodes utilisées pour évaluer la recharge montrent qu'elle a une tendance à la hausse de +2,67mm/an au sud du plateau d'Allada de 1992 à 2021 et à la baisse de -25mm/an au sud du plateau de Sakété entre 2009 et 2016. Ces deux tendances sont influencées respectivement par la hausse de la précipitation au sud du plateau d'Allada et la baisse au sud du plateau de Sakété. Au sud des deux plateaux, les années les plus humides entraînent une augmentation de la recharge, et les années les plus sèches, une baisse de la recharge. Le coefficient de corrélation déterminé entre la pluie et la recharge est très élevé (83% au sud du plateau d'Allada, et 75% au sud du plateau de Sakété), alors qu'il est plutôt moyen quand la recharge est corrélée avec l'ETP (54 %) ou avec la température (41 %).

Mots clés : réchauffement climatique, recharge, aquifère d'âge Mio-Pliocène, plateaux d'Allada et de Sakété, paramètres hydroclimatiques.

ABSTRACT

Global warming due to the emission of greenhouse gases by human activities is not without consequences for water resources. In West Africa, specifically in Benin, the Mio-Pliocene aquifer outcropping and sometimes sub-outcropping on the Allada and Sakété plateaus (located to the south of the coastal sedimentary basin), is increasingly requested for the satisfaction of water needs, due to the socio-economic development in this area of the country. In this study, the impact of climate change on water resources south of the coastal sedimentary basin is assessed. The applied methodology consists of three steps. The first concerns the study of the variation of hydroclimatic parameters from 1987 to 2018. The second relates to the evaluation of the recharge by the method of piezometric fluctuation, and the simulation of the recharge with the "Pastas" package of the language of Python programming. The third concerns the determination of the impact of the variation of hydroclimatic parameters on the recharge. The results indicate an upward trend in the hydroclimatic parameters studied, namely: precipitation (+4.29mm/year), temperature (+0.03°C/year) and potential evapotranspiration (+5.52mm/year).. The estimated average recharge is 101.39 mm/year south of the Allada plateau, and 146.08 mm/year south of the Sakété plateau. The two methods used to assess the recharge show that it has an upward trend of +2.67mm/year south of the Allada plateau from 1992 to 2021 and a decrease of -25mm/year south of the Allada plateau. Sakété between 2009 and 2016. These two trends are influenced respectively by the increase in precipitation south of the Allada plateau and the decrease south of the Sakété plateau. To the south of the two plateaus, the wettest years lead to an increase in recharge, and the driest years, a decrease in recharge. The correlation coefficient determined between rainfall and recharge is very high (83% south of the Allada plateau, and 75% south of the Sakété plateau), whereas it is rather average when recharge is correlated with the ETP (54%) or with temperature (41%)

Key words: global warming, recharge, Mio-Pliocene aquifer, Allada and Sakété plateaus, hydroclimatic parameters.

TABLE DES MATIERES

DEDICACE.....	2
REMERCIEMENTS	3
RESUME.....	5
ABSTRACT.....	6
TABLE DES MATIERES.....	7
SIGLES ET ACRONYMES :	10
LISTE DES FIGURES.....	11
LISTE DES TABLEAUX.....	13
Introduction	14
Contexte et justification de l'étude :.....	15
Question de recherche :	16
Objectifs :	16
Hypothèses :	16
Revue de littérature :	16
Grandes divisions du mémoire :.....	18
CHAPITRE 1 : PRESENTATION DU MILIEU D'ETUDE.....	20
1.1. Localisation et démographie du milieu d'étude.....	20
1.2. Géomorphologie	21
1.3. Géologie.....	22
1.4. Hydrographie :	25
1.5. Hydrogéologie	26
1.6. Sols	28
1.7. Végétation.....	29
1.8. Climat	29
1.8.1. Précipitations	29
1.8.2. Températures	30

1.8.3. Evaporation	30
CHAPITRE 2 : DONNEES, MATERIELS ET METHODES.....	32
2.1. Données.....	32
2.1.1. Données climatiques.....	32
2.1.2. Données piézométriques.....	32
2.2. Matériels	33
2.3. Méthodes.....	33
2.3.1. Etude des variations climatiques de 1987 à 2018.....	33
2.3.2. Evaluation de la recharge	34
2.3.2.1. Quantification de la recharge par la méthode de fluctuation piézométrique ...	35
2.3.2.2. Evaluation de la recharge à l'aide du package pastas.....	36
2.3.3. Impact de la tendance des paramètres hydroclimatiques sur la tendance de la recharge des eaux souterraines dans la zone d'étude	38
CHAPITRE 3 : RESULTATS ET DISCUSSION	41
3.1. Tendance d'évolution des paramètres hydroclimatiques	41
3.1.1. Tendances de la pluviométrie et occurrence des extrêmes :.....	41
3.1.2. Tendances saisonnières des précipitations :	42
3.1.3. Tendances des températures moyennes annuelles.....	43
3.1.4. Tendances et extrêmes des températures saisonnières	43
3.1.5. Tendances des évapotranspirations annuelles	44
3.2. Evaluation de la recharge des eaux souterraines	44
3.2.1. Fluctuation des niveaux statiques au sud des plateaux d'Allada et de Sakété	44
3.2.1.1. Variation des niveaux statiques au sud du plateau d'Allada.....	44
3.2.1.2. Variation des niveaux statiques au sud du plateau de Sakété.....	45
3.2.2. Estimation de la recharge des eaux souterraines de l'aquifère d'âge Mio-Pliocène par la méthode de la fluctuation piézométrique	47
3.2.3. Evaluation de la recharge par Pastas	48
3.3. Corrélation entre la variation des paramètres hydroclimatiques et la recharge	53

3.3.1. Impact des précipitations sur la recharge	53
3.3.2. Impact de la température et de l'ETP sur la recharge annuelle	55
3.3.3. Corrélation précipitation-température-ETP-recharge.....	57
3.4. Discussion.....	58
Conclusion	60
Références bibliographiques :	62
Liens	66
Annexes	68

SIGLES ET ACRONYMES :

BSC : Bassin Sédimentaire Côtier

DG-Eau : Direction Générale de l'Eau

ETP : Evapotranspiration Potentielle

GIEC : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat

IITA : International Institute of Tropical Agriculture

INSAE : Institut National de la Statistique et de l'Economie Appliquée

IGN : Institut Géographique National

NS : Niveau Statique

NP : Niveau Piézométrique

Piézo : Piézomètre

QGIS : Quantum Geographic Information System

SONEB : Société Nationale des Eaux du Bénin

UNEP : Programme des Nations Unies pour l'Environnement

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Courbe de prélèvement moyen journalier en m ³ /h sur le champ de captage de Godomey (Sognon, 2017)	15
Figure 2 : Localisation de la zone d'étude.....	20
Figure 3 : Géomorphologie de la zone d'étude.....	21
Figure 4 : Carte géologique du bassin sédimentaire côtier du Bénin (Alassane,2004).	24
Figure 5 : Hydrographie de la zone d'étude.....	25
Figure 6 : Coupe hydrogéologique du bassin sédimentaire côtier (Boukari, 1998)	26
Figure 7 : Biseaux secs sur les plateaux Mio-Pliocène (Achidi et al, 2012a)	28
Figure 8 : Précipitations moyennes mensuelles de 1987 à 2018	29
Figure 9 : Diagramme ombrothermique de la station de IITA (1987-2018).....	30
Figure 10 : Evaporations mensuelles à la station synoptique de IITA (1987-2018).....	30
Figure 11 : Localisation des piézomètres et stations météorologiques	33
Figure 12 : Détermination de l'amplitude piézométrique	35
Figure 13 : Modèle de niveaux piézométriques (<i>head</i>) et simulation de la recharge (https://pastas.readthedocs.io/en/latest/examples/001_basic_model.ipynb.html)	37
Figure 14 : Tendance à la hausse des pluies	41
Figure 15 : Ecart à la moyenne des précipitations moyenne sur la période d'étude.....	42
Figure 16 : Variation des précipitations moyennes mensuelles décennales de 1987 et 2016..	42
Figure 17 : Tendance à la hausse des températures moyennes annuelles (1987-2018)	43
Figure 18 : Tendance à la hausse des températures moyennes annuelles en saison sèche	43
Figure 19 : Tendance à la hausse de l'évapotranspiration annuelle de 1987 à 2018.....	44
Figure 20 : Précipitations et fluctuations du niveau des eaux souterraines à Abomey-Calavi.	45
Figure 21 : Précipitations et fluctuations du niveau des eaux souterraines à Abomey-Calavi.	45
Figure 22 : Précipitations et fluctuations du niveau des eaux souterraines à Missérété.....	46
Figure 23 : Précipitations et fluctuations du niveau des eaux souterraines à Adjara	46
Figure 24 : Fluctuations des niveaux statiques à Adjara et Missérété	46
Figure 25 : Variation de la recharge à Adjara (2009-2016)	47
Figure 26 : Variation de la recharge à Abomey-Calavi (1992-2021).....	48
Figure 27 : Evolution du niveau statique à Abomey-Calavi (1992-2021)	48
Figure 28 : Evolution du niveau statique à Adjara (2009-2016).....	48
Figure 29 : Evolution du niveau piézométrique à Abomey-Calavi (1992-2021).....	49
Figure 30 : Evolution du niveau piézométrique à Adjara (2009-2016)	49

Figure 31 : Recharge nette (PU1-1, 1992-2018)	50
Figure 32 : Recharge nette (Adjarra, 2009-2016)	50
Figure 33 : Modélisation du NP (PU1-1, 1992-2015).....	50
Figure 34 : Modélisation du NP (Adjarra, 2009-2016)	50
Figure 35 : Simulation des NP et de la recharge à Abomey-Calavi (1992-2015).....	51
Figure 36 : Simulation des NP et de la recharge à Adjarra (2009-2016)	52
Figure 37 : Fluctuations de la pluie et de la recharge sur le plateau d’Allada	53
Figure 38 : Fluctuations de la pluie et de la recharge sur le plateau de Sakété	53
Figure 39 : Corrélation pluie annuelle – recharge annuelle à Abomey-Calavi	54
Figure 40 : Corrélation pluie annuelle – recharge à Adjarra	54
Figure 41 : Fluctuations de la recharge et de la température.....	56
Figure 42 : Corrélation température-recharge au sud du plateau d’Allada	56
Figure 43 : Corrélation ETP-recharge au sud du plateau d’Allada.....	57

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Caractéristiques des données piézométriques	32
Tableau 2: Résultats du calcul de la recharge à Adjarra (2009-2016)	47
Tableau 3: Impact des années sèches et humides sur la recharge au sud du plateau d’Allada	55
Tableau 4: Impact des années sèches et humides sur la recharge au sud du plateau de Sakété	55
Tableau 5: Matrice de corrélation entre la pluie, la recharge, la température et l’évapotranspiration	57

Introduction

Depuis les années 1950, le climat terrestre a connu des changements représentés, essentiellement par le réchauffement dû aux gaz à effet de serre, en étroite relation avec l'activité humaine (GIEC, 2013). Parmi les conséquences de ces changements on note : une augmentation de la température, une diminution des précipitations et de la masse des calottes glaciaires, une élévation du niveau de la mer et une raréfaction des ressources en eau.

L'eau, élément indispensable à la vie et dont l'étude requiert, de nos jours, une grande importance, constitue une ressource rare, distribuée de façon irrégulière dans le temps et dans l'espace. Plus d'un milliard de personnes dans le monde n'a pas accès à l'eau potable et près de deux milliards et demi, soit le tiers de la population mondiale, seront confrontés à une pénurie d'eau d'ici 2025 (4th World Water Forum, 2006).

Une gestion efficace des ressources en eau doit intégrer toutes les composantes du cycle hydrologique. L'une de ces composantes, les eaux souterraines, a longtemps été négligée dans cette gestion (Morris et al., 2003) alors qu'elle représente 31% de l'eau douce de la planète. La recharge naturelle des nappes d'eau souterraine est un facteur important en ce sens qu'elle permet à la ressource de se renouveler sans cesse et d'être exploitée de façon durable (Houenoussi, 2020). Etant donné que les aquifères souterrains sont rechargés principalement par les précipitations ou par l'interaction avec les masses d'eau de surface, l'influence directe du changement climatique sur les précipitations et les eaux de surface affecte en fin de compte les systèmes d'eaux souterraines.

En Afrique de l'Ouest, précisément au Bénin, le bassin sédimentaire côtier (BSC) couvre 10 % de la superficie du pays, regorge près de 35 % de ses ressources en eaux souterraines, et abrite 65 % de sa population (Boukari et Alassane, 2007). La croissance démographique et le développement socio-économique dans cette zone du pays, sont des facteurs qui, à l'avenir, engendreront une demande en eau de plus en plus élevée.

En raison de l'importante exploitation actuelle, des besoins à satisfaire dans le futur, et des conditions climatiques pesantes, il convient d'améliorer les connaissances relatives à la recharge des eaux souterraines dans le delta de l'Ouémé.

Contexte et justification de l'étude :

Le changement climatique pose des incertitudes quant à l'approvisionnement et à la gestion des ressources en eau. Le groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) prévoit une augmentation de 2 à 4°C de la température de la surface moyenne mondiale au cours des 100 prochaines années (Kumar, 2014). Les augmentations de température affectent le cycle hydrologique en augmentant directement l'évaporation de l'eau de surface disponible et la transpiration de la végétation. Par conséquent, ces changements peuvent influencer sur les quantités, l'intensité des précipitations, et indirectement sur les réservoirs d'eau souterraine.

La diminution potentielle des approvisionnements en eau souterraine est l'une des préoccupations majeures des gestionnaires de l'eau, car il s'agit d'une ressource limitée, essentielle à la vie, au développement et à l'environnement (Yalo et al, 2020).

En Afrique les besoins en eau d'environ 75% des populations proviennent des eaux souterraines exploitées par des milliers de puits et forages (UNEP, 2008). Au Bénin, le développement socio-économique des grandes villes du sud (Cotonou, Abomey-Calavi et leurs périphéries) a entraîné une forte augmentation des prélèvements d'eau (Figure 1) au niveau du champ de captage de la SONEB à Godomey (Sognon, 2019). Dans le futur la demande en eau ne cessera de s'accroître.

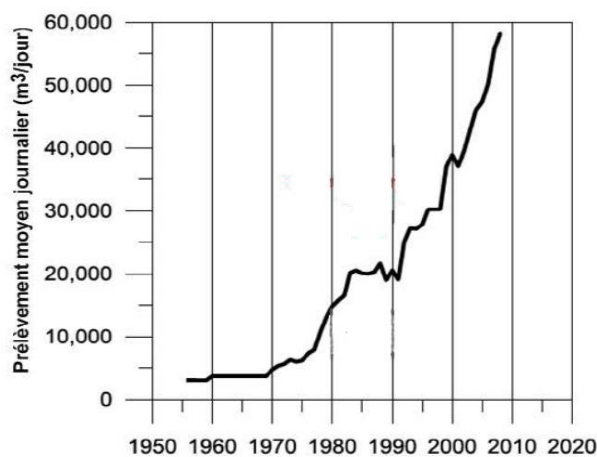


Figure 1 : Courbe de prélèvement moyen journalier en m³/h sur le champ de captage de Godomey (Sognon, 2017)

Compte tenu des effets néfastes du changement climatique et la surexploitation des eaux souterraines dans la zone d'étude il apparaît pertinent voire indispensable d'œuvrer à une meilleure connaissance du renouvellement de cette ressource vitale en vue de sa bonne gestion.

Question de recherche :

Quel est l'impact du changement climatique sur la recharge des eaux souterraines dans le delta de l'Ouémé ?

Objectifs :

L'objectif général de cette étude est d'évaluer l'impact des changements climatiques sur la tendance de la recharge des eaux souterraines dans la zone d'étude.

De façon spécifique, il s'est agi de :

- Etudier les variations des paramètres hydroclimatiques de 1987 à 2018 ;
- Evaluer la recharge des eaux souterraines ;
- Déterminer l'impact de la variation des paramètres hydroclimatiques sur la tendance de la recharge ;

Hypothèses :

- Les changements climatiques entraînent une tendance à la hausse des paramètres hydroclimatiques dans le delta de l'Ouémé ;
- La recharge a une tendance à la hausse dans le temps ;
- La tendance de la recharge est très influencée par la variation des paramètres hydroclimatiques notamment la précipitation.

Revue de littérature :

Le climat a une grande influence sur la variation du stock d'eau souterraine. Pour Gadelle (1995), la disponibilité en eau douce est dictée en grande partie par le climat et en particulier par la périodicité et la localisation des pluies ainsi que par la demande évaporatoire largement dominée par la température. Ce qui montre le rôle primordial du climat dans la variation spatio-temporelle des quantités d'eau souterraine, mais aussi sur les modes de gestion.

Les travaux de recherches géologiques et hydrogéologiques entrepris dans le bassin sédimentaire côtier du Bénin ont permis de confirmer la structure du bassin en quatre (4) aquifères principaux (Boukari et Alassane, 2007) : deux à nappes captives (Turonien-Coniacien

et Paléocène inférieur à moyen) et deux aquifères à nappes généralement libres (Continental Terminal et Quaternaire).

Le bassin sédimentaire côtier du Bénin emmagasine les plus importantes ressources en eaux souterraines du pays, étant donné les facilités de recharge (Sognon, 2019). La « recharge directe » des aquifères est liée à « l'infiltration efficace », généralement définie comme la part de la pluie qui échappe à l'évapotranspiration et au ruissellement pour rejoindre la nappe (Castany et Margat, 1977). Struckmeier et al. (2006) fixe la recharge du complexe transfrontalier Bénin-Togo-Nigeria auquel appartient le bassin sédimentaire côtier, à des valeurs comprises entre 15 et 150 mm/an.

L'aquifère d'âge Mio-Pliocène est alimenté par l'infiltration des eaux de pluie à travers la première couche d'argile sableuse rougeâtre appelée "Terre de barre" et à travers quelques dépressions marécageuses dans les plateaux (Alassane et al, 2015). Les débits d'exploitation de cet aquifère peuvent atteindre 200 m³/h (Boukari, 1998).

D'après Boukari et Alassane (2007), les eaux d'infiltration deviennent insuffisantes pour imbiber suffisamment l'épaisse tranche de terrain non saturée et atteindre la nappe de ces aquifères. Dans son mémoire, Houenoussi (2020) confirme que la quantité d'eau d'infiltration susceptible d'atteindre les nappes pour leur recharge s'amenuise progressivement.

Ce phénomène requiert l'attention car l'aquifère du Mio-Pliocène est la principale source d'approvisionnement en eau potable dans le delta de l'Ouémé. C'est l'intérêt de cette étude dont le but est d'évaluer l'impact du réchauffement climatique sur la recharge de l'aquifère du Mio-Pliocène. La méthode principale utilisée est celle de la quantification de la recharge par la fluctuation du niveau piézométrique de la nappe.

Les méthodes qui utilisent les variations de la piézométrie peuvent fournir des résultats intéressants en termes d'évaluation des ressources exploitables (Ait El Mekki, 2017).

Dans un article publié en 2019, Kotchoni et al. ont estimé la recharge des aquifères à partir des fluctuations du niveau des nappes en utilisant des valeurs de rendement spécifique dérivées de sondages par résonance magnétique protonique. Les résultats de cette étude montrent que les changements interannuels dans le stockage des eaux souterraines sont bien corrélés à la variabilité interannuelle des précipitations, et que 13% des précipitations annuelles contribuent à la recharge de l'aquifère d'âge Mio-pliocène au sud-Bénin.

Totin (2018) a analysé l'influence de la quantité d'eau précipitée dans la recharge des aquifères du bassin côtier du Bénin. Il ressort de cette étude qu'un événement pluvieux de plus de 10 mm induit une remontée moyenne du toit de la nappe de 0,7±0,6 m à 1,8±1,1 m.

Grandes divisions du mémoire :

Ce document comporte trois chapitres suivis d'une conclusion qui fait la synthèse des principaux résultats de l'étude :

- le chapitre 1 est consacré à la présentation générale de la zone d'étude ;
- le chapitre 2 quand à lui aborde la méthodologie mise en œuvre et le matériel utilisé ;
- le chapitre 3 présente les résultats obtenus suivis de leurs analyses et de la discussion ;

CHAPITRE 1 : PRESENTATION DU MILIEU D'ETUDE

CHAPITRE 1 : PRESENTATION DU MILIEU D'ETUDE

1.1. Localisation et démographie du milieu d'étude

La zone d'étude couvre une superficie d'environ 3200 km², soit 2,8% de la superficie du Bénin. Elle intègre tout le Sud du bassin sédimentaire côtier du Bénin, à l'exception du plateau de Cômè, et est localisée entre 06°20' et 07°00' de latitude nord et 02°00' et 02°50' de longitude est (Figure 2). Elle est limitée au Nord par la dépression de Lama, au Sud par la plaine littorale, à l'Est par la frontière avec le Nigéria et à l'Ouest par le système hydrologique "fleuve Couffo - lac Ahémé".

Le domaine d'étude abrite plusieurs grandes villes du Bénin dont Porto-Novo, la Capitale politique et Cotonou, la Capitale économique et la plus grande ville du pays. Elle compte actuellement une population estimée à environ 2 448 804 habitants avec un taux d'accroissement démographique annuel de 4,4% entre 2002 et 2013 (INSAE, 2015 et 2016) et une densité qui est en moyenne de 790 habitants par km² ; toutefois, la distribution spatiale de la population est extrêmement déséquilibrée.

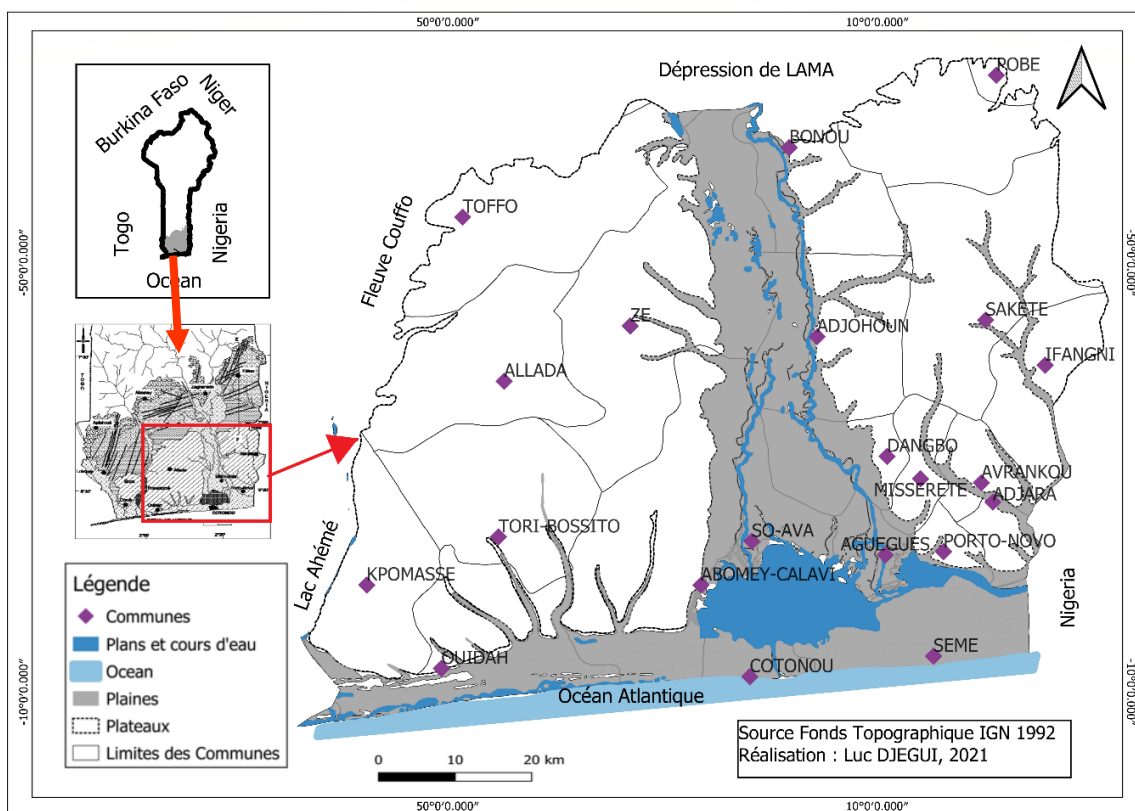


Figure 2 : Localisation de la zone d'étude

1.2. Géomorphologie

Dans le bassin sédimentaire côtier, peuvent s'observer deux séries de trois plateaux orientés OSO-ENE, et compartimentés d'une part dans le sens ouest-est par la dépression de faible altitude de la Lama, d'autre part, dans le sens nord-sud, par les fleuves de l'Ouémé et du Couffo. Les plateaux restent à une altitude inférieure à 150 m au sud de la Lama et inférieure à 250 m au nord. La plaine de la Lama a une altitude basse comprise entre 20 et 50 m (Achidi et al, 2012a). Au sud des plateaux s'étend, en bordure de l'océan, une zone marécageuse bordée par un cordon littoral et des lacs (dont le lac Nokoué et le lac Ahémé).

Les plateaux d'Allada et de Sakété sont séparés par la basse vallée de l'Ouémé dans laquelle la rivière Sô et le fleuve Ouémé alimentent le lac Nokoué (Figure 5). Le fond du lit de l'Ouémé, comme celui de la Sô, peut se trouver au-dessous du niveau de la mer (Le Barbé, et al., 1993). La figure 3 ci-dessous représente une carte du relief de la zone d'étude obtenue grâce à un modèle numérique de terrain.

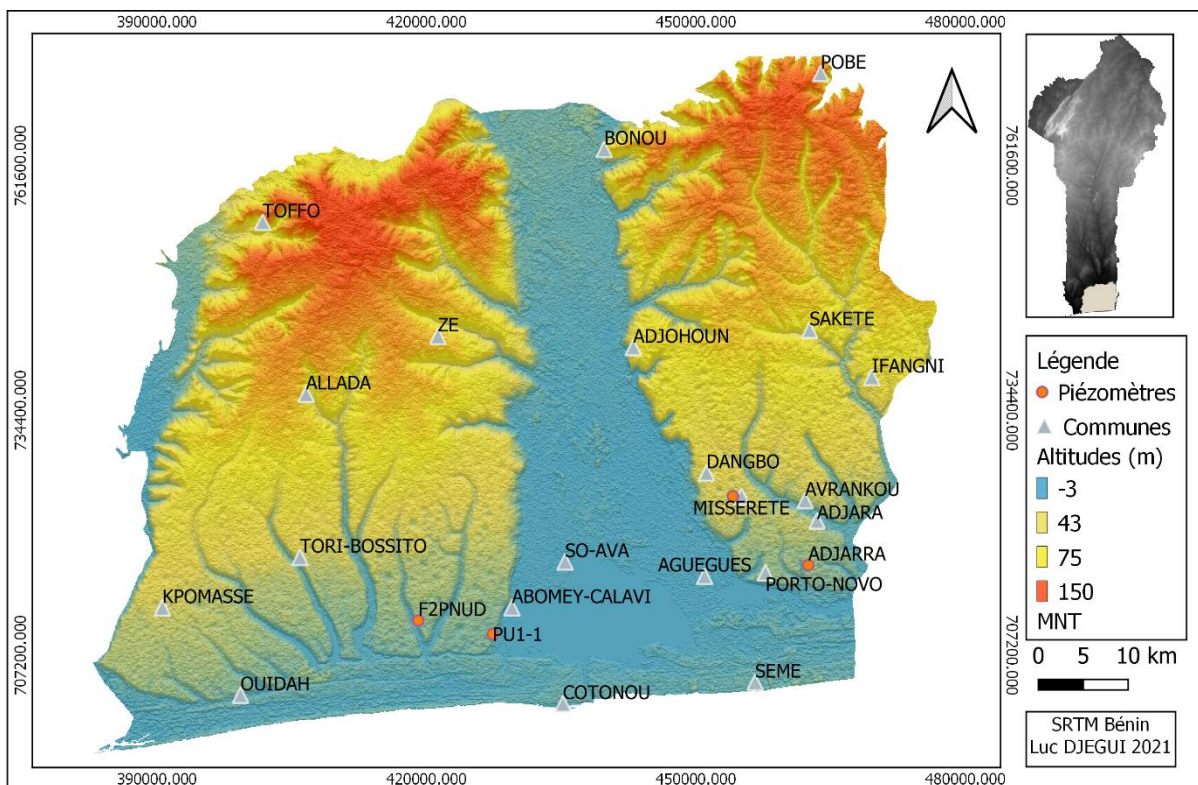


Figure 3 : Géomorphologie de la zone d'étude

1.3. Géologie

Le bassin sédimentaire côtier Béninois fait partie du bassin de Keta qui s'étend entre le Ghana à l'Ouest, et le Nigeria à l'Est (Slansky, 1962). Il est mis en place à partir des dépôts sédimentaires qui ont marqué la zone d'influence des phénomènes océaniques (transgression et régression) qui se sont succédé le long des côtes du golfe de Guinée. Huit (8) unités stratigraphiques caractérisent le BSC Béninois (Achidi et al, 2012a). Des plus anciennes aux plus récentes nous distinguons :

Unité I : Turonien Coniacien

L'unité I du Turonien-Coniacien est directement transgressive sur le socle cristallin qu'elle recouvre en bordure nord des plateaux les plus septentrionaux d'Applahoué, Abomey, et Kétou. Les dépôts sont formés de sable quartzeux, de grès à ciment siliceux ou ferrugineux avec de l'argile kaolinique et des graviers siliceux anguleux à arrondis. L'épaisseur de cette unité est comprise entre environ 50 et 150 m (Achidi et al, 2012a).

Unité IIa : Maastrichtien

L'Unité IIa, ou Maastrichtien, est transgressive sur l'Unité I et est présente dans les plateaux septentrionaux (à l'exception de celui de Kétou) et dans la partie septentrionale de la dépression de la Lama. Le faciès dominant est représenté par des sables et grès quartzeux fins et des argiles gris-verdâtres, feuilletées kaoliniques (Achidi et al, 2012a). On note des niveaux charbonneux à la base. L'épaisseur maximale observée est d'environ 180 m.

Unité IIb Paléocène inférieur-moyen

L'Unité IIb est présente au droit des plateaux septentrionaux (à l'exception de celui de Kétou) et dans la partie septentrionale de la dépression de la Lama. Le passage de l'Unité IIa à l'Unité IIb est marqué par une régression puis par une transgression marquant le début de l'unité supérieure. Le faciès dominant est représenté par des sables et grès quartzeux fins et des argiles feuilletées kaoliniques gris-verdâtres. L'épaisseur observée est relativement constante avec une valeur de 50 m (Achidi et al, 2012a).

Unité IIIa : Paléocène supérieur

Les marnes de l'unité IIIa constituent en partie le sous-sol de la dépression de la Lama. Elle comporte deux séquences de transgression-régression successives. L'Unité IIIa est constituée essentiellement par des argiles feuilletées plus ou moins calcaires gris-sombre. Des niveaux

calcaires peux épais interrompent parfois la séquence marneuse. Ces argiles et marnes atteignent 125 m au droit de Hétin-Sota (Achidi et al, 2012a).

Unité IIIb : Yprésien

Les marnes de l'unité IIIb constituent en partie aussi le sous-sol de la dépression de la Lama. La base de la formation est constituée par un horizon glauconieux avec prédominance d'argile (attapulгите ou kaolinite) feuilletée. Quelques niveaux dolomitiques et calcaires organogènes glauconieux phosphatés sont présents le long de la succession argileuse. L'épaisseur de l'unité IIIb est au maximum d'une trentaine de mètres (Achidi et al, 2012a).

Unité IV : Eocène moyen

L'Unité IV occupe la partie sud de la dépression de la Lama, et les premières pentes des plateaux méridionaux. Elle comprend sur une épaisseur de 170 m, des argiles gris-vert à la base, puis des alternances de calcaires décimétriques, d'argiles kaoliniques silteuses et sableuses gris-sombre. Une épaisseur maximale d'environ 170 m a été observée pour l'Unité IV au droit de Hétin Sota. Les premiers mètres de la base de l'Unité IV peuvent être rattachés à la partie terminale de l'Yprésien (Achidi et al, 2012a).

Unité V : Miocène inférieur

L'Unité V n'affleure pas. Elle a été traversée par sondage dans la partie méridionale du BSC au droit de Comè et de Pahou. L'Unité V est formée à la base par des argiles calcaires glauconieuses gris verdâtres à passées calcaires ou dolomitiques bioclastiques à nodules phosphatés, puis par des sables siliceux très fins blancs, des argiles kaoliniques vertes, des sables siliceux glauconieux phosphatés verdâtres avec quelques passées carbonatées, et des argiles kaoliniques silto-sableuses gris-vert sombre au sommet. Certaines séquences de la sédimentation permettent de rattacher ce dépôt au Miocène inférieur (Achidi et al, 2012a).

Unité VI : Miocène supérieur

L'Unité VI constitue en grande partie les plateaux méridionaux du BSC où ses affleurements sont altérés en faciès « Terre de barre » ou plus rarement en grès ferrugineux. La base de l'unité VI est constituée par une alternance d'argiles, de sable quartzeux avec des passages graveleux. La sédimentation se poursuit vers le haut par des argiles kaoliniques bariolées blanc mauve. L'épaisseur maximale de l'Unité VI est d'environ 120 m (Achidi et al, 2012a).

Unité VII : Pliocène-Pléistocène

Les graviers de l'Unité VII recouvrent les sables argileux du Miocène sur les pourtours et sur les versants méridionaux des 3 plateaux du sud de BSC. Cette unité VII est représentée par un gravier quartzeux très arrondi à parfois anguleux, blanc, dans une matrice sabloargileuse (kaolinique), rouge brique (parfois bariolé) altérée en faciès Terre de Barre. Le Pliocène-Pléistocène (Unité VII) n'est épais que de quelques mètres, avec une épaisseur maximale d'une quinzaine de mètres (Slansky, 1962).

Unité VIII : Quaternaire

Les formations récentes du Quaternaire sont d'origine marines (sable de plage avec en profondeur des niveaux d'argiles vaseuses) et des alluvions des basses vallées du Mono et de l'Ouémé où elles peuvent atteindre plus de 100 m d'épaisseur (Achidi et al, 2012a). La figure 4 présente la carte géologique du BSC selon les études de Alassane (2004).

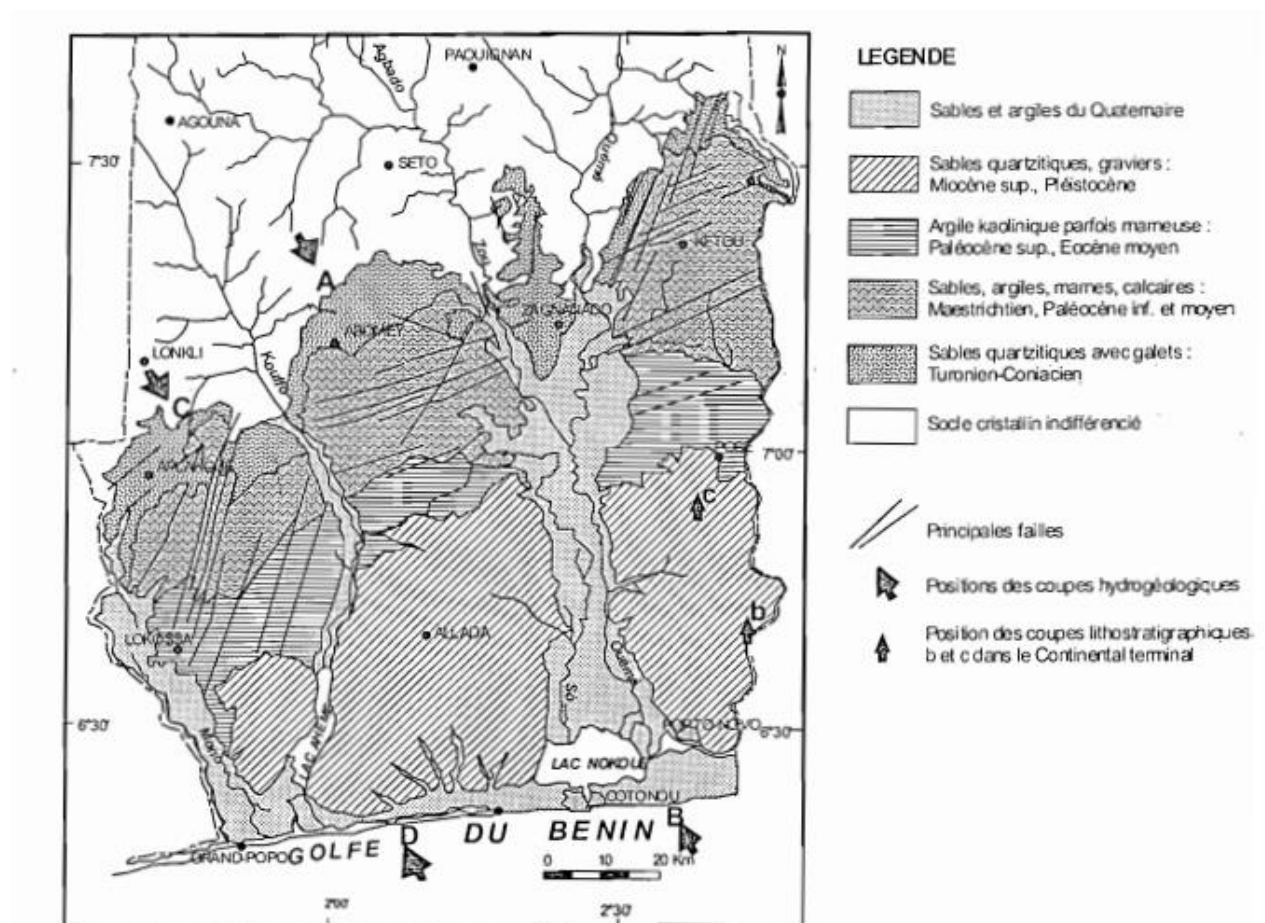


Figure 4 : Carte géologique du bassin sédimentaire côtier du Bénin (Alassane, 2004).

1.4. Hydrographie :

Le réseau hydrographique de la zone d'étude (Figure 5) est principalement constitué de la rivière Sô, du fleuve Ouémé. De nombreux petits cours d'eau de ravinement entaillent les plateaux vers les grandes dépressions qui les bordent (Alassane, 2018).

L'Ouémé prend naissance dans la chaîne de l'Atacora au nord-ouest du Bénin. Sa longueur approximative est de 510 kilomètres. Il coule en direction du sud, orientation qu'il maintient tout au long de son parcours. En fin de parcours il se divise en deux branches, l'une se jetant dans le lac Nokoué, l'autre dans la Lagune de Porto Novo. La Sô prend sa source à partir du lac H'lan (Slansky, 1962). Elle a un cours parallèle à l'Ouémé et se jette dans le lac Nokoué aux environs de Ganvié. (Le Barbé, et al., 1993). Le Couffo prend sa source au Togo, à proximité de la frontière Bénin-Togo. Il entaille les formations du Continental Terminal et prend progressivement une direction Nord-Sud puis se jette dans le Lac Ahémé long de 24 km (Le Barbé, et al., 1993) et dont l'exutoire est le complexe lagunaire de la "Bouche du Roy".

Le lac Nokoué représente le plus large plan d'eau lagunaire du pays. Il communique au nord avec les deltas de la Sô et de l'Ouémé, à l'est avec la lagune de Porto-Novo par le canal de Totché et au sud avec la mer par le chenal de Cotonou.

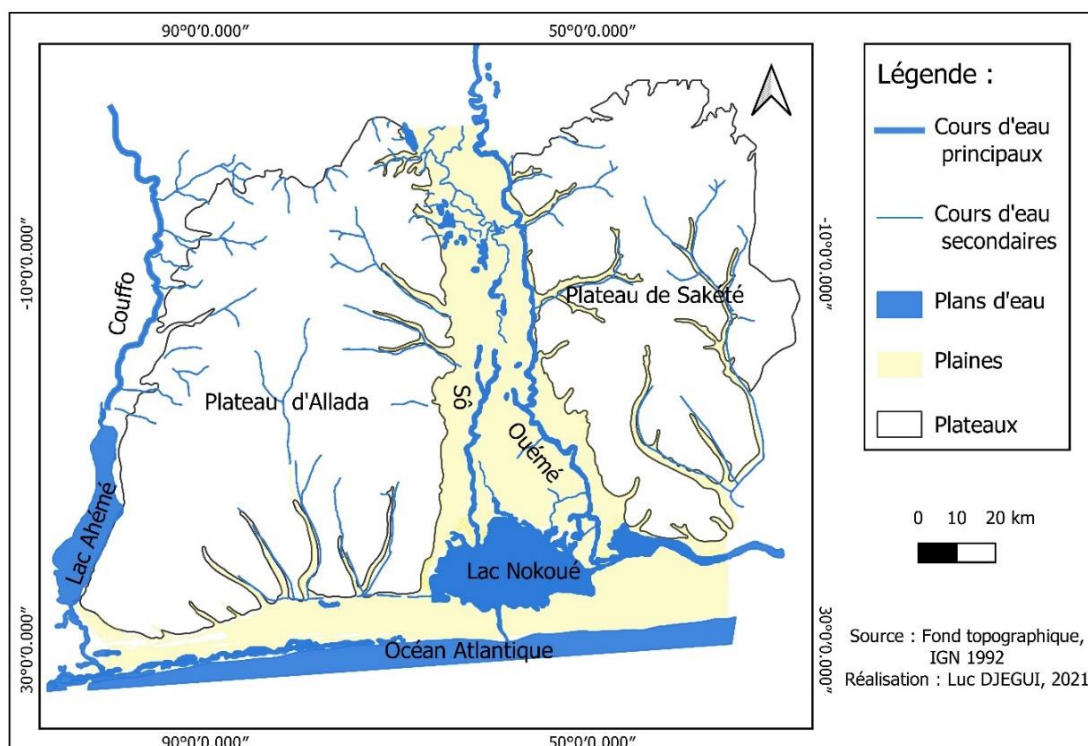


Figure 5 : Hydrographie de la zone d'étude

1.5. Hydrogéologie

Les formations aquifères du BSC sont les unités I et IIa, IIb, VI-VII, et VIII (Achidi et al, 2012a). Ce sont, du plus ancien au plus récent, les aquifères (Figure 6) :

- des sables du Crétacé des plateaux septentrionaux,
- des calcaires de l'Eo-Paléocène (formation aquifère discontinue), essentiellement captés dans la dépression de la Lama et sous les biseaux secs des plateaux méridionaux,
- du Mio-Pliocène : sable conglomératique ou argileux des plateaux méridionaux,
- du Quaternaire : sable et sable argileux, sous les vallées alluviales.

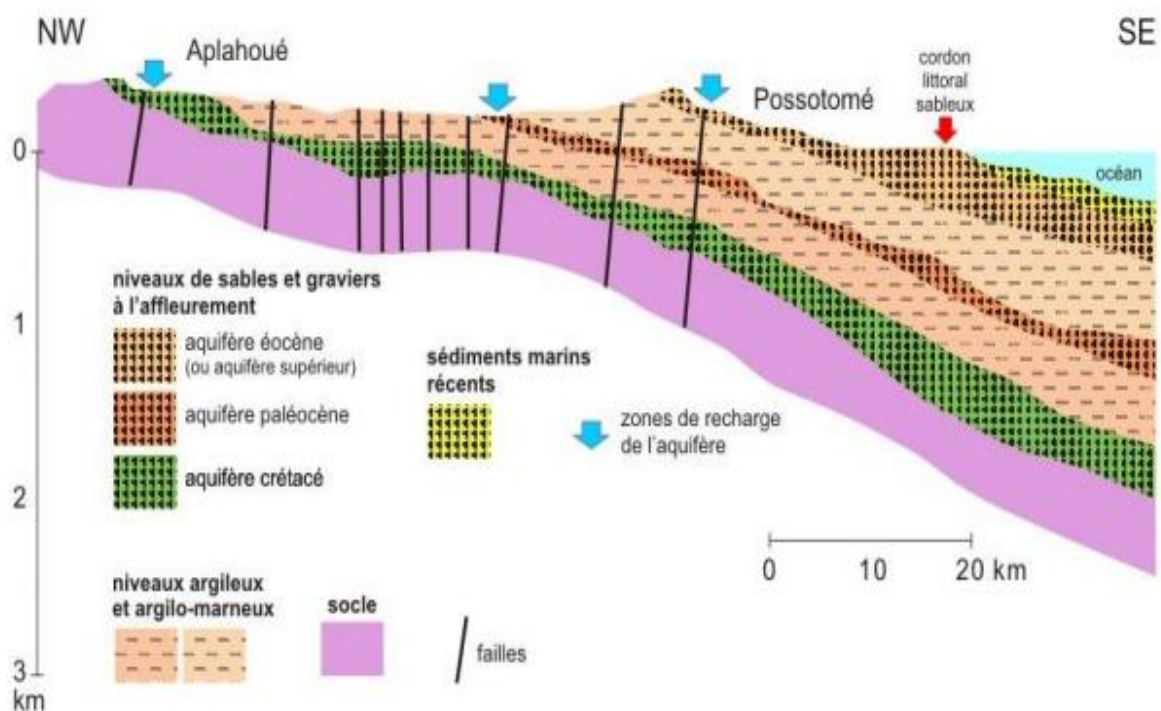


Figure 6 : Coupe hydrogéologique du bassin sédimentaire côtier (Boukari, 1998)

Le taux de réussite pour les forages du BSC est très élevé (90 % de réussite d'après une étude récente). Les deux (02) principaux aquifères sont ceux du Crétacé supérieur et du Mio-Pliocène. Les deux (02) autres aquifères (Eo-Paléocène et Quaternaire) présentent des potentialités relativement moindres (Boukari, 1998).

- **Aquifère du Mio-Pliocène :**

L'aquifère du Mio-Pliocène occupe la partie méridionale du BSC du Bénin. Il est représenté d'Est en Ouest par les plateaux de Sakété, d'Allada et de Comè. Le plateau d'Allada et dans une certaine mesure, celui de Sakété plus à l'Est, constituent les sous-unités hydrogéologiques du bassin sédimentaire côtier du Bénin les plus prospectées (Boukari, 1998). En effet c'est à partir des ressources de ses plateaux que sont approvisionnées en eau les deux plus grandes villes du pays, à savoir Cotonou et Porto-Novo.

L'épaisseur des dépôts du Mio-Pliocène varie entre 60 mètres au nord et environ 200 mètres au sud des plateaux. Les formations perméables de cet aquifère sont affleurantes ou sub-affleurantes sur la majorité de la surface de ces plateaux. Elles sont généralement recouvertes d'une frange altérée appelée la « terre de barre ».

L'aquifère du Mio-Pliocène est caractérisé par des niveaux statiques relativement profonds, pouvant atteindre et même dépasser 50 m (Boukari, 1998). Les formations géologiques de cet aquifère multicouche reposent sur les argiles de l'Eocène moyen qui constituent un niveau de base imperméable. Elles sont constituées des unités V (Miocène inférieur), VI (Miocène supérieur) et VII (Pliocène – Pléistocène) formées de sables quartzeux, d'argiles vertes kaoliniques, d'argiles calcaires et de graviers (Achidi et al, 2012a). Trois horizons d'aquifère sont identifiés dans ces couches du Mio-Pliocène : sable, gravier et sable argileux (Alassane et al, 2015).

L'aquifère est alimenté par l'infiltration des eaux de pluie à travers la première couche d'argile sableuse rougeâtre ("Terre de barre") et à travers quelques dépressions marécageuses dans les plateaux. La direction d'écoulement est nord-sud de la dépression de la Lama vers l'océan Atlantique (Alassane et al, 2015). Les débits d'exploitation peuvent atteindre 200 m³/h (Boukari, 1998), mais le potentiel est limité par des venues d'eau salées liées à la présence des lagunes saumâtres reliées à la mer.

Sous les argiles des formations récentes du Quaternaire, l'eau de l'aquifère Mio-Pliocène est captive et peut jaillir. Ce phénomène s'observe dans les vallées de l'Ouémé, du Couffo, et sur la périphérie des lacs (Nokoué et Ahémé) (Achidi et al, 2012a).

Le biseau sec au nord des plateaux d'Allada et de Sakété, ressort logiquement comme une zone difficile (Figure 7). En effet, les extrémités nord des plateaux sont élevées en altitude et présentent des horizons sableux perméables non saturés en eau.

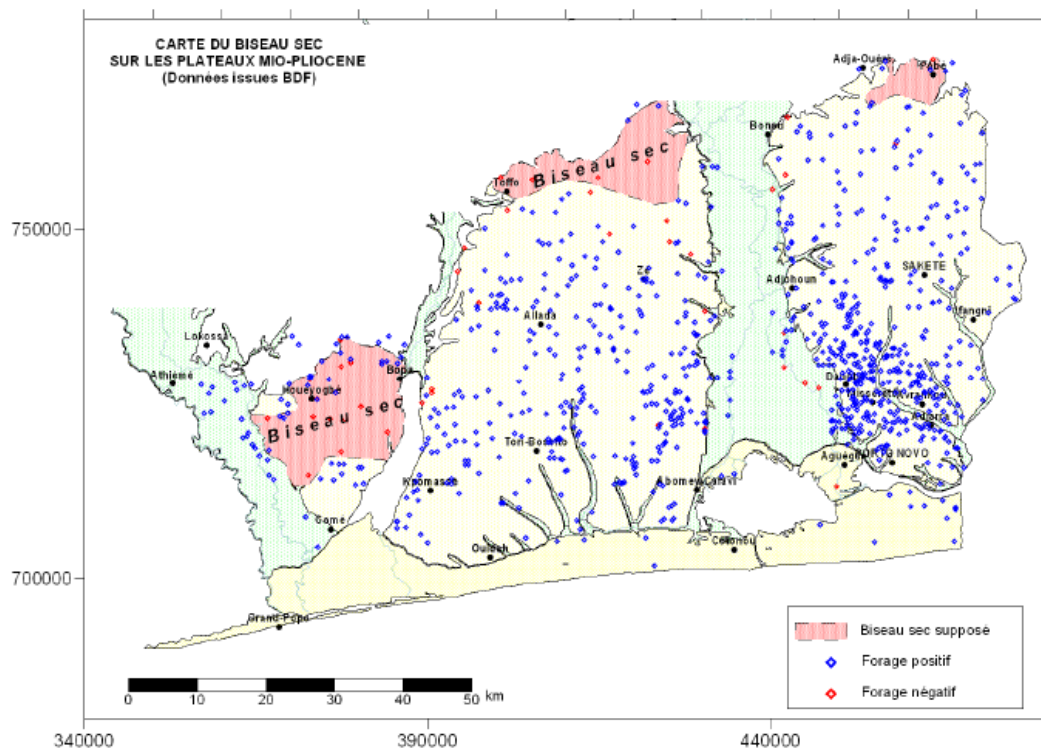


Figure 7 : Biseaux secs sur les plateaux Mio-Pliocène (Achidi et al, 2012a)

1.6. Sols

Les différents types de sols au sud du bassin sédimentaire côtier sont des sols de cordons sableux littoraux, des sols de plateau et ceux des zones basses (dépression) marécageuse et lagunaires. D'après Alassane (2018), il s'agit plus précisément :

- des sols ferrallitiques faiblement désaturés, appauvris, sur sédiment meuble argilo-sableux du Continental terminal, ces sols sont communément appelés « Terre de barre » et occupent tous les plateaux sud du bassin sédimentaire côtier ;
- des sols ferrallitiques faiblement désaturés, appauvris, hydromorphes, sur sédiment argileux du Continental Terminal, ce sont des sols beiges, qui occupent des zones mal drainées (dépressions, cuvettes) ;
- des sols hydromorphes, moyennement organiques, humiques à gley, non ou peu salés indifférenciés, sur matériau alluvial lagunaire, ce sont des sols extrêmement hétérogènes ;
- des sols hydromorphes, minéraux, à pseudo-gley, à taches et concrétions, sur sable et sable sur argile ;
- des sols hydromorphes, moyennement organiques, humiques à gley, non salés, sur alluvions argileuses ;

1.7. Végétation

Les plateaux du sud-Bénin sont recouverts dans l'ensemble par une savane arborée, avec une mosaïque de culture et jachère sur Terre de barre (Alassasne, 2018). Actuellement, la végétation est caractérisée par des peuplements plus ou moins denses de palmiers à huile et de forêts reliques (ou forêts fétiches), que l'on retrouve sur les plateaux à l'état naturel, ou en plantations industrielles. On y retrouve également des forêts sacrées et des plantations de champs de manioc, de maïs.

1.8. Climat

Le bassin sédimentaire côtier se situe dans la région subéquatoriale caractérisée ici par deux saisons des pluies (une saison des pluies principale : de mi-mars à mi-août et une saison des pluies courte : de mi-septembre à novembre) et deux saisons sèches (une saison sèche courte : de mi-août à mi-septembre et une saison sèche principale : de décembre à mi-mars) (Kpégli et al, 2018). L'harmattan, vent chaud et sec en provenance du Sahara, souffle sur toute l'étendue du territoire Béninois pendant la saison sèche.

1.8.1. Précipitations

Le régime des précipitations est bimodal. Il est caractérisé par deux saisons des pluies : la première de mi-mars à mi-août est la plus longue avec un pic de 289,74 mm en juin ; la deuxième, de mi-septembre à novembre correspond à la saison des pluies la plus courte avec un pic de 144,78 mm en octobre (Figure 8).

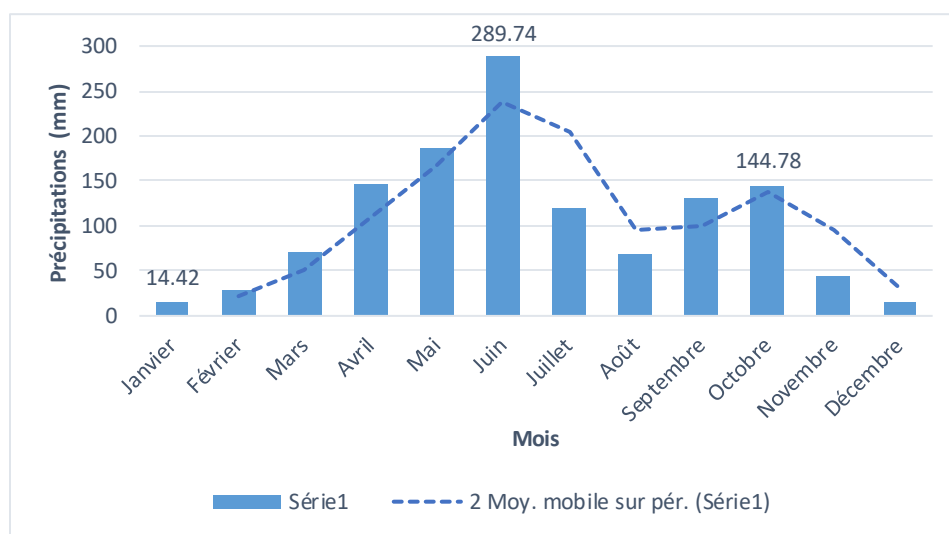


Figure 8 : Précipitations moyennes mensuelles de 1987 à 2018

1.8.2. Températures

La figure 9 ci-dessous montre que la température moyenne mensuelle fluctue au cours de l'année. Cette fluctuation connaît un maximum de $28,81^{\circ}\text{C}$ en mars (mois le plus chaud) et un minimum de $25,38^{\circ}\text{C}$ dans le mois d'août qui est le mois le plus froid de l'année.

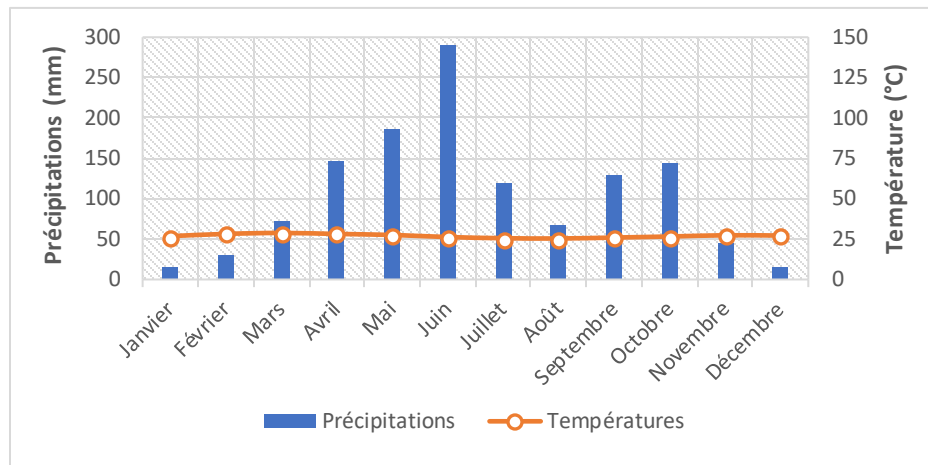


Figure 9 : Diagramme ombrothermique de la station de IITA (1987-2018)

1.8.3. Evaporation

La fluctuation de l'évaporation au cours de l'année suit à peu près la même tendance que celle de la température. Ici on note une demande évaporatoire élevée en mars avec un cumul mensuel de 160,68 mm, et en juillet la demande la plus faible avec un cumul de 98,07 mm (Figure 10).

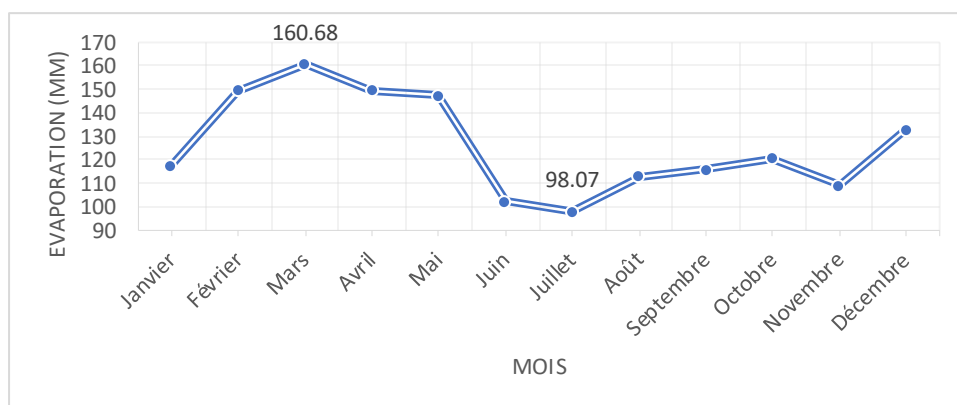


Figure 10 : Evaporations mensuelles à la station synoptique de IITA (1987-2018)

CHAPITRE 2 : DONNEES, MATERIELS ET METHODES

CHAPITRE 2 : DONNEES, MATERIELS ET METHODES

2.1. Données

2.1.1. Données climatiques

Les données climatiques regroupent les données journalières de précipitations, de températures, et d'évaporations de la période allant de 1987 à 2018. Elles ont été fournies par l'Agence Nationale de la Météorologie du Bénin et proviennent de deux différentes stations qui ont été choisies en fonction de leurs positions géographiques. Il s'agit des stations de IITA et de Porto-Novo (Figure 11).

2.1.2. Données piézométriques

Les données piézométriques utilisées dans le cadre de cette étude, proviennent d'un réseau de piézomètres qui a été mis en place dans les années 1990 au niveau des formations sédimentaires du sud du Bénin, par l'Université d'Abomey Calavi et la Société Nationale des Eaux du Bénin (SONEB). Plus récemment, un réseau national de sites de surveillance des eaux souterraines a été établi par la Direction Générale de l'Eau (DG-Eau) du Ministère de l'Eau et des Mines. Pour évaluer l'impact du réchauffement climatique sur la recharge des eaux souterraines dans la zone d'étude, nous avons sélectionnés quatre (04) piézomètres (Figure 11) avec les plus longues durées d'enregistrements disponibles et présentant moins de lacunes (Tableau 1).

Tableau 1 : Caractéristiques des données piézométriques

STATION PLUVIOMETRIQUE	PIEZOMETRE	DUREE D'ENREGI- STREMEN T	DISTANCE STATION- PIEZO (Km)	LACUNE
IITA (Abomey- Calavi)	F2PNUD	1994- 2021	6,68	28/03/2013- 21/09/2013
	PU1-1	1992-2021	1,76	28/08/2004- 31/12/2004
Porto-Novo	Adjarra	2009-2016	4,98	22/07/2013- 16/06/2014
	Misséréte	2009-2015	8,94	29/03/2013- 20/09/2013

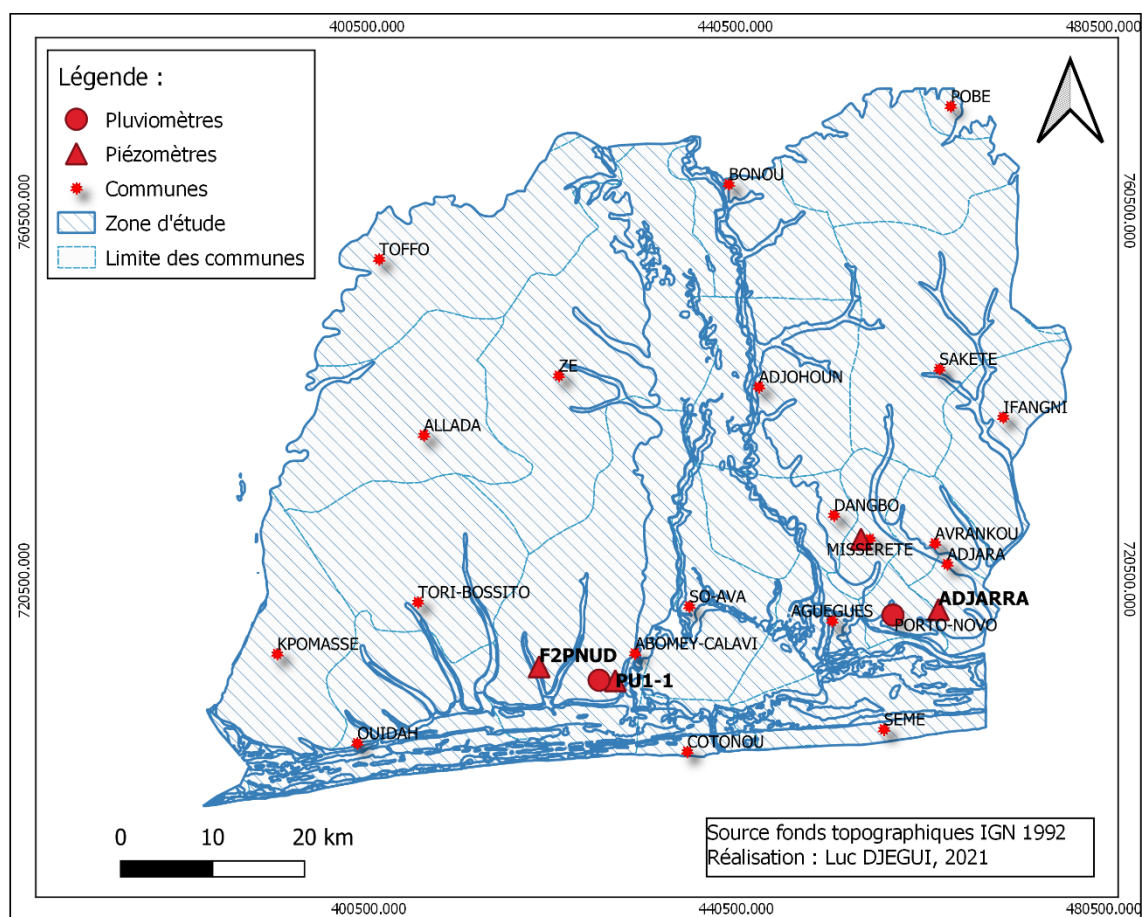


Figure 11 : Localisation des piézomètres et stations météorologiques

2.2. Matériels

Après avoir effectué une synthèse bibliographique et collecté les données nécessaires à la réalisation de l'étude nous les avons traités en utilisant les logiciels suivants :

- Microsoft Office Excel et Python pour l'organisation et le traitement des données ;
- Microsoft Office Word pour la rédaction du mémoire ;
- QGIS pour la réalisation des cartes ;

2.3. Méthodes

2.3.1. Etude des variations climatiques de 1987 à 2018

L'étude des variations des paramètres hydroclimatiques a été faite en plusieurs étapes :

- Analyse de l'évolution des précipitations mensuelles depuis 1987 pour déterminer les tendances mensuelles des précipitations ;

- Réalisation et analyse des graphes d'évolution de 1987 à 2018 des différents paramètres hydroclimatiques pour identifier les extrêmes et les années concernées ;

La moyenne de la pluviométrie à Abomey-Calavi sur la période d'étude est 1193,12 mm/an. L'écart type de 248,93 mm. D'après la classification de Achidi et al, 2012b, les années dont la pluviométrie est inférieure à la différence entre la pluviométrie moyenne et l'écart type sont considérées comme sèches (inférieure à 944 mm dans le cas de la présente étude), celles dont la pluviométrie est supérieure à la somme de la pluviométrie moyenne et de l'écart type comme humides (supérieures à 1442 mm/an), et celles comprises entre 944mm et 1442 mm comme normales.

L'analyse des différents graphes pour la détermination des tendances d'évolution des trois (03) paramètres hydroclimatiques (précipitation, température, évapotranspiration) concernés par cette étude est faite grâce au coefficient de détermination linéaire de Pearson noté R^2 .

❖ Coefficient de détermination R^2

Le coefficient de détermination est un indicateur permettant de juger la qualité d'une régression linéaire simple. Il est défini par (Bailly et Carrère, 2015) :

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \quad (1)$$

Avec :

n : le nombre de mesures,

y_i : la valeur de la mesure,

$\hat{y}_i$: la valeur prédite correspondante, et

$\bar{y}$: la moyenne des mesures

2.3.2. Evaluation de la recharge

La recharge a été quantifiée par deux méthodes. La première est la quantification de la recharge par la méthode de fluctuation piézométrique. La deuxième méthode concerne l'utilisation d'un nouveau package (Pastas) du langage de programmation Python, permettant l'analyse des séries chronologiques hydrogéologiques.

2.3.2.1. Quantification de la recharge par la méthode de fluctuation piézométrique

La méthode fluctuation piézométrique stipule que les variations de niveaux piézométriques sont dues essentiellement à la lame d'eau qui parvient de la surface libre de la nappe et que toutes les autres composantes sont négligeables (Brgm, 2015). La recharge est donc calculée à travers la formule ci-après :

$$R = \Delta H * Sy \quad (2)$$

Avec :

ΔH (m) : la variation de charge de niveau piézométrique ;

Sy (sans unités) : la porosité de drainage.

La variation de niveau ΔH , encore appelée amplitude piézométrique représente la différence entre le pic du niveau le plus élevé sur la courbe de niveau piézométrique et le point le plus bas de la courbe. ΔH se détermine graphiquement de la manière suivante :

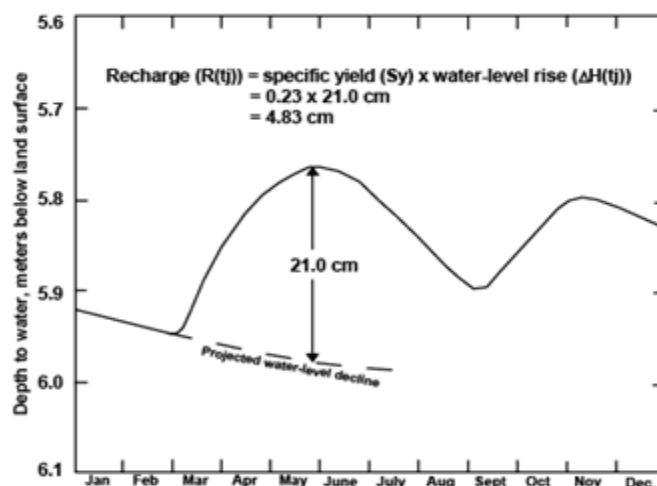


Figure 12 : Détermination de l'amplitude piézométrique

(https://water.usgs.gov/ogw/gwrp/methods/wtf/estimating_graphical.html)

❖ Détermination du rendement spécifique Sy :

Le paramètre ΔH a permis, à partir de la porosité de drainage Sy , d'évaluer la recharge de l'aquifère du Continental Terminal. Ne disposant pas des données nécessaires pour calculer la porosité de drainage, nous avons choisi la valeur de Sy utilisée par Kotchoni et al. (2019) pour le calcul de la recharge à Allansakomey. Cette valeur, de 7,1 %, a été obtenue grâce à la Résonance Magnétique des Protons (RMP) qui est en effet une méthode géophysique applicable dans le domaine des eaux souterraines.

Le principal avantage de la RMP par rapport aux autres méthodes géophysiques (telles que : la tomographie de résistivité électrique) est la mesure directe des signaux générés par l'eau souterraine elle-même. L'un des principaux paramètres de sortie obtenus à partir de l'interprétation des mesures RMP est la variation en profondeur de la teneur en eau. Le rendement spécifique utilisé pour cette étude a été évaluée à l'aide d'une fonction qui prend en compte la relation entre la teneur en eau RMP et la porosité de drainage obtenue par l'analyse de pompage de longue durée (Kotchoni et al. 2019).

❖ Incertitude liée à la méthode de fluctuation piézométrique

Les résultats obtenus par la méthode de fluctuation piézométrique sont bons quand il existe une seule source prédominante comme l'infiltration verticale sur une surface connue. Par contre, ils sont moins bons dans les situations où la zone non saturée présente de multiples sources ou lorsqu'une inégalité d'épaisseur existe dans cette zone. L'eau qui s'infiltre au niveau des zones plus épaisses met plus de temps à atteindre la nappe que celle qui s'infiltre au fond des dépressions. De ce fait, l'infiltration est surestimée dans les dépressions, et sous-estimée au niveau des points élevés (Ait El Mekki, 2017 ; Tetia, 1990).

2.3.2.2. Evaluation de la recharge à l'aide du package pastas

Au cours des dernières décennies, l'analyse des séries chronologiques est devenue une méthode acceptée et fréquemment appliquée dans le domaine de l'hydrogéologie (Collenteur et al. 2019). Une sous-discipline de l'analyse des séries chronologiques est la modélisation du bruit de la fonction de transfert ou *transfer function noise* (TFN), dont le but est d'expliquer une série chronologique par une ou plusieurs autres séries chronologiques.

Les modèles TFN peuvent être utilisés, par exemple, pour décomposer les chroniques piézométriques mesurées dans un puits, en contributions de différentes contraintes hydrologiques (précipitation, évaporation, ruissellement de surface, pompage d'eau souterraine), qui provoquent des fluctuations piézométriques.

L'une des applications des modèles TFN est donc l'évaluation de l'influence des pompages d'eau souterraine, et celle de la variation des débits des cours d'eau sur un système aquifère. Nous pouvons aussi citer d'autres applications telles que : la détection des tendances d'évolution (hausse, baisse), l'amélioration de la qualité des données en identifiant les valeurs aberrantes, et enfin, la prévision piézométrique.

Pastas est un nouveau package Python qui effectue la modélisation TFN. Il permet de générer et d'analyser des modèles de niveaux piézométriques au moyen de scripts. Les scripts sont utilisés pour importer les données, construire le modèle, optimiser les paramètres et faire le post-traitement des résultats (Collenteur et al. 2019). L'utilisation de scripts permet d'assurer la reproductibilité du travail effectué, mais aussi de fournir un rapport transparent de l'ensemble du processus de modélisation (Bakker 2014 ; Fienen et Bakker 2016 ; Hutton et al. 2016 ; Collenteur et al. 2019).

Pastas a été utilisé par Collenteur et al. (2019) pour étudier comment les précipitations et l'évaporation peuvent expliquer les charges mesurées dans un piézomètre, mais aussi pour estimer l'ampleur du rabattement causé par un champs de captage sur des puits.

L'intérêt de l'utilisation de Pastas dans la présente étude, est notamment pour la simulation les niveaux piézométriques (dont la base de données présente des lacunes), la simulation de la recharge au niveau de tous les piézomètres, et l'analyse des tendances (hausse, baisse). La figure 13 représente des exemples de résultats obtenus à partir de Pastas.

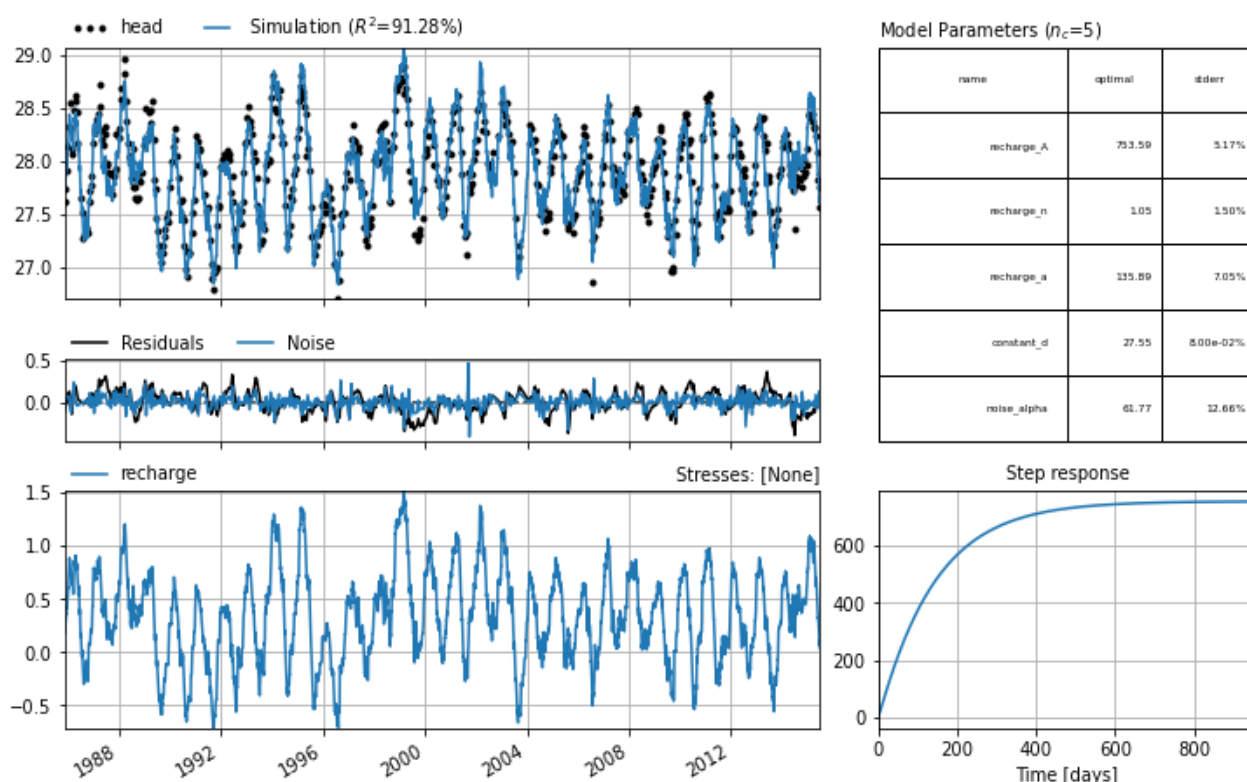


Figure 13 : Modèle de niveaux piézométriques (*head*) et simulation de la recharge (https://pastas.readthedocs.io/en/latest/examples/001_basic_model.ipynb.html)

Un modèle Pastas peut-être construit en sept étapes simples (Collenteur et al. 2019) :

- importer le package Pastas,
- lire la série temporelle,
- créer un modèle,
- spécifier les contraintes et les types de fonctions de réponse,
- estimer les paramètres du modèle,
- visualiser la sortie et
- analyser les résultats.

Ces sept étapes, y compris le code Python correspondant, sont appliquées pour étudier comment les précipitations et l'évaporation de référence peuvent expliquer les charges mesurées dans un puits d'observation. La formule utilisée par le modèle pour simuler la recharge est la suivante :

$$R(t) = P(t) - fEr(t) \quad (3)$$

Où f un paramètre,

$R(t)$ la recharge nette, et

$Er(t)$ l'évaporation de référence.

Les précipitations et l'évaporation à elles seules ne suffisant pas dans bien des cas pour une bonne simulation de la recharge (cas où le ruissellement de surface n'est pas négligeable par exemple), plusieurs contraintes peuvent être appliquées au modèle pour y arriver. Il s'agit notamment de la contrainte de tendance (Trend) de la série chronologique, la contrainte de pompage dans les puits à proximités, ou encore la contrainte de l'écoulement de surface (débits des cours d'eau).

Pastas est un logiciel libre et gratuit disponible à l'adresse <http://github.com/pastas/pastas>. La documentation sur le logiciel est fournie à l'adresse <http://pastas.readthedocs.io/>.

2.3.3. Impact de la tendance des paramètres hydroclimatiques sur la tendance de la recharge des eaux souterraines dans la zone d'étude

Pour déterminer l'impact de la variation des paramètres hydroclimatiques sur la recharge des eaux souterraines les graphes d'évolution de la recharge et des différents paramètres ont été

conjointement réalisés et analysés. Aussi le coefficient de corrélation entre la recharge et les différents paramètres a été calculé.

Il existe plusieurs méthodes pour calculer l'évapotranspiration potentielle (ETP) au niveau d'un bassin versant dont celles de Penman, de Thornthwaite, de Turc, etc. Pour notre travail, compte tenu des données climatiques disponibles, nous avons utilisé la méthode de Thornthwaite. Cette méthode permet de calculer l'ETP moyenne pour chaque mois à partir de la température moyenne mensuelle grâce à la formule ci-dessous :

$$ETP = 16 \left(\frac{10T}{I} \right)^a F \quad (4)$$

$$I = \sum_{j=1}^{12} i \quad (5)$$

$$i_j = \left(\frac{T}{5} \right)^{1,514} \quad (6)$$

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

Avec :

T : température moyenne mensuelle en °C ;

I : indice thermique annuel ;

i : indice thermique mensuel ;

F : coefficient correcteur, fonction de la latitude et du mois

CHAPITRE 3 : RESULTATS ET DISCUSSION

CHAPITRE 3 : RESULTATS ET DISCUSSION

3.1. Tendence d'évolution des paramètres hydroclimatiques

3.1.1. Tendances de la pluviométrie et occurrence des extrêmes :

La figure 14 présente l'évolution du cumul des pluies annuelles de 1987 à 2018. La droite de tendance en pointillés sur cette figure a une allure croissante avec une pente de +4,29mm/an, ce qui met en évidence une augmentation des précipitations à Abomey-Calavi au cours des trois (03) dernières décennies.

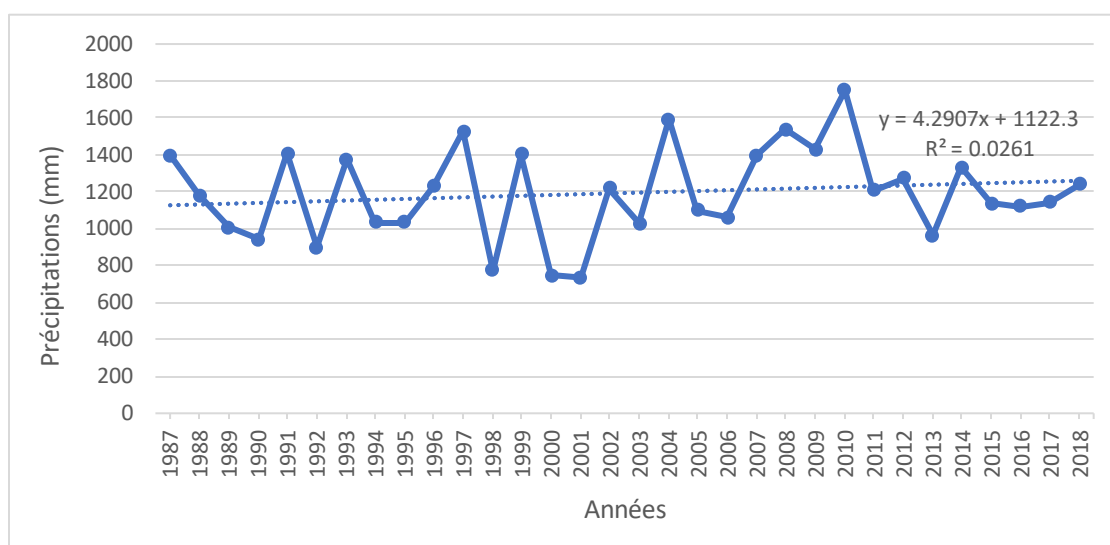


Figure 14 : Tendence à la hausse des pluies

Il est aussi remarquable de constater que les années sèches, normales et humides se sont succédées avec une prédominance d'années normales. On dénombre six (05) années sèches (pluviométrie inférieure à 944mm/an) dont trois d'occurrence trentennale (1998, 2000, 2001), et deux (02) d'occurrence décennale (1990, 1992). Les années humides (pluviométrie supérieure à 1442mm/an) sont au nombre de quatre (04) dont une d'occurrence trentennale (2010) et trois (03) d'occurrence quinquennale (1997, 2004, 2008). Les vingt-trois années restantes sont des années normales (pluviométrie comprise entre 944mm/an et 1442mm/an).

Les années les plus sèches sont : 1998 (775 mm de précipitations), 2000 (744,4 mm), et 2001 (735 mm). Par contre, les années les plus humides sont : 2004 (1591 mm), 2008 (1536 mm) et 2010 (1749 mm). La figure 15 ci-dessous montre les écarts à la moyenne des précipitations sur la période d'étude.

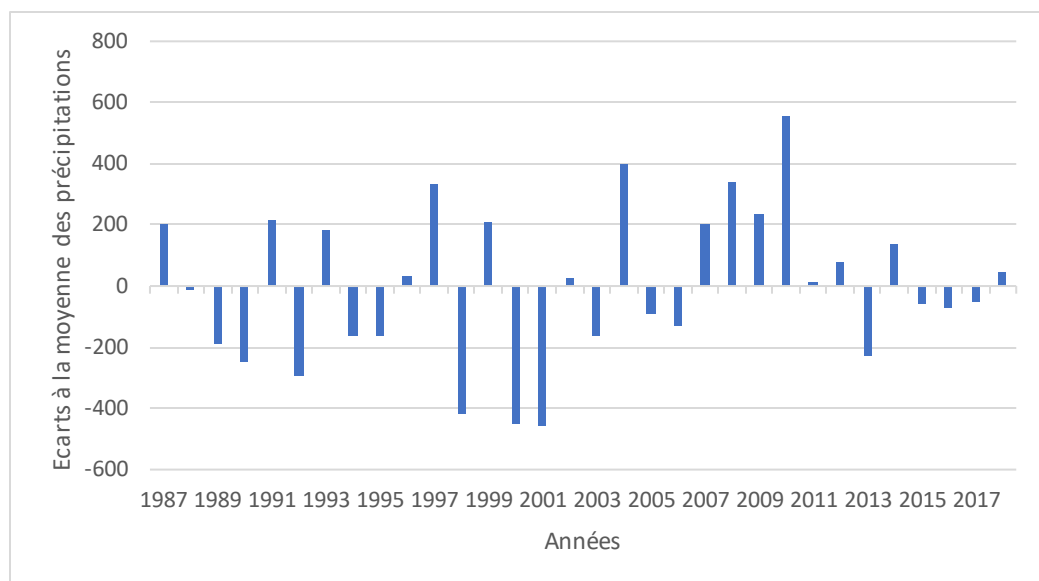


Figure 15 : Ecart à la moyenne des précipitations moyenne sur la période d'étude

3.1.2. Tendances saisonnières des précipitations :

Considérant les précipitations moyennes mensuelles décennales depuis 1987 (Figure 16), on constate une diminution des précipitations en avril pendant la grande saison des pluies, et une augmentation des précipitations en octobre et novembre (petite saison pluvieuse). De 2007 à 2016 (bande grise), on observe une augmentation importante des précipitations pendant les mois de : février (+3,25 mm), mars (+4,54 mm), juin (+35,06 mm), juillet (+11,66 mm), octobre (+6,55 mm) et novembre (+7,78 mm) qui confirme la tendance à la hausse de la pluviométrie.

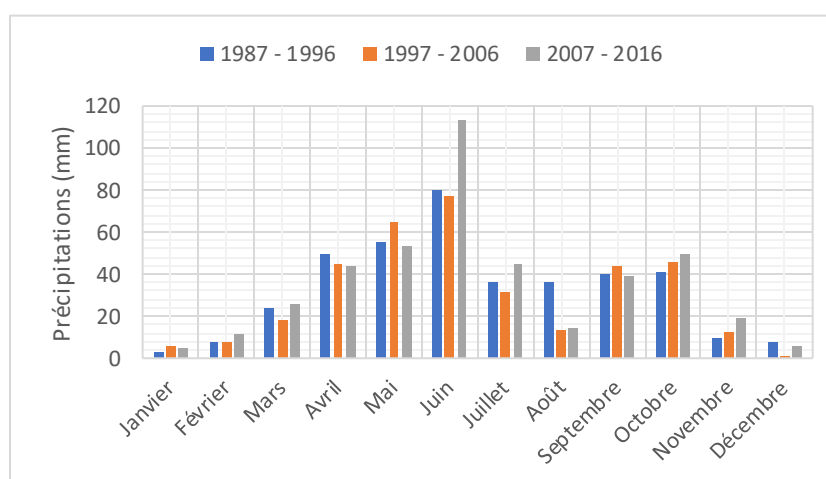


Figure 16 : Variation des précipitations moyennes mensuelles décennales de 1987 et 2016

3.1.3. Tendances des températures moyennes annuelles

De 1987 à 2018, on note une augmentation progressive des températures moyennes annuelles avec une pente de $+0,03^{\circ}\text{C}/\text{an}$ et un pic de $28,07^{\circ}\text{C}$ en 2016 à Abomey-Calavi (Figure 17). La droite de tendance sur le graphe de la figure 17 a une allure croissante avec un coefficient de détermination de 43%.

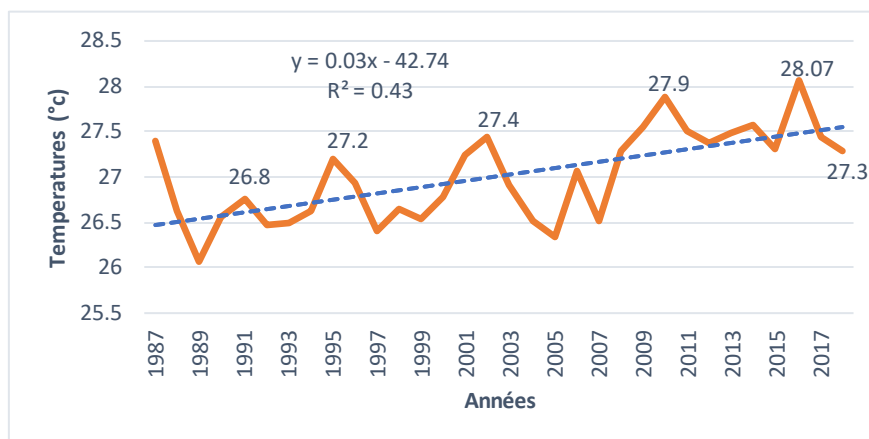


Figure 17 : Tendence à la hausse des températures moyennes annuelles (1987-2018)

3.1.4. Tendances et extrêmes des températures saisonnières

Considérant les moyennes des températures annuelles enregistrées uniquement pendant la plus longue saison sèche au sud du bassin sédimentaire côtier (décembre à mi-mars), on observe une augmentation de $+0,04^{\circ}\text{C}/\text{an}$ sur la période concernée (1987 à 2018) avec un pic de $28,12^{\circ}\text{C}$ en 2010 (Figure 18). L'année 1989 est l'année la moins chaude avec une moyenne de $25,65^{\circ}\text{C}$.

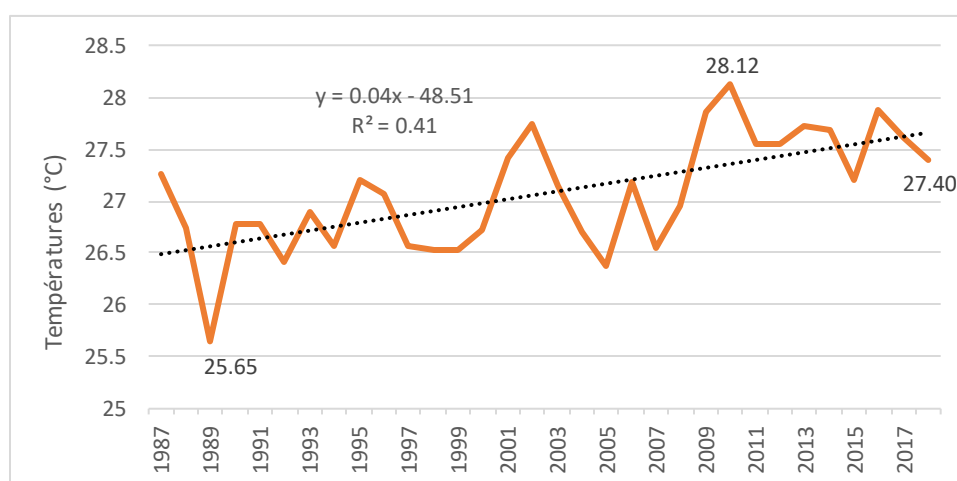


Figure 18 : Tendence à la hausse des températures moyennes annuelles en saison sèche

3.1.5. Tendances des évapotranspirations annuelles

Tout comme la précipitation et la température, l'évapotranspiration a une tendance à hausse dans le temps avec une pente de +5,52mm/an (Figure 19). La droite de tendance des ETP annuelles a une allure croissante avec un coefficient de détermination de 16%. L'année qui a enregistré la plus grande ETP est 2010 (1981 mm). La plus faible ETP annuelle (1371 mm) a été enregistrée en 2005. La moyenne de 1987 à 2018 est 1726 mm.

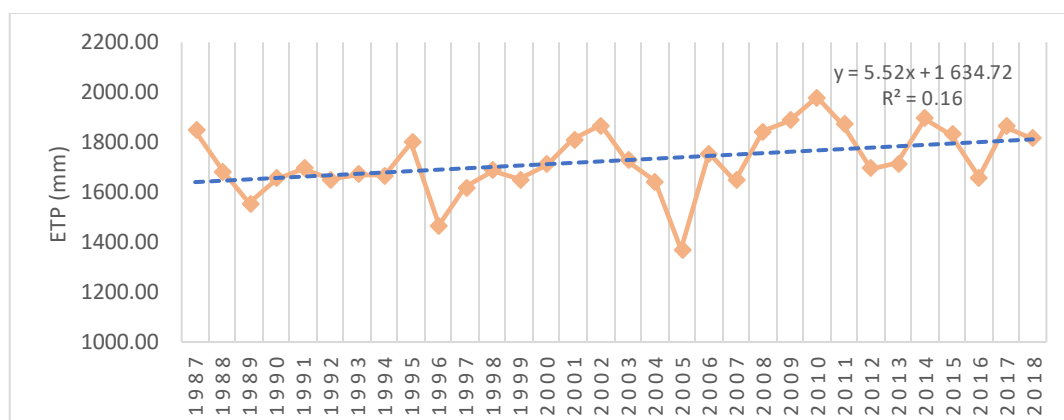


Figure 19 : Tendance à la hausse de l'évapotranspiration annuelle de 1987 à 2018

3.2. Evaluation de la recharge des eaux souterraines

3.2.1. Fluctuation des niveaux statiques au sud des plateaux d'Allada et de Sakété

L'analyse de la variation des niveaux statiques mesurés au sein des quatre (04) piézomètres (Figures 20 à 24) révèle que la principale cause de la fluctuation de ces niveaux est la variation saisonnière des précipitations (alternance entre saison sèche et saison pluvieuse).

3.2.1.1. Variation des niveaux statiques au sud du plateau d'Allada

De 1992 à 2021, la courbe d'évolution des niveaux statiques mesurés dans le piézomètre PU1-1 (Figure 20) localisé au sein de l'Université d'Abomey-Calavi présente une tendance à la hausse, indice d'une augmentation de la recharge de l'aquifère du Mio-Pliocène dans le temps. Notons que les niveaux statiques (NS) fluctuent entre un minimum de 12,13 m (en 1992) et un maximum de 16,92 m (2014), soit une variation de 4,79 m sur une période de 30 ans.

La courbe d'évolution des NS mesurés dans le piézomètre F2PNUD situé à 6,68 km du piézomètre PU1-1 présente une tendance à la baisse (Figure 21). Cela s'explique par la proximité de ce piézomètre du champ de captage intensif de Ouèdo, qui dessert la ville de

Cotonou et ses environs. La valeur la plus faible des NS mesurés de 1994 à 2021 est 13,03 m (2014), tandis que la valeur la plus élevée est 18,58 m (2017), soit une variation de 5,55 m.

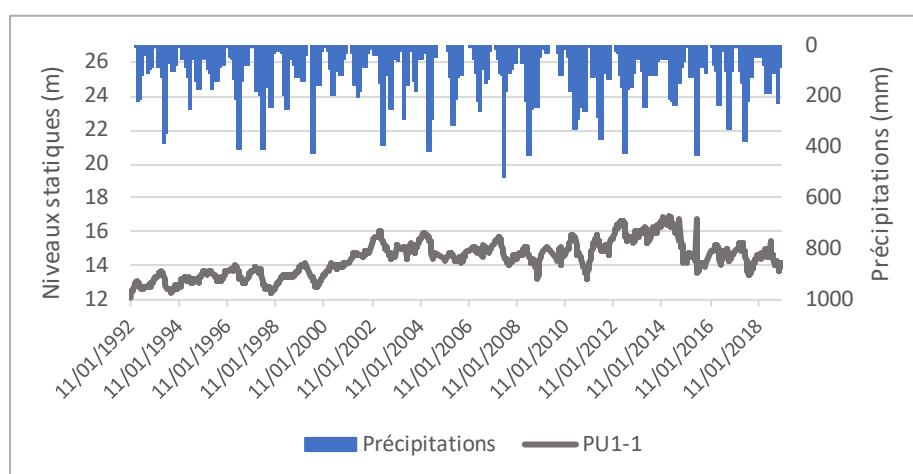


Figure 20 : Précipitations et fluctuations du niveau des eaux souterraines à Abomey-Calavi

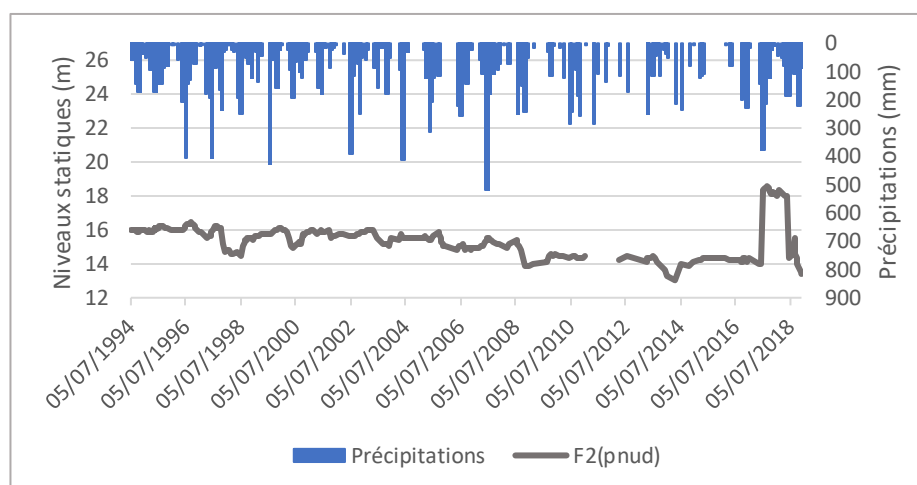


Figure 21 : Précipitations et fluctuations du niveau des eaux souterraines à Abomey-Calavi

3.2.1.2. Variation des niveaux statiques au sud du plateau de Sakété

En ce qui concerne le plateau de Sakété les séries chronologiques de niveaux statiques dont nous disposons sont comprises entre les années 2009 et 2016. A Missérété, la valeur minimum du NS enregistrée est 23,82 m (2011), tandis que la valeur maximum est 26,37 m (2010) (Figure 22). A 11 km environs, au niveau du piézomètre d'Adjarra (situé en bordure du plateau), le NS le plus élevé est 13,23 m (2016) alors que le plus faible est 7,59 m (2010), soit une variation de 5,64 m (Figure 23).

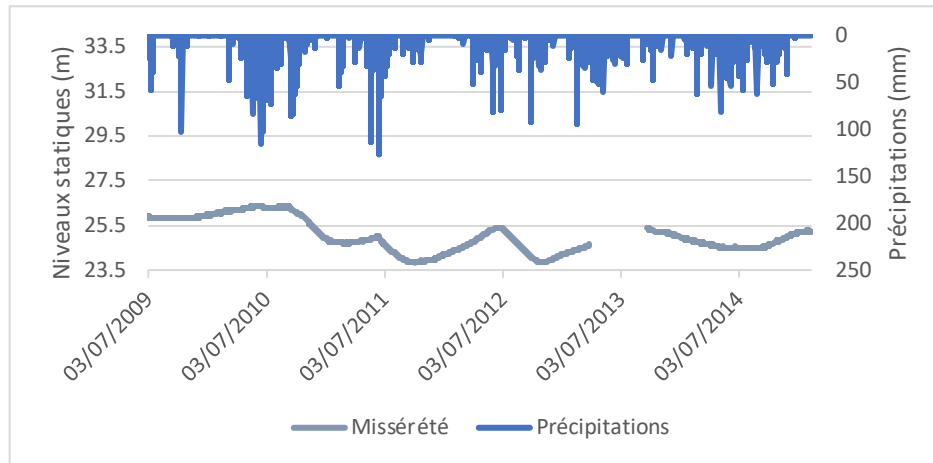


Figure 22 : Précipitations et fluctuations du niveau des eaux souterraines à Missirété

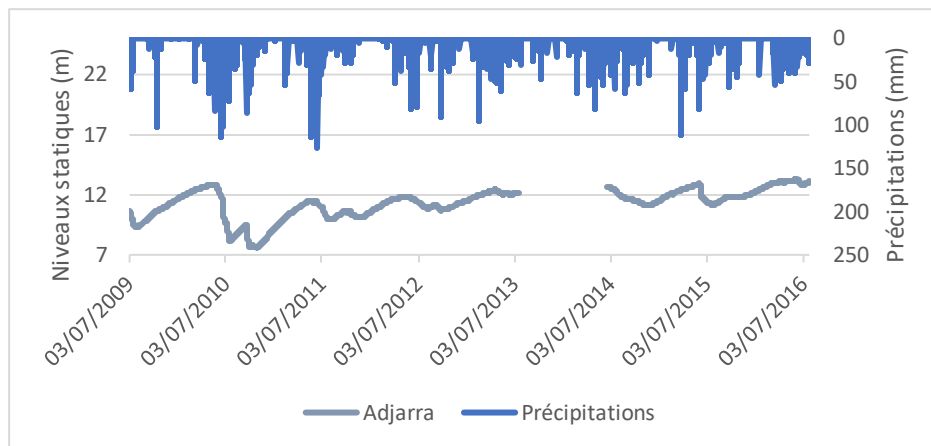


Figure 23 : Précipitations et fluctuations du niveau des eaux souterraines à Adjarra

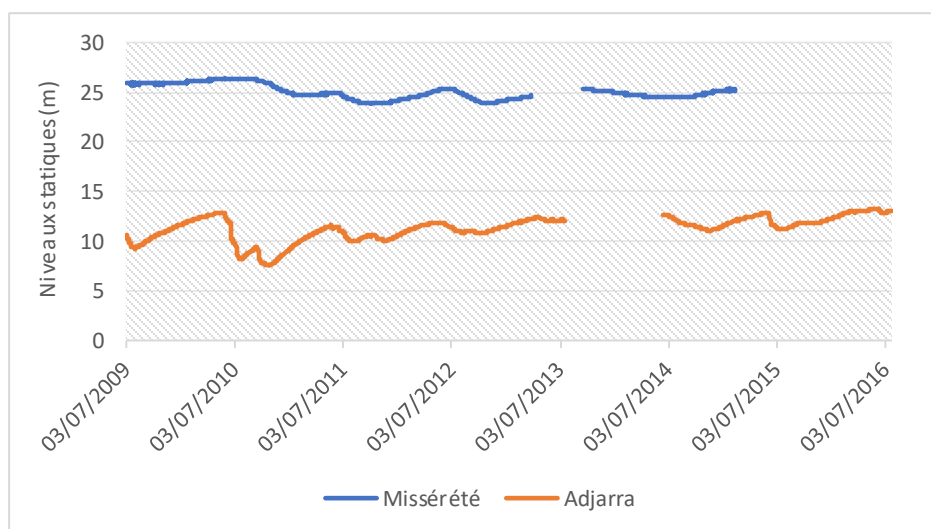


Figure 24 : Fluctuations des niveaux statiques à Adjarra et Missirété

3.2.2. Estimation de la recharge des eaux souterraines de l'aquifère d'âge Mio-Pliocène par la méthode de la fluctuation piézométrique

Au sud du plateau d'Allada la recharge a été estimée pour chaque année de 1992 à 2021 avec les données du piézomètre PU1-1 (Annexe 1). Ces données sont complètes comparativement aux données du piézomètre F2PNUD qui présentent des lacunes mensuelles et annuelles. De plus, le piézomètre PU1-1 est plus proche de la station synoptique de IITA (1,76 km) que le piézomètre F2PNUD (6,68 km), et est plus éloigné du champ de captage de Ouèdo. Les recharges annuelles fluctuent entre un minimum de 46,86 mm (2005) et un maximum de 229,33 mm (2015) (Figure 26). La recharge moyenne annuelle est 101,39 mm. Le graphe de la figure 26 montre que la recharge a une tendance à la hausse dans le temps.

Au sud du plateau de Sakété, les données issues du piézomètre de Adjara ont été utilisées pour le calcul de la recharge (Tableau 2). En effet ce piézomètre a fourni la plus longue série d'enregistrement dont nous disposons au sud de ce plateau (2009 à 2016). La recharge annuelle fluctue entre 63,19 mm (2013) et 372,75 mm (2010) (Figure 25). La moyenne des recharges annuelles est 146,08 mm et la tendance de la recharge est à la baisse de 2009 à 2016

Tableau 2 : Résultats du calcul de la recharge à Adjara (2009-2016)

Années	ΔH (m)	Recharge(m)	Recharge(mm)
2009	2.33	0.16543	165.43
2010	5.25	0.37275	372.75
2011	2.37	0.16827	168.27
2012	1.36	0.09656	96.56
2013	0.89	0.06319	63.19
2014	1.56	0.11076	110.76
2015	1.72	0.12212	122.12
2016	0.98	0.06958	69.58

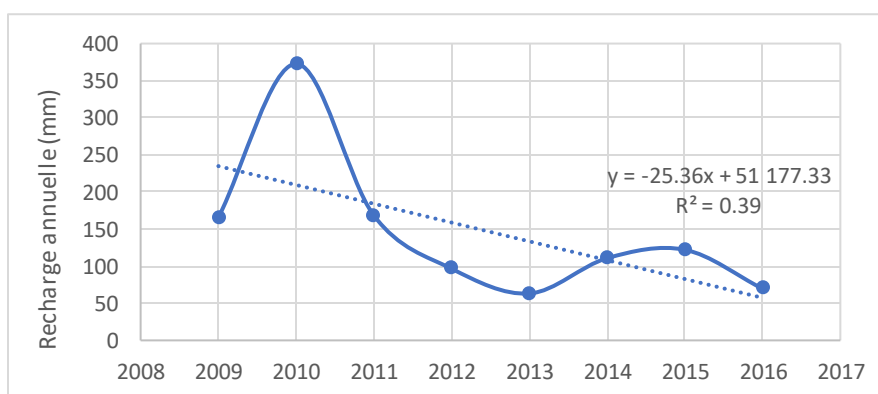


Figure 25 : Variation de la recharge à Adjara (2009-2016)

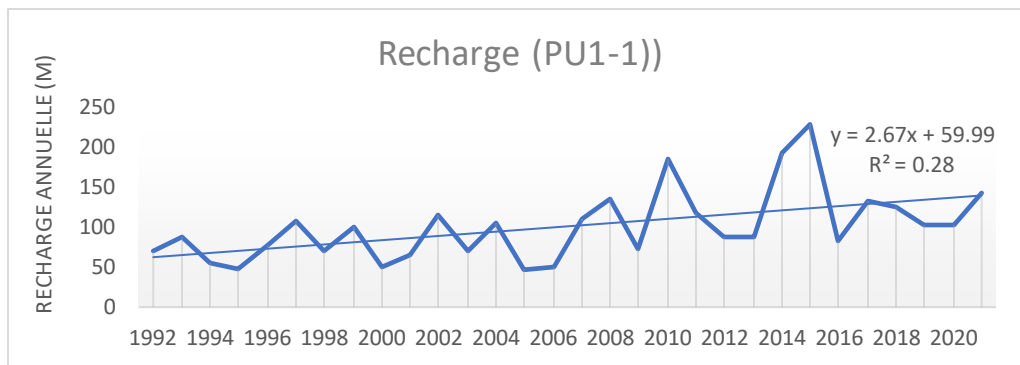


Figure 26 : Variation de la recharge à Abomey-Calavi (1992-2021)

3.2.3. Evaluation de la recharge par Pastas

Le processus de modélisation avec pastas est relativement simple. Les deux premières étapes (importation du package dans Python et lecture de la série de données) nous ont permis de réaliser les graphes de fluctuation du niveau statique pour chacun des piézomètres (Figures 27 et 28). Nous avons ensuite soustrait les niveaux statiques de l'altitude pour obtenir les niveaux piézométriques (Figures 29 et 30). Les résultats obtenus à Allansakomey et Misséréte sont présentés en Annexe (Annexes 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 12, 13).

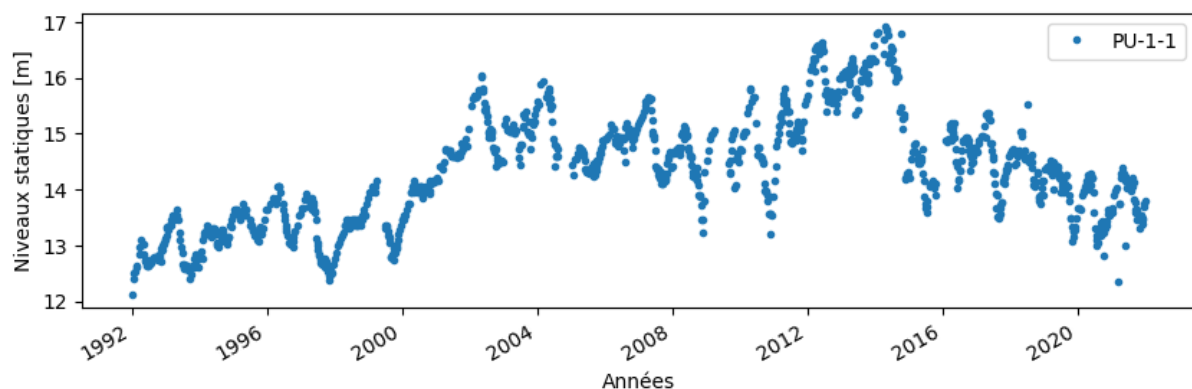


Figure 27 : Evolution du niveau statique à Abomey-Calavi (1992-2021)

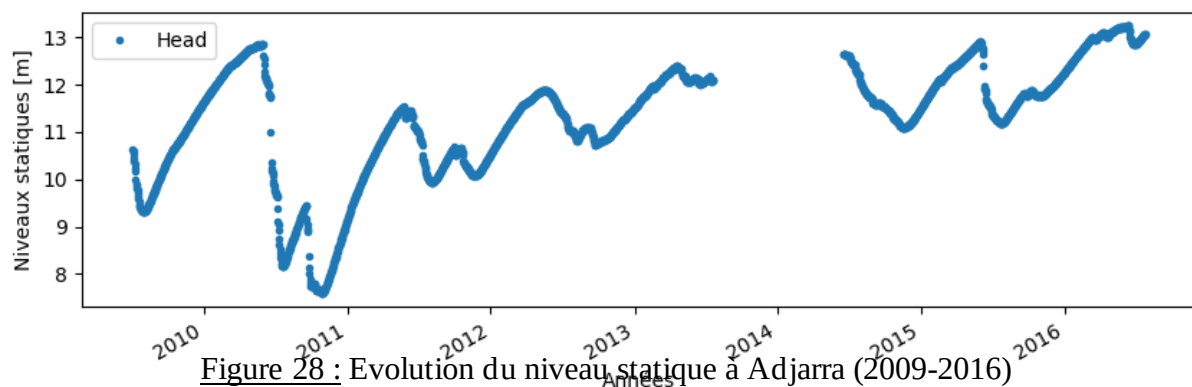


Figure 28 : Evolution du niveau statique à Adjarra (2009-2016)

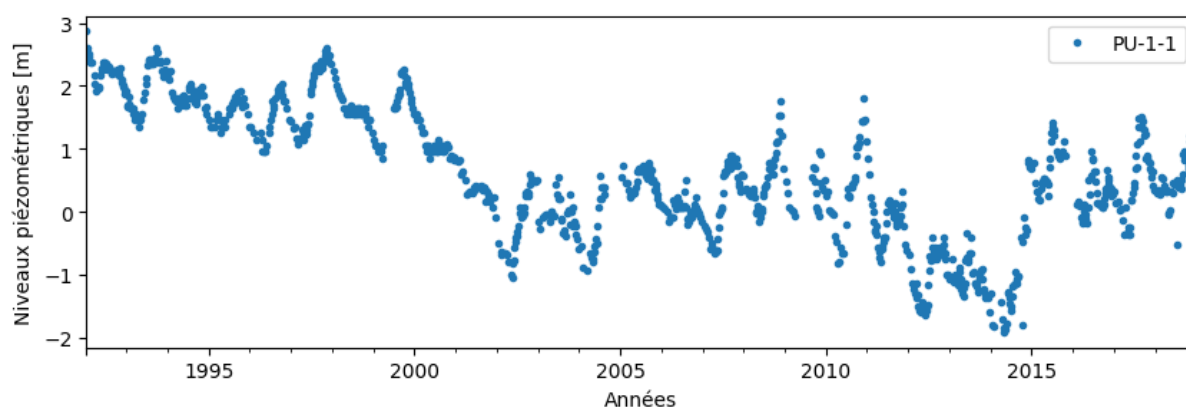


Figure 29 : Evolution du niveau piézométrique à Abomey-Calavi (1992-2021)

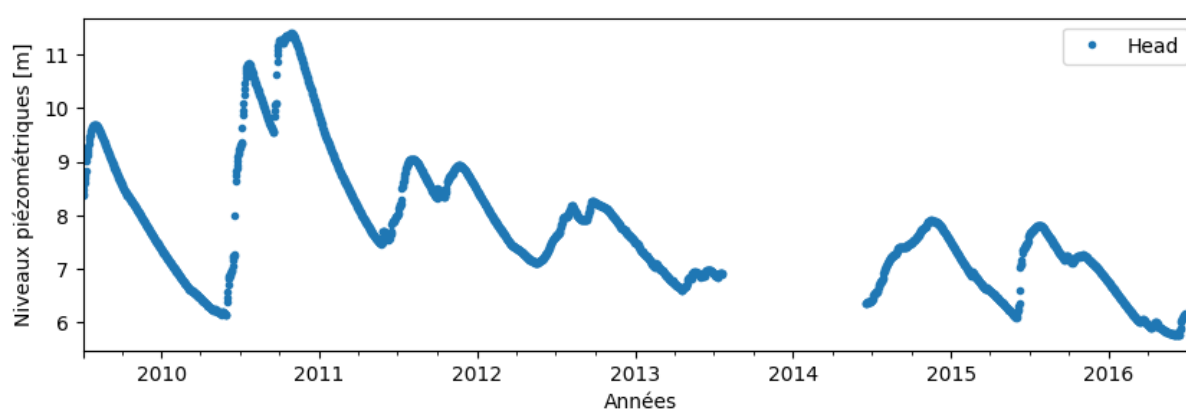


Figure 30 : Evolution du niveau piézométrique à Adjarra (2009-2016)

Pour la création du modèle (troisième étape), un modèle de base a d'abord été défini à partir de la série chronologique de niveaux piézométriques (NP). A ce modèle de base nous avons appliqué la recharge calculée avec l'équation 3 (différence entre la précipitation et l'évaporation) (Figures 31 et 32) comme première contrainte pour simuler les NP. Avec cette seule contrainte, le modèle n'a pas bien simulé les niveaux piézométriques observés. L'ajustement du modèle à la courbe des NP était relativement faible (Figures 33 et 34).

En effet, c'est un résultat qui n'est pas très surprenant. D'après Collenteur et al. (2019), l'approche utilisée pour calculer la recharge nette (différence entre la précipitation et l'évaporation) fonctionne bien pour les niveaux d'eau souterraine peu profonds dans les climats tempérés avec un ruissellement négligeable. Ce qui n'est pas le cas pour notre zone d'étude située en zone tropicale avec un ruissellement non négligeable.

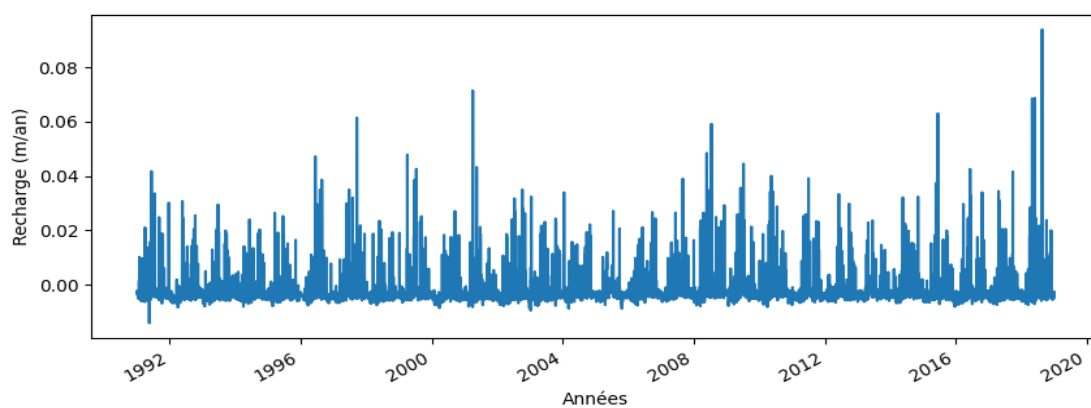


Figure 31 : Recharge nette (PU1-1, 1992-2018)

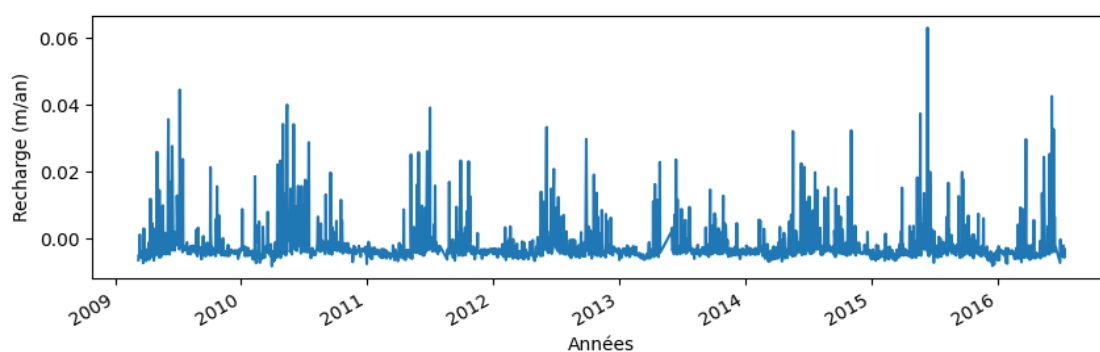


Figure 32 : Recharge nette (Adjarra, 2009-2016)

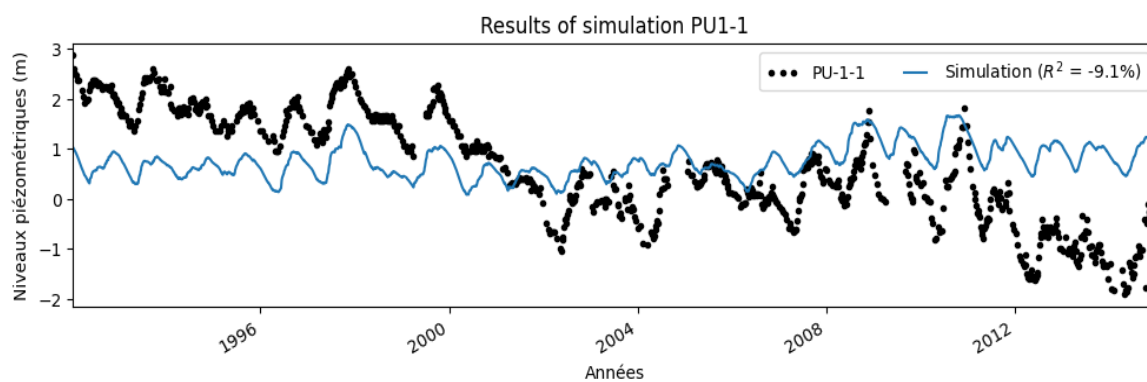


Figure 33 : Modélisation du NP (PU1-1, 1992-2015)

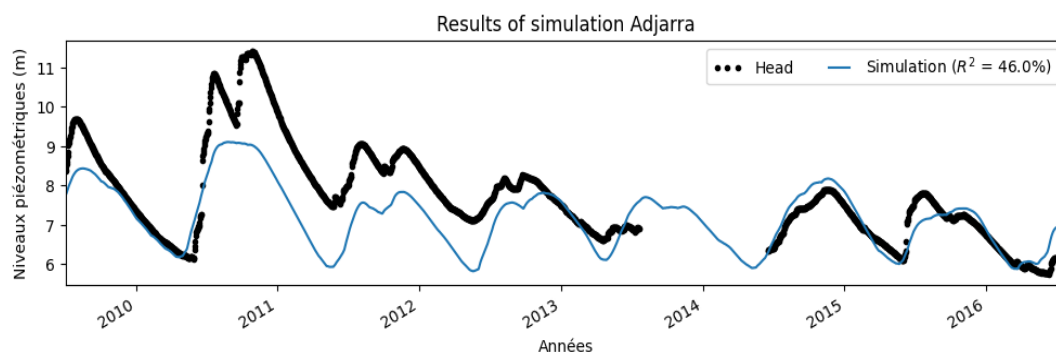


Figure 34 : Modélisation du NP (Adjarra, 2009-2016)

Pour obtenir un meilleur ajustement du modèle à la régression (courbe des niveaux piézométriques), la contrainte de tendance a été appliquée au modèle. Cette contrainte fonctionne bien pour les séries chronologiques de NP ou des tendances d'évolution (hausse et/ou baisse) sont remarquables. L'application de la contrainte de tendance (trend) a nettement amélioré les résultats précédents et a permis au modèle de simuler la recharge (Figures 35 et 36). La contrainte du ruissellement de surface (débits de l'Ouémé enregistrés à la station de Bonou) n'a pas significativement amélioré le modèle. Les rapports et statistiques de la modélisation sont présentés en annexe (Annexes 10, 11, 12, 13).

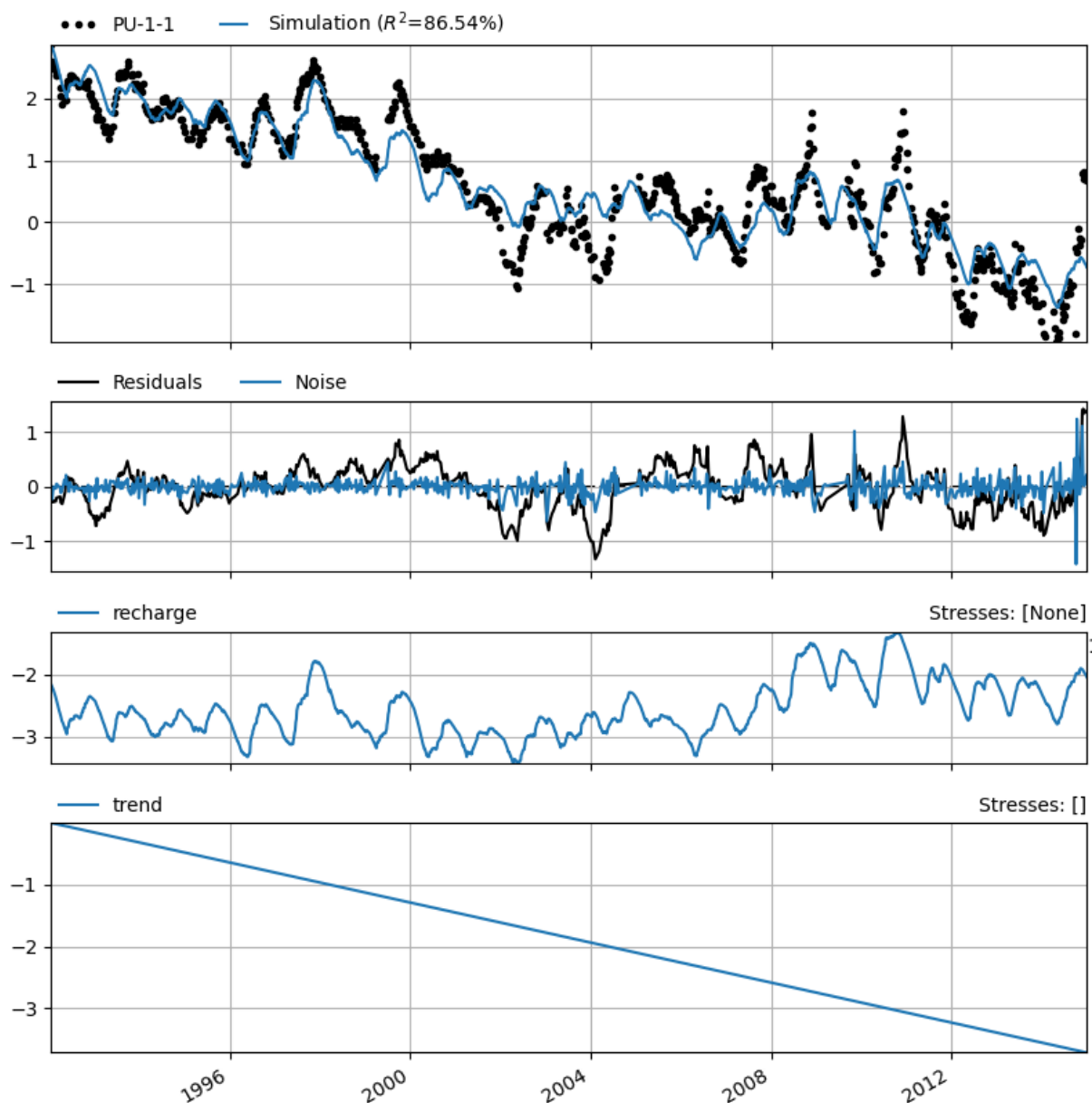


Figure 35 : Simulation des NP et de la recharge à Abomey-Calavi (1992-2015)

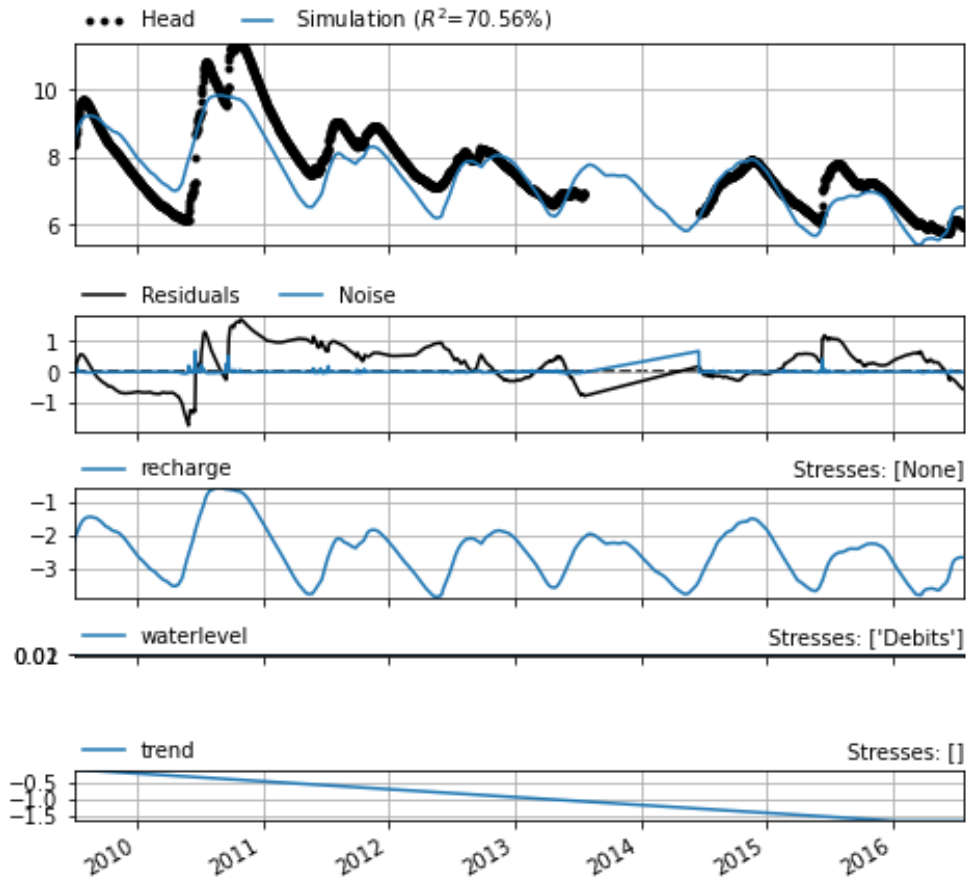


Figure 36 : Simulation des NP et de la recharge à Adjarra (2009-2016)

Le modèle a mieux simulé la recharge au sud du plateau d'Allada ($R^2 = 87\%$ à Abomey-Calavi et 79% à Allansakomey) qu'au sud plateau de Sakété ($R^2 = 71\%$ à Adjarra et 57% à Missérété). Cette différence de performance est dû à l'utilisation des données d'évaporation de la station de IITA (seule station synoptique dans la zone d'étude) pour la simulation au niveau de chaque piézomètre. Le piézomètre PU1-1 étant le plus proche de la station synoptique, ses résultats de simulation sont meilleurs que ceux des autres piézomètres. Les variabilités climatiques et piézométriques au sud des deux plateaux, de même que les périodes considérées expliquent aussi la différence de performance.

Les tendances d'évolution de la recharge simulée avec Pastas et celle calculée par la méthode de fluctuation piézométrique sont similaires. La recharge s'accroît au sud du plateau d'Allada au cours des dernières décennies, alors qu'elle a une tendance à la baisse au sud du plateau de Sakété entre 2009 et 2016.

3.3. Corrélation entre la variation des paramètres hydroclimatiques et la recharge

3.3.1. Impact des précipitations sur la recharge

Plusieurs études ont mis en évidence une relation entre la pluie et la recharge (par exemple Kotchoni et al., 2019, Achidi et al., 2012b). Il s'agit en effet d'une relation très étroite entre les deux paramètres car la pluie est le facteur principal de la recharge des aquifères.

De 1992 à 2011 excepté 1995, 2001, et 2006, une hausse de la pluie annuelle sur le plateau d'Allada entraîne une augmentation de la recharge annuelle. Une baisse de la pluie annuelle entraîne de manière analogue une diminution de la recharge annuelle (Figure 37). Le même phénomène s'observe sur le plateau de Sakété à l'exception des années 2013, 2015 et 2016 (Figure 38). Pour la gamme de données qui met en évidence ce phénomène, le coefficient de corrélation entre la pluie annuelle et la recharge annuelle est élevé (83% sur le plateau d'Allada, et 75% sur le plateau de Sakété) (Figure 39 et 40).

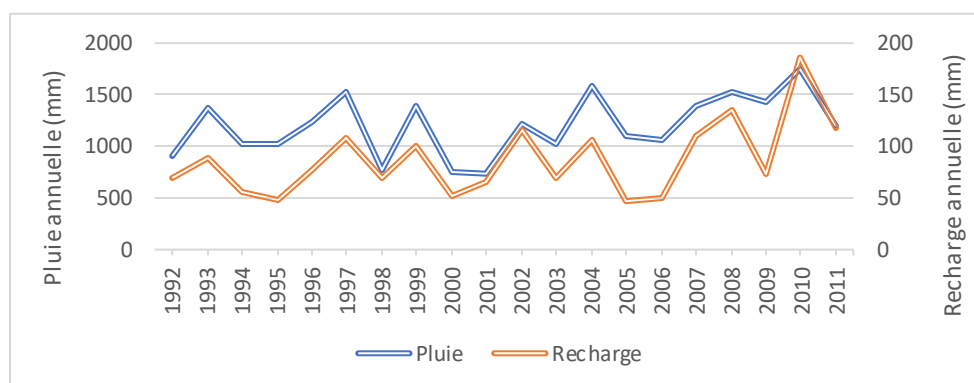


Figure 37 : Fluctuations de la pluie et de la recharge sur le plateau d'Allada

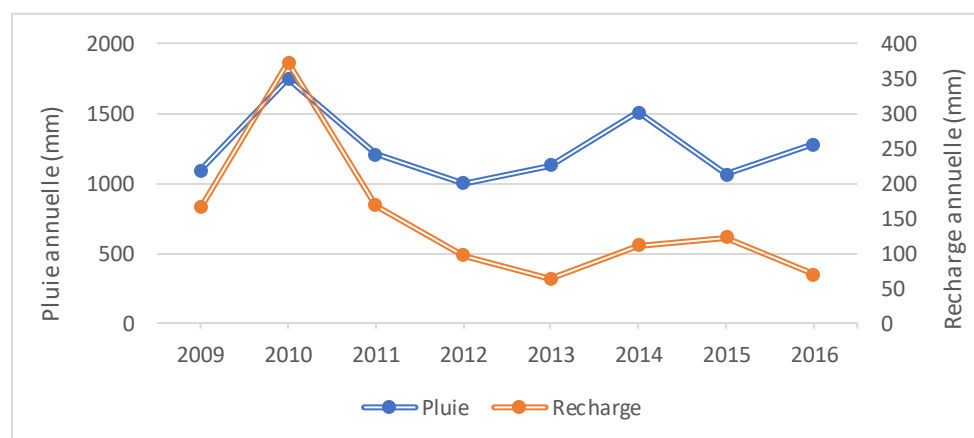


Figure 38 : Fluctuations de la pluie et de la recharge sur le plateau de Sakété

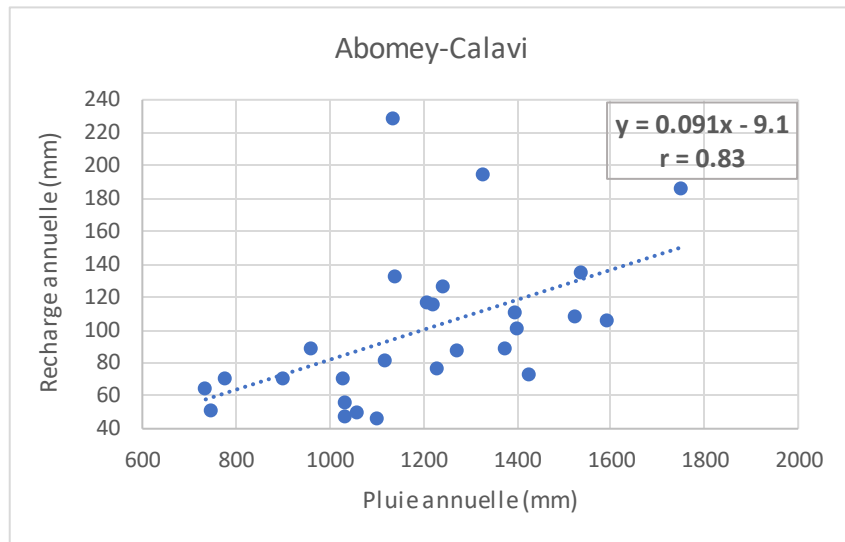


Figure 39 : Corrélation pluie annuelle – recharge annuelle à Abomey-Calavi

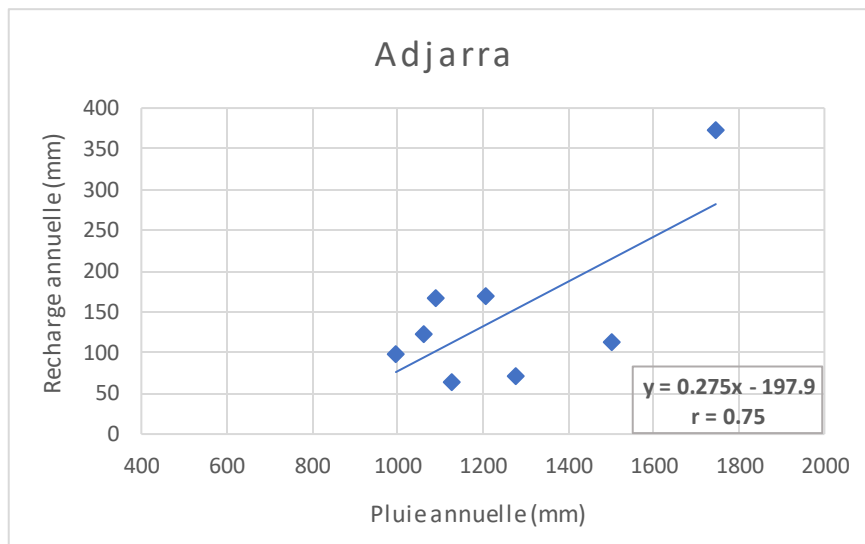


Figure 40 : Corrélation pluie annuelle – recharge à Adjarra

Par ailleurs, les pics de la pluviométrie ont un impact direct sur la recharge annuelle. Les années les plus sèches (1998, 2000, 2001) correspondent aux faibles valeurs de recharge annuelle tandis que les années les plus humides (2004, 2008, 2010) correspondent aux valeurs élevées de recharge (Tableau 3 et 4).

Tableau 3 : Impact des années sèches et humides sur la recharge au sud du plateau d’Allada

Années	Pluie annuelle (mm)	Recharge annuelle (mm)	Amplitude piézométrique ΔH (m)
1997	1524.6	108.63	1.53
1998	775	70.29	0.99
1999	1400	100.82	1.42
2000	744.4	51.12	0.72
2001	735.19	65.32	0.92
2002	1220.09	116.44	1.64
2003	1029.58	70.29	0.99
2004	1591.3	106.5	1.5
2005	1099.1	46.86	0.66
2006	1060.3	50.41	0.71
2007	1395	110.76	1.56
2008	1535.8	135.61	1.91
2009	1426.75	73.13	1.03
2010	1749.1	186.02	2.62
2011	1206.8	117.15	1.65

Tableau 4 : Impact des années sèches et humides sur la recharge au sud du plateau de Sakété

Années	Pluie annuelle (mm)	Recharge annuelle (mm)	Amplitude piézométrique ΔH (m)
2009	1090	165.43	2.33
2010	1745.6	372.75	5.25
2011	1206	168.27	2.37
2012	996.3	96.56	1.36
2013	1126.1	63.19	0.89
2014	1504.5	110.76	1.56
2015	1063.2	122.12	1.72
2016	1275.7	69.58	0.98

3.3.2. Impact de la température et de l’ETP sur la recharge annuelle

Le graphe de la figure 41 présente la fluctuation de la température moyenne annuelle (station de IITA) et celle de la recharge annuelle (PU1-1). L’analyse de ce graphe montre qu’au pas de temps annuel, une hausse de la température favorise une baisse de la recharge, et analogiquement, une baisse de la température est favorable à une hausse de la recharge (1994 à 2000 ; 2015 à 2017). Des particularités s’observent pour les intervalles d’années : 2001 à 2003,

2004 à 2006, et 2010 à 2014. Dans ces intervalles, les fluctuations respectives de la température et de la recharge connaissent des tendances similaires. En 2002 et en 2010 par exemple, malgré la hausse de la température, on observe une augmentation de la recharge. Une explication à ces particularités est l'abondance des précipitations au cours de ces années (1220 mm en 2002 à la suite d'une année sèche, et 1749 mm en 2010), favorisant une hausse de la recharge en dépit de l'augmentation de la température. Le coefficient de corrélation est moyen (41 %) entre la température et la recharge annuelle (Figure 42), mais aussi entre l'évapotranspiration et la recharge annuelle (51 %) (Figure 43).

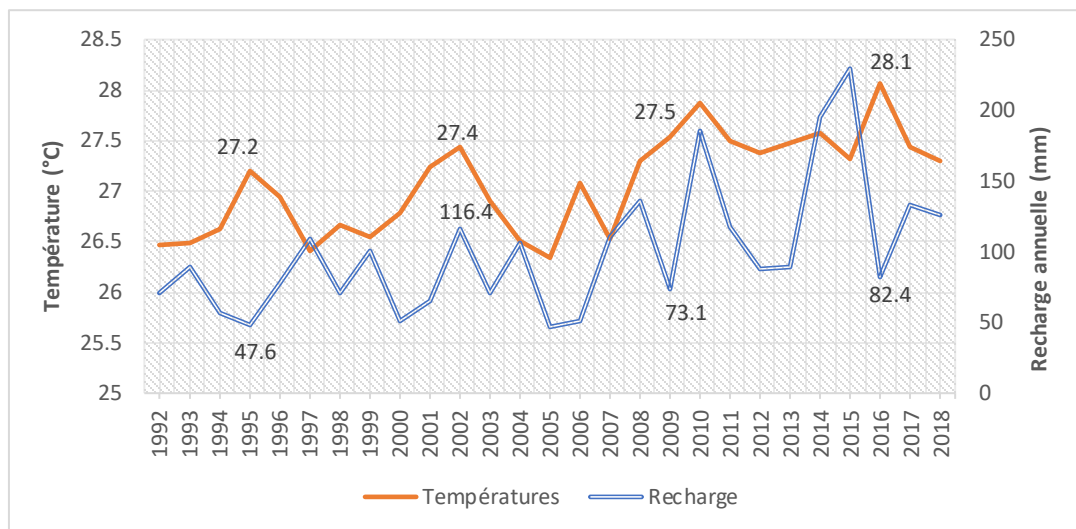


Figure 41 : Fluctuations de la recharge et de la température

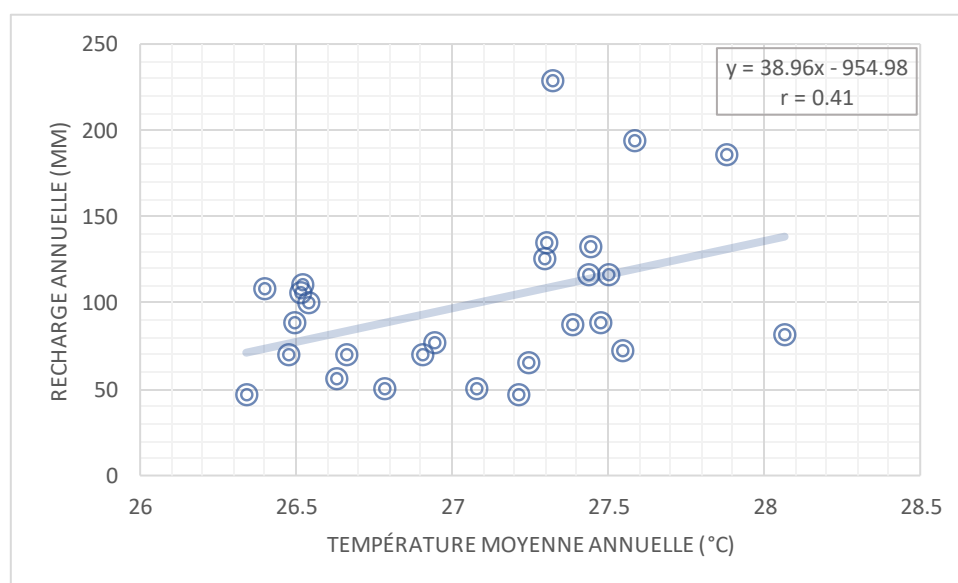


Figure 42 : Corrélation température-recharge au sud du plateau d'Allada

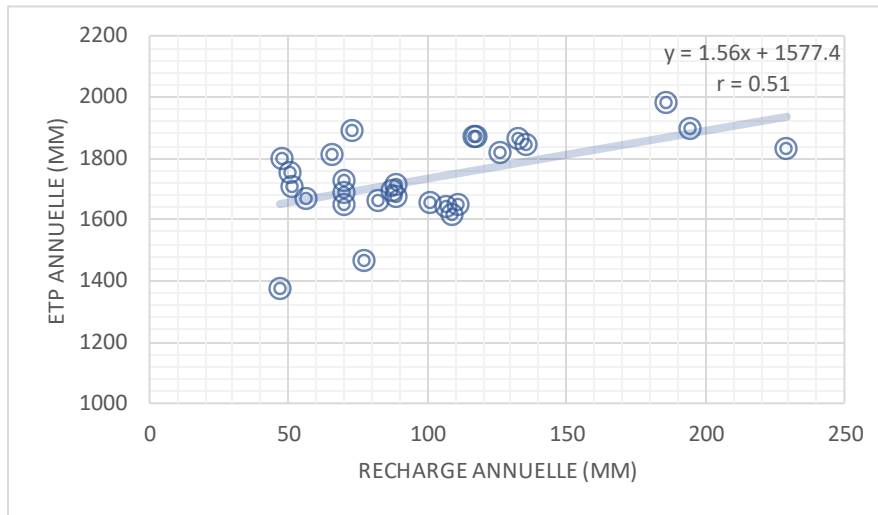


Figure 43 : Corrélation ETP-recharge au sud du plateau d’Allada

3.3.3. Corrélation précipitation-température-ETP-recharge

Le tableau 5 ci-dessous représente la matrice de corrélation entre les précipitations, la température, l’évapotranspiration et la recharge au sud du plateau d’Allada. Il ressort de cette matrice qu’une faible corrélation positive existe entre la température et les précipitations. Cette faible corrélation peut surprendre mais est conforme aux observations de Trenberth et al. (2005) à l’échelle mondiale.

Tableau 5 : Matrice de corrélation entre la pluie, la recharge, la température et l’évapotranspiration

	<i>Pluie annuelle</i>	<i>Recharge annuelle</i>	<i>Température moyenne annuelle</i>	<i>ETP annuelle</i>
<i>Pluie annuelle</i>	1			
<i>Recharge annuelle</i>	0.83	1		
<i>Température moyenne annuelle</i>	0.10	0.41	1	
<i>ETP annuelle</i>	0.18	0.54	0.69	1

3.4. Discussion

- **Tendance d'évolution des paramètres hydroclimatiques**

Les trois (03) hypothèses émises pour cette étude sont vérifiées. Les changements climatiques ont un impact sur la variation des paramètres étudiés (précipitation, température et évapotranspiration) dans le temps. L'impact le plus remarquable est celui sur la température qui ne cesse de croître année après année. L'intensité des précipitations a tendance à augmenter au cours des trois décennies étudiées malgré quelques années sèches enregistrées. La demande évaporatoire a aussi une tendance à la hausse.

- **Evaluation de la recharge**

La tendance d'évolution du niveau statique varie d'un point à un autre au sud des deux plateaux, et elle s'explique par les effets de recharge et de décharge (pompage pour l'approvisionnement en eau potable des populations et sorties naturelles). A Abomey-Calavi, la recharge moyenne calculée par la méthode de fluctuation piézométrique est 101,39 mm/an (1992-2021). Cette valeur est cohérente avec l'intervalle déterminé par Struckmeier et al. (2006) qui fixe la recharge du complexe transfrontalier Benin-Togo-Nigeria auquel appartient le bassin sédimentaire côtier, à des valeurs comprises entre 15 et 150 mm/an. Les travaux réalisés par Totin (2010) à l'échelle du même bassin ont également déterminé des résultats (50 à 104 mm/an) en adéquation avec ceux de la présente étude. Notre estimation de la recharge est cependant inférieure à celle de Kotchoni et al. (2019) (148 mm/an) sur le site de Allansakomey situé à 8,33 km du piézomètre PU1-1. Cette différence de résultats peut s'expliquer par une occupation du sol plus dense sur le site d'Abomey-Calavi limitant certainement l'infiltration contrairement à celle du site d'Allandakomey.

A Adjarra (sud du plateau de Sakété), la recharge moyenne estimée par cette étude (145,88 mm) est à peu près similaire à celle déterminée par Souleymane Issaka (2021) qui est de 151,69 mm pour le même site et la même période (2009-2016).

La modélisation des niveaux piézométriques avec Pastas nous a permis d'observer les fluctuations piézométriques pour les périodes où nous ne disposons pas de données (lacunes dues à une panne des enregistreurs automatiques, ou mesures manuelles non effectuées par les techniciens). Pastas nous a également permis de simuler la recharge au niveau de tous les piézomètres et d'analyser les tendances d'évolution. La tendance de la recharge varie selon le lieu, la période considérée, mais aussi selon l'abondance ou pas des précipitations.

- **Corrélation recharge-paramètres hydroclimatiques**

Des paramètres hydroclimatiques étudiés, la variation de la pluie dans le temps est la plus corrélée avec la variation recharge. Au cours des années très humides, la recharge s'accroît alors qu'elle baisse significativement pendant les années très sèches. La tendance à la hausse de la pluviométrie au sud du plateau d'Allada est responsable de celle de la recharge. Les variations climatiques ont un impact plutôt positif sur la recharge de l'aquifère Mio-Pliocène au sud du plateau d'Allada. Quant au plateau de Sakété, la pluviométrie à Porto-Novo de 2009 à 2016 à une tendance à la baisse, responsable de la tendance baissière de la recharge à Adjarra.

Les variations de la température et donc de l'évapotranspiration affectent aussi la recharge. Les tendances contraires simultanées de la recharge et de la température pour un certain nombre d'années en sont les preuves. Toutefois, l'impact des précipitations sur la recharge est prédominant par rapport à celui de la température. Cette prédominance s'observe au cours d'une année très humide (abondance de pluies), ou lorsqu'une année humide succède à une année sèche qui a occasionné une faible recharge.

Conclusion

Cette étude s'inscrit dans le cadre des conséquences du réchauffement climatique sur la recharge des eaux souterraines de l'aquifère d'âge Mio-Pliocène au sud du Bénin. La zone d'étude se limite aux plateaux d'Allada et de Sakété dont les ressources en eau souterraine sont surexploitées pour l'approvisionnement en eau potable des grandes villes du sud du pays. La recharge de l'aquifère d'âge Mio-Pliocène se fait par l'infiltration des eaux pluviales ou par infiltration des eaux de surface (cours et plans d'eau). Les changements climatiques influencent la variation des paramètres hydroclimatiques, et ces derniers affectent les systèmes hydrologiques et hydrogéologiques. La méthodologie utilisée pour évaluer l'impact des changements climatiques sur la recharge des eaux souterraines dans la zone d'étude a consisté en trois grandes étapes : l'étude des variations des paramètres hydroclimatiques, le calcul puis la simulation de la recharge, et enfin, la corrélation entre la variation des paramètres hydroclimatiques et la recharge. La période considérée va de 1987 à 2018. Il ressort de nos travaux que ces dernières décennies ont connu une augmentation de l'intensité des précipitations (+4,29mm/an). Les températures moyennes annuelles ne cessent d'augmenter (+0.03°C/an de 1987 à 2018), et l'évapotranspiration aussi a une tendance à la hausse (5,52mm/an). La recharge moyenne calculée par la méthode de fluctuation piézométrique est de 101,39 mm/an au sud du plateau d'Allada (1992-2021), et de 146,08 mm/an (2009-2016) au sud du plateau de Sakété. La simulation de la recharge avec le package Pastas de Python nous a permis d'analyser la tendance d'évolution de la recharge dans le temps. Au sud du plateau d'Allada la recharge a une tendance à hausse de 1992 à 2021 tandis qu'elle a une tendance à la baisse de 2009 à 2016 au sud du plateau de Sakété. La tendance de la recharge s'explique par celle des précipitations et la corrélation est très bonne entre les deux paramètres (83% au sud du plateau d'Allada, et 75% au sud du plateau de Sakété). On peut conclure que les changements climatiques ont un impact positif sur la recharge au sud du plateau d'Allada de 1992 à 2021 et un impact négatif sur la recharge au sud du plateau de Sakété de 2009 à 2016. Les variations de la température et de l'évapotranspiration affectent la recharge mais l'impact des précipitations sur la recharge est prédominant dans la zone d'étude où plus de 2 448 804 d'habitants sont approvisionnés en eau potable.

Perspectives :

En dépit de la recharge croissante au fil du temps, l'augmentation de la température, et celle de l'intensité des précipitations sont respectivement les causes de sécheresses accrues et d'inondations récurrentes. Pour limiter les effets néfastes du réchauffement climatique et améliorer les connaissances relatives à l'aquifère d'âge Mio-Pliocène, les perspectives que nous suggérons sont les suivantes :

- Le reboisement en milieu très urbanisé ;
- La promotion des énergies renouvelables et des véhicules électriques pour réduire l'émission des gaz à effet de serre ;
- L'installation d'un pluviomètre à proximité de chaque piézomètre pour des estimations plus précises de la recharge ;
- L'ajout de nouvelles stations synoptiques pour améliorer les connaissances relatives à l'impact du climat sur les ressources en eau ;

Références bibliographiques :

Achidi J-B., Bourguet L., Elsaesser R., Legier A., Paulvé E., Tribouillard N., 2012a, « Carte du bassin sédimentaire côtier à l'échelle 1/200 000° : Notice explicative. » 93p

Achidi J-B, Bourguet L, Elsaesser R, Legier A, Paulve E, Tribouillard N 2012b, « Evaluation de l'impact d'une baisse de la pluviométrie sur la recharge de l'aquifère du Mio-Pliocène du plateau d'Allada. » GIZ Bonn, Allemagne, 62 pp

Ait El Mekki M.O., 2017, « Spatialisation du potentiel de recharge diffuse d'un aquifère libre sous climat semi-aride par techniques géospatiales et hydrochimiques : cas de l'aquifère du Haouz (Marrakech, Maroc). »

Alassane A., 2004, « Étude hydrogéologique du continental terminal et des formations de la plaine littorale dans la région de Porto Novo (sud du Bénin) : identification des aquifères et vulnérabilité de la nappe superficielle. » Thèse de doctorat du troisième cycle, 145 pages

Alassane A., Trabelsi R., Dovonon L.F., Odeloui D.J., Boukari M., Zouari K. et Mama D., 2015, « Chemical Evolution of the Continental Terminal Shallow Aquifer in the South of Coastal Sedimentary Basin of Benin (West-Africa) Using Multivariate Factor Analysis » 495-515, Journal of Water Resource and Protection <http://dx.doi.org/10.4236/jwarp.2015.76040>

Alassane A., 2018, « Apports des outils géochimiques et isotopiques pour l'amélioration des connaissances sur le fonctionnement du système aquifère du Continental Terminal dans le bassin sédimentaire côtier du Bénin. » Thèse de doctorat, 262 pages

Bailly P., Carrère C., 2015, « Statistiques descriptives : théorie et applications », collection « Libres cours économie », pp. 165-167

Bakker, M. 2014, « Python scripting: The return to programming » Groundwater 52, no. 6: 821–822

Brgm, 2015, « Méthodes d'évaluation de la recharge des nappes - complément d'étude pour la caractérisation des pressions et impacts sur les eaux souterraines. » 225 pages

Boukari M., 1998, « Fonctionnement du système aquifère exploité pour l'approvisionnement en eau de la ville de Cotonou sur le Littoral Béninois. Impact du développement urbain sur la qualité des ressources. » Thèse 342 pages

Boukari M., Alassane A., 2007, « Les ressources en eau souterraines du bassin sédimentaire côtier de la République du Bénin. » *Africa Geoscience Review*, Vol. 14, No. 3, pp. 283-301 ;

Castany G., Margat J., 1977 « Dictionnaire français d'hydrogéologie » Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Orléans, pp. 238-249

Collenteur, R.A., Bakker, M., Caljé, R., Klop, S.A., Schaars, F., 2019 « [Pastas: open source software for the analysis of groundwater time series](#) » *Groundwater*. doi: 10.1111/gwat.12925.

Fienen, M.N., and M. Bakker. 2016. « HESS opinions: Repeatable research: What hydrologists can learn from the Duke cancer research scandal. » *Hydrology and Earth System Sciences* 20, no. 9: 3739–3743.

Franck J-E., 2016, « Corrélation statistique : prudence à l'interprétation », <https://soepidemio.com/2016/11/14/correlation-statistique-prudence-a-linterpretation/>

Freeze. A., Cherry J. A. (1979). « Groundwater ». Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey 07632, 624p.

Gadelle F., 1995, « Le monde manquera-t-il bientôt d'eau ? », *Sécheresse*, 6 (1), pp. 1-15.

Hutton C., Wagener T., Freer J., Han D., Duffy C., and Arheimer B.. 2016, « Most computational hydrology is not reproducible, so is it really science? » *Water Resources Research* 52, no. 10 : 7548–7555.

GIEC, 2013, « Changements climatiques 2013, les éléments scientifiques, résumé à l'intention des décideurs. » 34p

Houenoussi D., A., 2020, « Etude de la recharge naturelle de la ressource en eau souterraine : cas du plateau d'Allada (BENIN). » Mémoire pour l'obtention du diplôme d'ingénieur, 60p

INSAE, 2015, « RGPH4 : Que retenir des effectifs de population en 2013 ? » 33p. Bénin.

INSAE, 2016, « Effectifs de la population des villages et quartiers de ville du Bénin (RGPH-4, 2013). » Rapport final, 85p. récupéré sur le site <http://www.insae-bj.org>

Istituto Recerche Breda, 1987, « Etude de cartographie géologique et prospection minérale de reconnaissance au Sud du 9ème parallèle » Rapport. Istituto Recerche Breda, FED-OBEMINES

Kotchoni V., Vouillamoz J., Lawson F. M. A., Adjomayi P., Boukari M., Taylor R.G., 2019, « Relationships between rainfall and groundwater recharge in seasonally humid Benin : a comparative analysis of long-term hydrographs in sedimentary and crystalline aquifers. » Hydrogeology Journal : <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1806-2>.

Kouamé K. I., 2007, « Pollution physico -chimique des eaux dans la zone de la décharge d'Akouédo et analyse du risque de contamination de la nappe d'Abidjan par un modèle de simulation des écoulements et du transport des polluants. » Thèse de Doctorat pour l'obtention du grade de : Docteur de l'Université d'Abobo-Adjamé.P 120.

Kpegli R., Alassane A., Sjoerd E.A.T.M., Boukari M, Mama D., 2018, « Development of a conceptual groundwater flow model using a combined hydrogeological, hydrochemical and isotopic approach: A case study from southern Benin. » Journal of Hydrology: Regional Studies 18, pp. 50-67;

Kumar CP., « Impact du changement climatique sur les ressources en eaux souterraines » Document Académique 2014, <https://www.grin.com/document/281606>

Le Barbé L., Alé G., Millet B., Texier H., Borel Y., Gualde R., 1993, « Les ressources en eaux superficielles de la République du Bénin. » 543p

Morris B. L., Lawrence A. R., Chilton P. J. C., Adams B., Calow R. C. et Klinck B. A., 2003, « Groundwater and its susceptibility to degradation: a global assessment of the problem and options for management » Early warning and assessment report series, RS. 03-3. United Nations Environmental Programme. Nairobi, Kenya. 126 pages

Nash, J. E., Sutcliffe J. V., 1970, « River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles », Journal of Hydrology, 10 (3), 282–29

Schoeller H., 1962, « Les Eaux Souterraines : hydrologie dynamique et chimique, recherche exportation et évaluation des ressources, 642p., 187 fig., 1 index, Masson & Cie, Paris, 1962. <https://doi.org/10.1002/iroh.19640490118>.

Slansky M., 1962, « Contribution à l'étude du bassin sédimentaire côtier du Dahomey et du Togo » Mémoire du Bureau de Recherche Géologique et Minière, Thèse 246 p

Sognon L.-M., 2017, « Caractérisation de l'intrusion saline et estimation de la réserve en eau douce de l'aquifère du quaternaire en zone côtière au Sud du Bénin. » *Afrique SCIENCE* 13(6) (2017) 289 – 302.

Sognon L.-M., 2019, « Caractérisation hydrogéophysique de l'intrusion saline dans les aquifères côtiers des départements du Littoral et de l'Atlantique au Bénin. » Thèse, 257 pages

Souleymane Issaka A. K., 2021, « Quantification de l'infiltration dans l'aquifère du Continental Terminal sur le plateau de Sakété » Mémoire de Master, 97 pages

Struckmeier W. F., Gilbrich W. H., Gun J. V. D., Maurer T., Puri S., Richts A., Winter P., et Zaepke M., 2006, « WHYMAP and the world Map of Transboundary Aquifer Systems at the scale of 1:50 000 000 (Special edition for the 4th world water forum Mexico City, March 2006) ».

Tetia A., 1990, « Revue critique des méthodes d'évaluation de la recharge des nappes. Contribution de l'approche géochimique et isotopique. » Thèse de 3ème cycle, Université de Dakar.

Thorntwaite, C.W., 1954., « An approach toward a rational classification of climate » *Geographical Review*, Vol. 38, No. 1 (Jan., 1948), 1948, sect. pp. 55-94.

Totin H., 2010, « Sensibilité des eaux souterraines du bassin sédimentaire côtier du Bénin à l'évolution du climat et aux modes d'exploitation : stratégies de gestion durable. » Thèse de doctorat, Université d'Abomey-Calavi, Bénin, 283 p.

Trenberth K. E., Shea D. J., 2005, « Relationships between precipitation and surface temperature. » *Geophysical Research Letters*, 32(14). doi:10.1029/2005GL022760

UNEP, 2008, « Africa: Atlas of Our Changing Environment », 393 pages

World Water Forum, 2006, « Local action for a global change » Final report. <http://www.worldwaterforum4.org.mx/files/report/FinalReport.pdf>

Yalo N., Akokponhoué B. H., Akokponhoué N.Y., Marc Y.T., Alassane A., Hounton C., Suanon F., 2020, « Geophysical Geometry of Fracture Zones in the Basement Rocks of The Donga Department Northwest of Benin. » *J Geol Geophys* 8 :475. 10.35248/2381-8719.20.8.475.

Liens

- <https://www.un.org/fr/climatechange/what-is-climate-change>
- https://manuelnumeriquemax.belin.education/hggsp-terminale/topics/hggsp-tle-t5c03-412-a_contexte-les-mecanismes-du-changement-climatique
- <https://www.alloprof.qc.ca/fr/eleves/bv/sciences/le-cycle-de-l-eau-s1381>
- https://water.usgs.gov/ogw/gwrp/methods/wtf/estimating_graphical.html
- <http://github.com/pastas/pastas>
- <http://pastas.readthedocs.io/>

ANNEXES

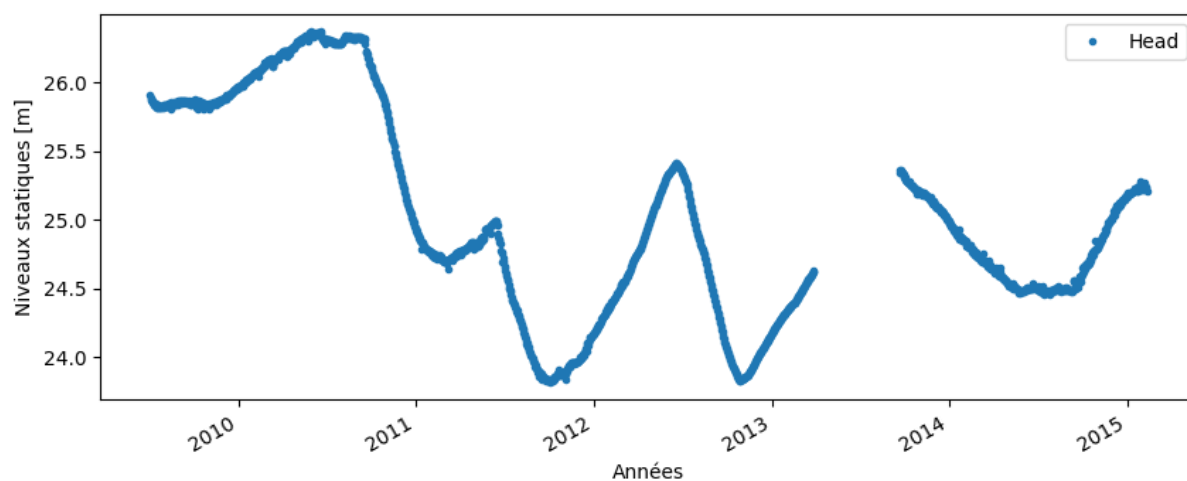
Annexes

Annexe 1: Résultats du calcul de la recharge à Abomey-Calavi (1992-2021).....	69
Annexe 2: Niveaux statiques à Missérété (2009-2016).....	70
Annexe 3: Niveaux piézométrique à Missérété (2009-2016).....	70
Annexe 4: Niveaux statiques à Allansakomey (1994-2021)	70
Annexe 5: Niveaux piézométriques à Allansakomey (1994-2021).....	71
Annexe 6: Recharge nette (F2PNUD, 1992-2018).....	71
Annexe 7: Recharge nette (Missérété, 2009-2015)	71
Annexe 8: Simulation de la recharge à Allansakomey (1994-2016).....	72
Annexe 9: Simulation de la recharge à Missérété (2009-2016)	73
Annexe 10: Rapport et statistiques de la simulation à Abomey-Calavi	73
Annexe 11: Rapport et statistiques de la simulation à Adjara	74
Annexe 12: Rapport et statistiques de la simulation à Missérété	74
Annexe 13: Rapport et statistiques de la simulation à Allansakomey	74
Annexe 14: Facteur correctif selon Thornthwaite	75

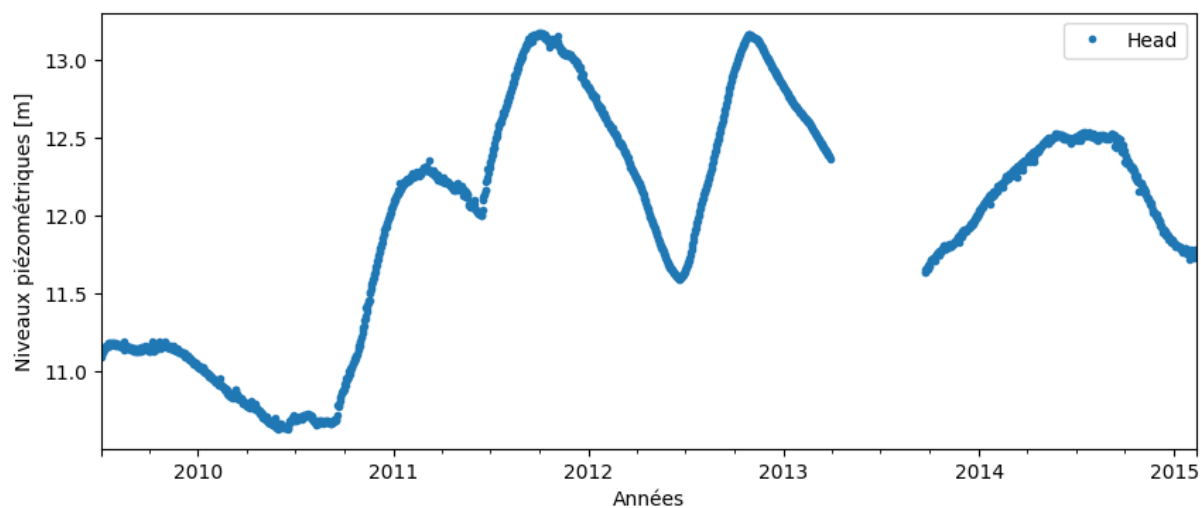
Annexe 1: Résultats du calcul de la recharge à Abomey-Calavi (1992-2021)

Années	ΔH (m)	Recharge (m)	Recharge (mm)
1992	0.99	0.07029	70.29
1993	1.25	0.08875	88.75
1994	0.79	0.05609	56.09
1995	0.67	0.04757	47.57
1996	1.09	0.07739	77.39
1997	1.53	0.10863	108.63
1998	0.99	0.07029	70.29
1999	1.42	0.10082	100.82
2000	0.72	0.05112	51.12
2001	0.92	0.06532	65.32
2002	1.64	0.11644	116.44
2003	0.99	0.07029	70.29
2004	1.5	0.1065	106.5
2005	0.66	0.04686	46.86
2006	0.71	0.05041	50.41
2007	1.56	0.11076	110.76
2008	1.91	0.13561	135.61
2009	1.03	0.07313	73.13
2010	2.62	0.18602	186.02
2011	1.65	0.11715	117.15
2012	1.23	0.08733	87.33
2013	1.25	0.08875	88.75
2014	2.74	0.19454	194.54
2015	3.23	0.22933	229.33
2016	1.16	0.08236	82.36
2017	1.87	0.13277	132.77
2018	1.78	0.12638	126.38
2019	1.46	0.10366	103.66
2020	1.46	0.10366	103.66
2021	2.02	0.14342	143.42

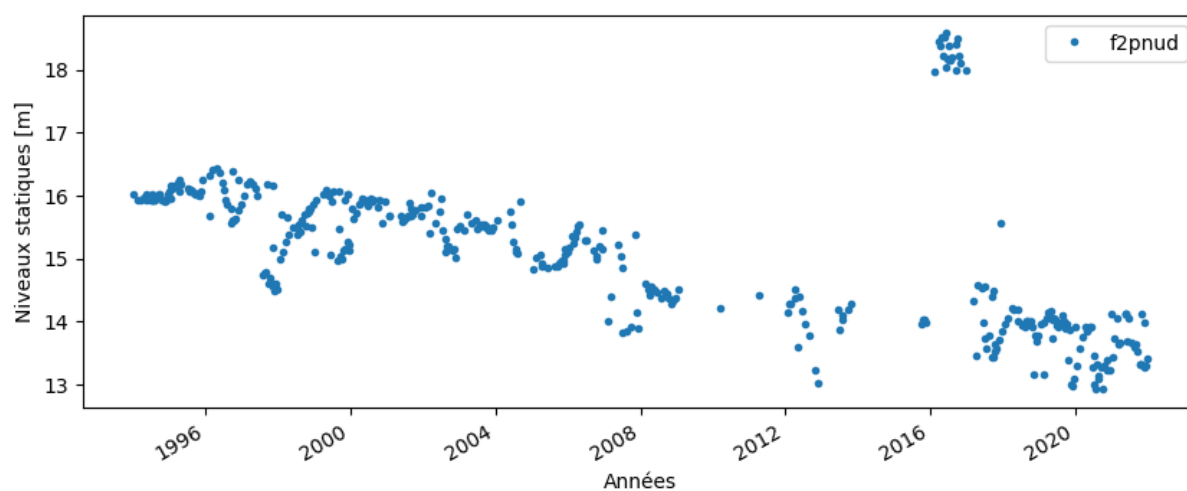
Annexe 2 : Niveaux statiques à Missérété (2009-2016)



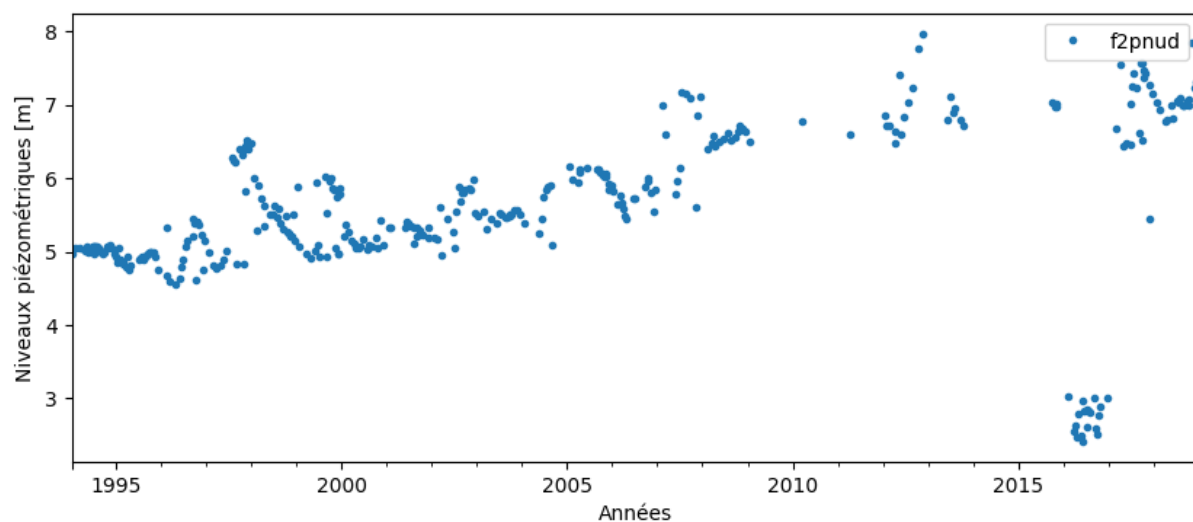
Annexe 3 : Niveaux piézométrique à Missérété (2009-2016)



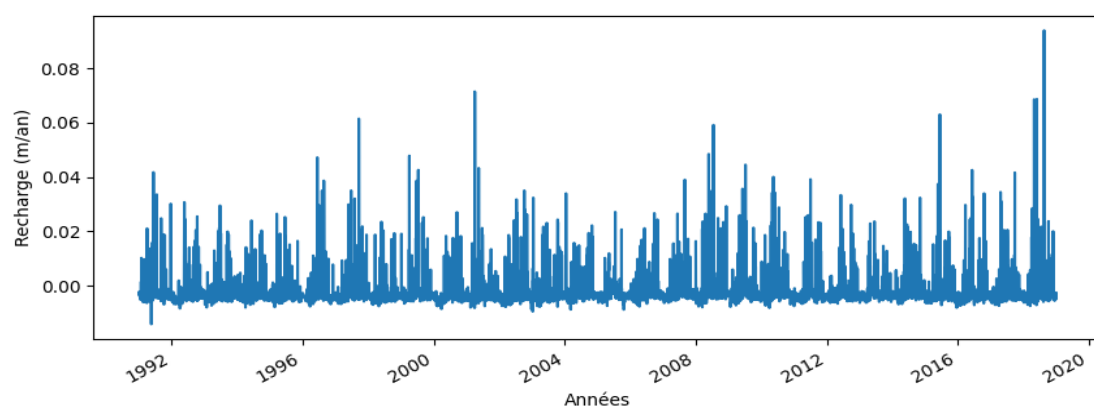
Annexe 4 : Niveaux statiques à Allansakomey (1994-2021)



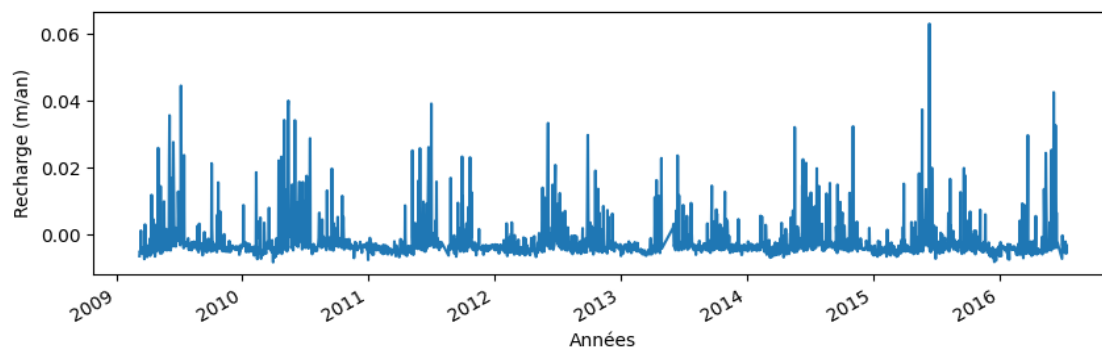
Annexe 5 : Niveaux piézométriques à Allansakomey (1994-2021)



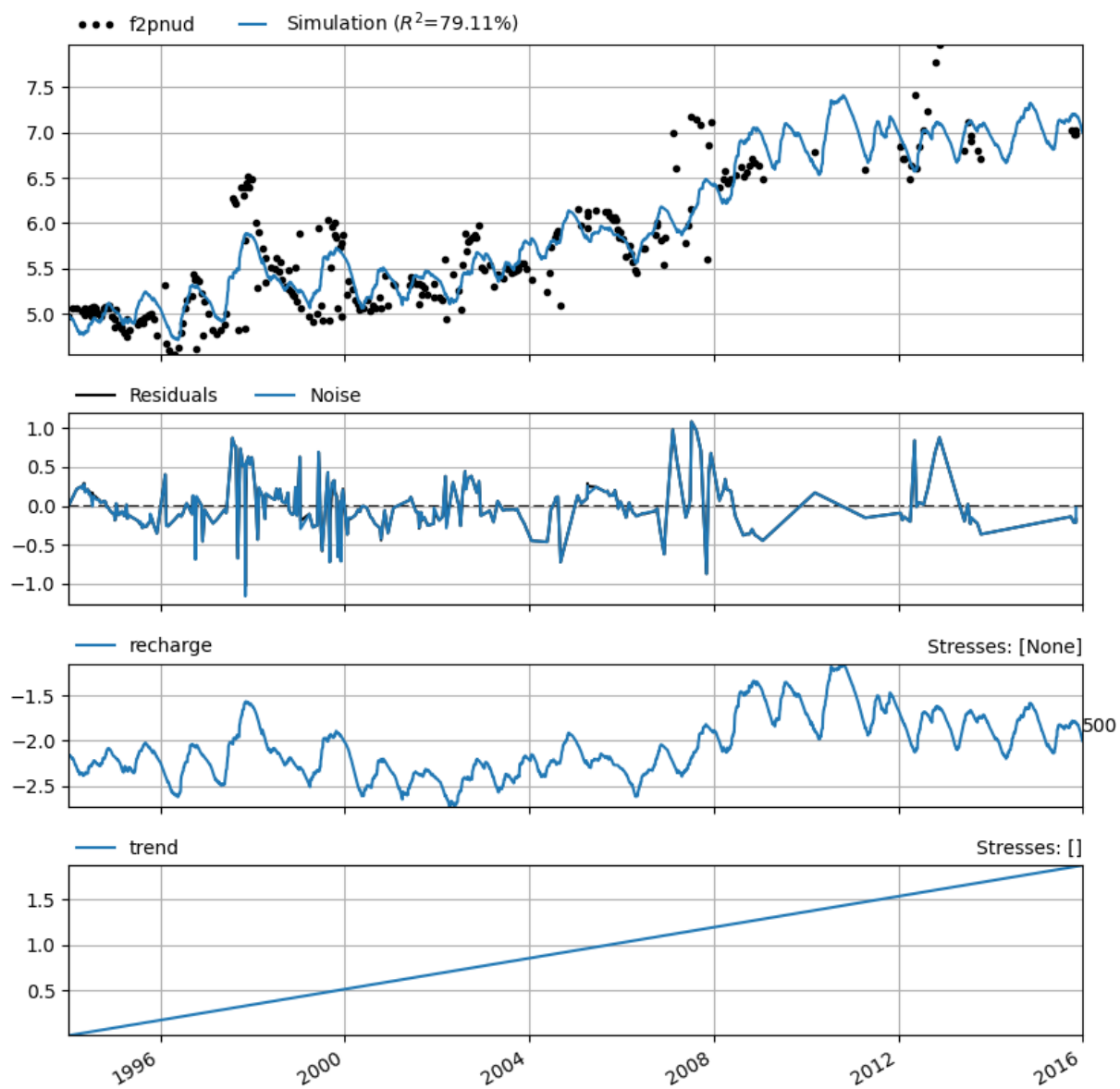
Annexe 6 : Recharge nette (F2PNUD, 1992-2018)



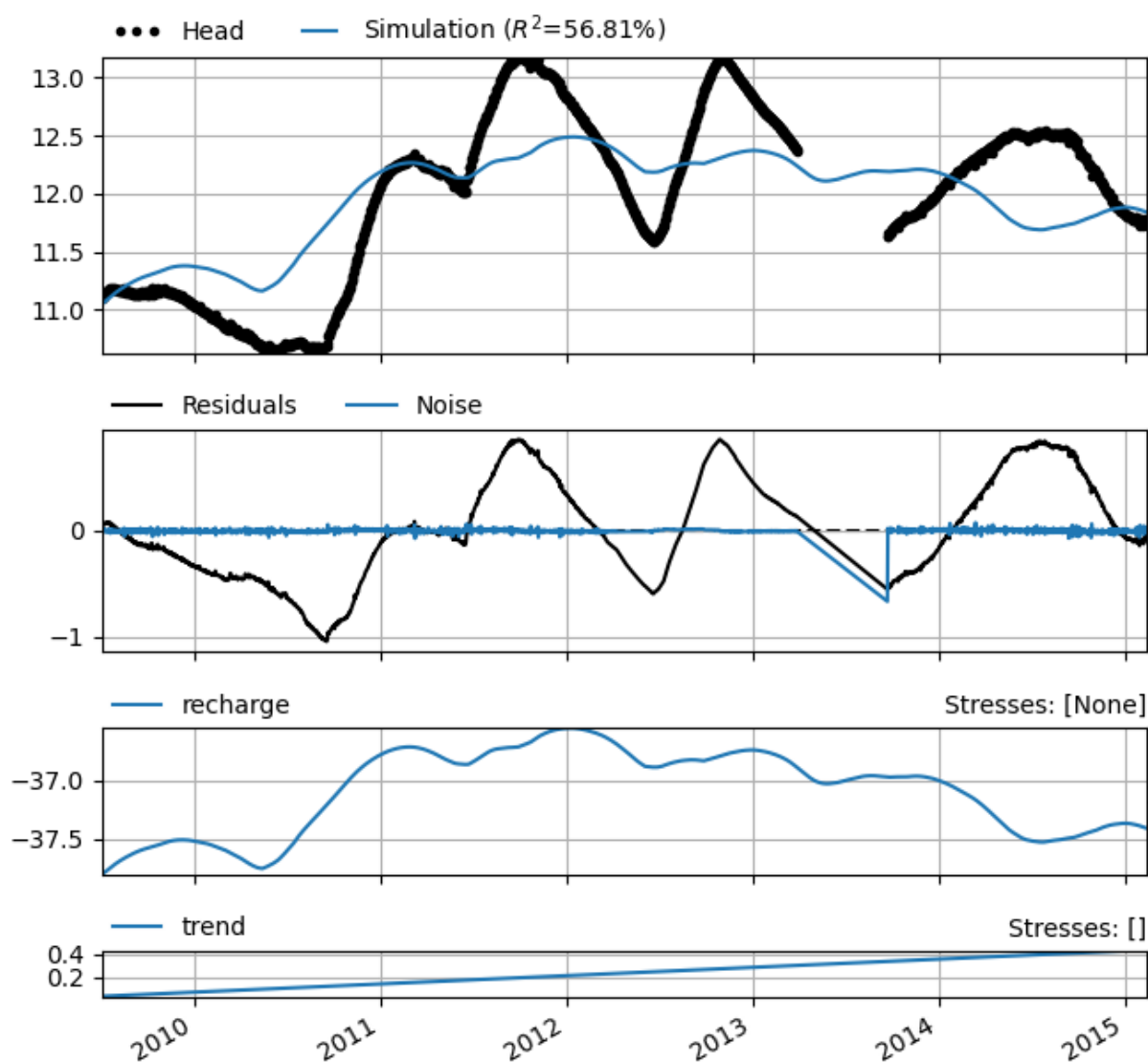
Annexe 7 : Recharge nette (Missérété, 2009-2015)



Annexe 8 : Simulation de la recharge à Allansakomey (1994-2016)



Annexe 9 : Simulation de la recharge à Missérété (2009-2016)



Annexe 10 : Rapport et statistiques de la simulation à Abomey-Calavi

Fit report GWL		Fit Statistics	
nfev	21	EVP	86.56
nobs	859	R2	0.87
noise	True	RMSE	0.40
tmin	1992-01-11 00:00:00	AIC	-3242.17
tmax	2015-01-01 00:00:00	BIC	-3213.63
freq	D	Obj	9.72
warmup	3650 days 00:00:00		
solver	LeastSquares	Interp.	No

Annexe 11 : Rapport et statistiques de la simulation à Adjarra

Fit report GWL		Fit Statistics	
=====			
nfev	29	EVP	76.07
nobs	2249	R2	0.71
noise	True	RMSE	0.66
tmin	2009-07-03 00:00:00	AIC	-15452.28
tmax	2016-07-24 00:00:00	BIC	-15417.97
freq	D	Obj	1.16
warmup	3650 days 00:00:00	—	
solver	LeastSquares	Interp.	No

Annexe 12 : Rapport et statistiques de la simulation à Missérété

Fit report GWL		Fit Statistics	
=====			
nfev	38	EVP	56.99
nobs	1874	R2	0.57
noise	True	RMSE	0.48
tmin	2009-07-03 00:00:00	AIC	-15676.21
tmax	2015-02-11 00:00:00	BIC	-15642.99
freq	D	Obj	0.22
warmup	3650 days 00:00:00	—	
solver	LeastSquares	Interp.	No

Annexe 13 : Rapport et statistiques de la simulation à Allansakomey

Fit report GWL		Fit Statistics	
=====			
nfev	24	EVP	79.11
nobs	281	R2	0.79
noise	True	RMSE	0.31
tmin	1994-01-06 00:00:00	AIC	-650.63
tmax	2016-01-01 00:00:00	BIC	-628.80
freq	D	Obj	13.29
warmup	3650 days 00:00:00	—	
solver	LeastSquares	Interp.	No

Annexe 14 : Facteur correctif selon Thornthwaite

Latitude. °C	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
50	0.74	0.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	0.92	0.76	0.7
49	0.75	0.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	0.93	0.76	0.71
48	0.76	0.8	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	0.93	0.77	0.72
47	0.77	0.8	1.02	1.14	1.3	1.32	1.33	1.22	1.04	0.93	0.78	0.73
46	0.79	0.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	0.94	0.79	0.74
45	0.8	0.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	0.94	0.79	0.75
44	0.81	0.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.3	1.2	1.04	0.95	0.8	0.76
43	0.81	0.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.2	1.04	0.95	0.81	0.77
42	0.82	0.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	0.95	0.82	0.79
41	0.83	0.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	0.96	0.82	0.8
40	0.84	0.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	0.96	0.83	0.81
39	0.85	0.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	0.96	0.84	0.82
38	0.85	0.84	1.03	1.1	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	0.96	0.84	0.83
37	0.86	0.84	1.03	1.1	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	0.97	0.85	0.83
36	0.87	0.85	1.03	1.1	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	0.97	0.86	0.84
35	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	0.97	0.86	0.85
34	0.88	0.85	1.03	1.09	1.2	1.2	1.22	1.16	1.03	0.97	0.87	0.86
33	0.88	0.86	1.03	1.09	1.19	1.2	1.22	1.15	1.03	0.97	0.88	0.86
32	0.89	0.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	0.98	0.88	0.87
31	0.9	0.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.2	1.14	1.03	0.98	0.89	0.88
30	0.9	0.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.2	1.14	1.03	0.98	0.89	0.88
29	0.91	0.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	0.98	0.9	0.89
28	0.91	0.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	0.98	0.9	0.9
27	0.92	0.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	0.99	0.9	0.9
26	0.92	0.88	1.03	1.06	1.15	1.15	1.17	1.12	1.02	0.99	0.91	0.91
25	0.93	0.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	0.99	0.91	0.91
20	0.96	0.9	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1	0.93	0.94
15	0.97	0.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	0.95	0.97
10	1	0.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	0.98	0.99
5	1.02	0.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	0.99	1.02
0	1.04	0.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
-5	1.06	0.91	1.04	1	1.02	0.99	1.02	1.03	1	1.05	1.03	1.06
-10	1.08	0.97	1.05	0.99	1.01	0.96	1	1.01	1	1.06	1.05	1.1
-15	1.12	0.98	1.05	0.98	0.98	0.94	0.97	1	1	1.07	1.07	1.12
-20	1.14	1	1.05	0.97	0.96	0.91	0.95	0.99	1	1.08	1.09	1.15
-25	1.17	1.01	1.05	0.96	0.94	0.88	0.93	0.98	1	1.1	1.11	1.18
-30	1.2	1.03	1.06	0.95	0.92	0.85	0.9	0.96	1	1.12	1.14	1.21
-35	1.23	1.04	1.06	0.94	0.89	0.82	0.87	0.94	1	1.13	1.17	1.25
-40	1.27	1.06	1.07	0.93	0.86	0.78	0.84	0.92	1	1.15	1.2	1.29
-42	1.28	1.07	1.07	0.92	0.85	0.76	0.82	0.92	1	1.16	1.22	1.31
-44	1.3	1.08	1.07	0.92	0.83	0.74	0.81	0.91	0.99	1.17	1.23	1.33
-46	1.32	1.1	1.07	0.91	0.82	0.72	0.79	0.9	0.99	1.17	1.25	1.35
-48	1.34	1.11	1.08	0.9	0.8	0.7	0.76	0.89	0.99	1.18	1.27	1.37
-50	1.37	1.12	1.08	0.89	0.77	0.67	0.74	0.88	0.99	1.19	1.29	1.41