Guillaume FAVREAU

CARACTÉRISATION ET MODÉLISATION D'UNE NAPPE PHRÉATIQUE EN HAUSSE AU SAHEL :

dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du kori de Dantiandou (sud-ouest du Niger)



Les abords du puits cimenté de Fandou Béri, à 50 km à l'est de Niamey en juillet 1997. Le puits foncé en 1963 capte à 30 m la nappe phréatique dans "*des sables très fins blancs-jaunâtres et des silts argileux grisâtres*" (Boeckh, 1965).

thèse préparée à l'Institut de Recherche pour le Développement de Montpellier et à l'Université de Paris XI - Orsay

2000

ORSAY
n° d'ordre : 6393

THÈSE de DOCTORAT

présentée pour obtenir le grade de Docteur de l'Université de Paris XI

spécialité : Sciences de la Terre

par

Guillaume FAVREAU

CARACTÉRISATION ET MODÉLISATION D'UNE NAPPE PHRÉATIQUE EN HAUSSE AU SAHEL :

dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du kori de Dantiandou (sud-ouest du Niger)

---

version définitive - préface de Jacques Greigert

soutenue le 14 décembre 2000 devant la commission d'examen :

M. Pr. Antonio PULIDO-BOSCH	Université d'Almería, *rapporteur*
Mme Dr. Anne COUDRAIN-RIBSTEIN	CNRS, *rapporteur*
M. Dr. Christian LEDUC	IRD, *co-directeur de thèse*
Mme Dr. Christelle MARLIN	Université de Paris-Sud, *co-directrice de thèse*
M. Pr. Laurent DEVER	Université de Paris-Sud, *examinateur*
M. Pr. Wolfgang KINZELBACH	IHW Zürich, *examinateur*

PRÉFACE

par Jacques GREIGERT

Monsieur Favreau me fait l'honneur de me demander quelques lignes en guise d'introduction à sa thèse. Cette démarche me touche profondément mais en même temps m'embarrasse beaucoup car mon seul mérite dans cette affaire est d'être né au bon moment pour, après un peu de vraie guerre, arriver au Niger en 1948. Le directeur général des Mines de l'A.O.F. me chargea pour commencer du levé des cartes géologiques de reconnaissance de Kidal et Niamey-est, quelques 900 km en Nord-Sud sur 300 km en Est-Ouest. Les cartes régulières et les photos aériennes étaient alors impensables et, dans un monde encore proche du néolithique, cette tâche relevait encore de l'exploration, si riche en émotions.

Arrivé à Niamey après 3 jours d'avion ce fut le contre-ordre. J'abandonnais le levé de carte pour remplacer provisoirement à Tahoua le chef du service des Mines, Monsieur Jean Roure, qui est le véritable fondateur de l'hydrogéologie nigérienne et du service de l'Hydraulique de ce pays. M. Roure lançait une campagne de construction de puits en pays touareg. Ces puits étaient du modèle décrit par la figure I-4-3 de la thèse et certains devaient dépasser la profondeur de 90 m. Les moyens d'exécution sont impensables aujourd'hui, des chameaux assuraient les transports. J'appris ainsi beaucoup de choses que mes maîtres ne m'avaient pas enseigné.

Que les temps ont changé ! et pour nous géologues l'Art a cédé la place à la Technique, à des procédés qui semblaient alors relever plus de l'alchimie que de la chimie. Le spectromètre de masse a remplacé le marteau et la loupe. L'échelle des observations n'est plus la même. Mais il reste toujours des questions en suspens. Par 3 ou 4 fois le pays a été recouvert par d'immenses ergs sahariens, chacun fixé et balayé par de puissants réseaux hydrographiques dont l'artère maîtresse dans le domaine de l'étude était le dallol Bosso, descendant du Hoggar. Ces cycles se terminent par l'époque actuelle qui est d'aridité croissante. Aujourd'hui si le Sahara n'avance pas, l'homme le crée. L'action conjuguée de cette aridité croissante et de l'activité de l'homme a sur le comportement des surfaces piézométriques des conséquences inattendues.

L'augmentation des réserves de la nappe compense-t-elle avantageusement la disparition des bois, du fourrage et des sols cultivables ? Théodore Monod dans son "Hippopotame et le Philosophe" dit qu' "ex Africa semper aliquid novi". Alors ? Deux photographies (II-1-2) montrant des scènes de puisage donnent des éléments de réponse. Entre elles un siècle est passé. Dans la seconde les femmes sont un peu plus habillées, la brousse s'est éclaircie, de la ferraille orne la margelle. Mais pour les femmes de l'Afrique le puits reste le dernier salon où l'on cause.

Dakar, 3 mai 2001.

Aman, Iman

l'eau, la vie (proverbe touareg)



à Talatah

SOMMAIRE

I- INTRODUCTION

-1- ORIGINES ET OBJECTIFS DE L'ÉTUDE 1

-1- Une problématique sahélienne 1
-2- Origine du sujet 1
-3- Collaborations scientifiques et financements 2

-2- HISTORIQUE DES ÉTUDES DE L'AQUIFÈRE 5

-3- ESTIMATION DE LA RECHARGE : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE 7

-1- Méthodes d'estimation de la recharge en zone semi-aride 7

-1- Mesures dans la zone non-saturée 7
-2- Mesures dans la nappe 8

-2- Méthodes appliquées pour cette étude 10

-4- POINTS D'ACCÈS À LA NAPPE, DIFFICULTÉS LOGISTIQUES 13

-1- Densité et typologie des points d'accès à la nappe 13

-1- Les puits 13
-2- Les forages 15

-2- Difficultés logistiques 17

-5- REMERCIEMENTS 19

II- LE MILIEU D'ÉTUDE

-1- CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET HUMAIN 21

-1- Situation géographique 21
-2- Le milieu humain 22
-3- L'importance socio-économique de la nappe phréatique 23

-2- CLIMATS ET PALÉOCLIMATS 27

SOMMAIRE

-1- Le climat actuel 27

-1- Cadre climatique régional 27

-2- Caractéristiques climatiques de la zone d'étude 29

-1- Pluviométrie 29
-2- Paramètres de l'évapotranspiration 30

-2- Paléoclimats 32

-1- Le Pléistocène supérieur (40 000 - 12 000 ans B.P.) 32

-2- L'Holocène (depuis 12 000 ans B.P.) 34

-1- L'Holocène inférieur 34
-2- La période récente (depuis 1 000 ans) 34

-3- GÉOMORPHOLOGIE, PÉDOLOGIE, VÉGÉTATION, HYDROLOGIE 37

-1- Géomorphologie et pédologie 37

-1- Cadre géomorphologique 37

-2- Contexte pédologique 38

-1- Toposéquence 39
-2- Propriétés hydrologiques des états de surface 40

-2- Végétation 40

-1- Formations végétales 41
-2- Évolution du couvert végétal sur les dernières décennies 41

-3- Hydrologie de surface 43

-1- Les types de mares 43
-2- Hydrologie de surface et recharge de la nappe 45

-4- GÉOLOGIE ET CONTEXTE HYDROGÉOLOGIQUE 49

-1- Géologie 49

-1- Cadre géologique régional 50

-1- Structuration et tectonique 50
-2- Le socle du Liptako (sud-ouest du Niger) 50

-2- Le bassin des Iullemmeden 52

-1- Esquisse structurale du bassin 53
-2- Lithologie et stratigraphie 54

-3- Le Continental Terminal du bassin des Iullemmeden 55

-1- Les différentes formations (CT1, CT2, CT3) 56
-2- Le Continental Terminal près de Niamey 58

-2- Contexte hydrogéologique 60

-1- La nappe phréatique du Continental Terminal 60

-2- Les nappes captives près de Niamey ***62***

-1- Synthèse des connaissances antérieures *62*
-2- Analyses et mesures inédites *63*

-3- Le Continental Terminal près de Niamey, un aquifère multicouche cloisonné ***65***

III- HYDRODYNAMIQUE

-1- PIÉZOMÉTRIE **67**

-1- Les chroniques récentes (depuis 1986) **67**

-1- Les réseaux piézométriques près de Niamey ***67***

-1- Les suivis piézométriques Niger-Suisse (DRE / DDH Tillabéri) *67*
-2- Les suivis piézométriques ORSTOM-IRD *68*
-3- Nivellements *69*

-2- Critique et représentativité des mesures ***69***

-1- Influence des inondations *70*
-2- Influence des puisages *71*
-3- Choix des puits-piézomètres, fréquence des mesures *72*

-3- Répartition des charges : une dépression piézométrique fermée ***73***

-1- Choix des niveaux statiques *73*
-2- Piézométrie de la dépression *73*

-4- Fluctuations piézométriques ***76***

-1- Les points à fluctuations saisonnières annuelles *77*
-2- Les points sans fluctuation saisonnière *81*
-3- Les points à fluctuations saisonnières occasionnelles *81*

-5- Variabilité spatio-temporelle de la recharge ***84***

-1- Variabilité spatiale *84*
-2- Variabilité temporelle *85*
-3- Aperçu sur la relation complexe pluie-recharge *86*

-6- Évolution interannuelle de la piézométrie (1986-1999) ***88***

-1- Hausses interannuelles *88*
-2- Évolution récente de la dépression piézométrique *93*
-3- Vitesses de hausse et estimation de la recharge *93*

-2- Les mesures anciennes **96**

-1- Données disponibles ***96***

-2- Représentativité et intégration aux chroniques récentes ***96***

-3- Fluctuations à long terme de la piézométrie ***99***

-1- Évolution piézométrique depuis le début du XXe siècle *99*
-2- Évolution piézométrique depuis les années 1950-1960 ..... *101*

-3- Évolution piézométrique depuis le début des années 1980 104
-4- Évolution à long terme de la dépression piézométrique 104
-5- Accélération de la hausse, importance vis-à-vis des réserves 106

-3- Explications, implications de la hausse piézométrique 108
-1- Une première explication : l'impact des fluctuations pluviométriques 109
-2- Une deuxième explication : l'évolution du couvert végétal 110
-1- Baisse de l'évapotranspiration 110
-2- Modification des états de surface des sols 111
-3- Implications de la hausse à long terme pour les autres approches 112

-2- PARAMÈTRES HYDRODYNAMIQUES 113

-1- Lithologie et limites de l'aquifère 113
-2- Estimation de la perméabilité 116
-1- Approche semi-quantitative : les débits spécifiques des puits 116
-2- Transmissivité et perméabilité 120
-1- Pompages d'essai dans des forages 120
-2- Pompages d'essai dans des puits 120

-3- Estimation de la porosité 123
-1- Porosité efficace 123
-2- Porosité totale 125

-4- Gammes des estimations et incertitudes pour la modélisation 126

-3- ORIGINE ET MODÉLISATION DE LA DÉPRESSION 129

-1- Les dépressions piézométriques au Sahel 129
-2- La dépression du kori de Dantiandou 129
-1- Caractéristiques hydrodynamiques 130
-1- Limites et perméabilité de l'aquifère 130
-2- Recharge et régime transitoire de la nappe 131
-2- Hypothèses conceptuelles de fonctionnement 132
-1- Revue bibliographique 132
-2- Évapotranspiration à partir de la nappe 133

-3- Modélisation hydrodynamique de la dépression 137
-1- Géométrie de la zone modélisée 138
-1- Limites horizontales 138
-2- Limites verticales 139
-3- Maillage 140
-2- Schéma hydrodynamique 140

-1- Conditions de flux aux limites *140*
-2- Conditions de flux internes *142*
-3- Contraintes initiales *142*

-3- Résultats de la modélisation ***143***

-1- Calage de la perméabilité *143*
-2- Calage de la piézométrie *145*

-4- Tests de sensibilité et validité du modèle ***147***

-1- Variation des perméabilités et des drains *147*
-2- Variation des flux internes *149*

-5- Estimation de la recharge "naturelle" de la nappe ***152***

IV- HYDROCHIMIE ET GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE

-1- PHYSICO-CHIMIE ET MINÉRALISATION DES EAUX **155**

-1- Représentativité de l'échantillonnage et critique des données **155**

-1- Données disponibles ***155***
-2- Précision des analyses ***156***
-3- Qualité des mesures et des prélèvements ***157***
-4- Représentativité de l'échantillonnage ***158***

-2- Physico-chimie et faciès chimiques de la nappe **162**

-1- Mesures physico-chimiques (T°, conductivité électrique, pH, Eh) ***162***
-2- Faciès chimiques ***165***

-3- Origines et processus de la minéralisation **170**

-1- Les apports chimiques de surface (atmosphère, mares, sols) ***170***

-2-Diagrammes de stabilité et indices de saturation ***172***

-3- Origine(s) des ions ***173***

-1- Rapports ioniques et sources de la minéralisation *173*
-2- Minéralisation singulière des puits de Loga *178*

-4- Fluctuations saisonnières et à long terme de la minéralisation **181**

-1- Fluctuations saisonnières de la minéralisation ***181***
-2- Évolution interannuelle de la minéralisation ***183***
-3- Évolution de la minéralisation depuis 40 ans ***184***

-2- GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE **187**

-1- Les isotopes stables de la molécule d'eau (O-18, D) **187**

-1- Données disponibles ***187***

-1- Techniques et précisions analytiques *188*
-2- Représentativité de l'échantillonnage *188*

-2- Teneurs de la nappe ***190***

-1- Répartition spatiale *190*
-2- Répartition statistique *193*

-3- Caractéristiques des pôles d'influence ***193***

-1- Teneurs des précipitations *194*
-2- Droite locale d'évaporation et teneurs de la zone non-saturée *198*

-4- Origines des eaux et processus de recharge ***199***

-2- Le tritium (T) **201**

-1- Données disponibles ***201***

-1- Technique et précision analytique *201*
-2- Représentativité de l'échantillonnage *201*

-2- Teneurs de la nappe ***203***

-1- Répartition spatiale *203*
-2- Répartition statistique *204*

-3- Processus de recharge et temps de séjour apparent ***204***

-3- Les isotopes du carbone (C-14, C-13) **206**

-1- Données disponibles ***206***

-1- Techniques et précisions analytiques *206*
-2- Représentativité de l'échantillonnage *207*

-2- Teneurs de la nappe ***208***

-1- Répartition spatiale *208*
-2- Répartition statistique *210*

-3- Origine biogénique du carbone inorganique dissous (CO_2 des sols) ***212***

-4- Modélisation du taux de renouvellement à partir des teneurs en T et C-14 ..... **215**

-1- Modèle conceptuel de la recharge ***216***

-2- Taux de renouvellement ***217***

-1- Chroniques atmosphériques en T et C-14 ..... *217*
-2- Approche ponctuelle pour les sites à recharge récente *218*
-3- Taux de renouvellement déduit des teneurs moyennes et médianes *220*
-4- Sensibilité du modèle et validité des résultats *222*

-3- Temps de séjour et recharge de la nappe ***224***

V- SYNTHÈSE ET CONCLUSION

-1- LES RÉSULTATS **225**

-1- Hydrodynamique et hausse de la nappe 225
-2- La dépression piézométrique 227
-3- Physico-chimie et géochimie isotopique des eaux 227
-4- Quantification et représentativité de l'augmentation de la recharge 229

-2- ENSEIGNEMENTS ET PERSPECTIVES 233

-1- Connaissance du milieu et représentativité de l'échantillonnage 233
-2- Convergences et divergences d'une approche pluridisciplinaire 234
-3- Autres approches, nouveaux traceurs 235
-4- Évolution prospective de la nappe 236

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 239

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

FIGURES

I-2- HISTORIQUE DES ÉTUDES DE L'AQUIFÈRE

I-1- La première coupe géologique, et les premières mesures de la profondeur de la nappe phréatique sur la zone d'étude (Garde, 1910) **5**

I-3- ESTIMATION DE LA RECHARGE : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE

I-1- Pic de tritium expérimental et simulation de profils en tritium en zone non-saturée au Sénégal (Aranyossy et Gaye, 1992) **8**
I-2- Estimation du taux de renouvellement annuel de l'aquifère du Continental Terminal au Niger à partir de la teneur médiane en tritium dans la nappe (Leduc *et al.*, 1996) **9**

I-4- POINTS D'ACCÈS A LA NAPPE, DIFFICULTÉS LOGISTIQUES

I-1- Points d'accès à la nappe phréatique (1997). Niamey 4a au 1 : 50 000e (JICA / IGNN, 1995) **14**
I-2- Un puits traditionnel typique en cours de désensablement : le puits boisé de Sama Dey en 1993 (*ph. C. Leduc*) **15**
I-3- Exemples de coupes techniques : puits cimenté (CONSIND, 1973) ; forage (OFEDES, 1988) ... **16**
I-4- Un forage typique, celui de Tollo (Dehays / BRGM, 1990) en avril 1998 ..... **16**
I-5- Exemples de puits inondés sur la zone d'étude : Barkiawal Béri "village" (*ph. C. Leduc*) et Wankama "sud", hivernage 1998 ..... **17**
I-6- Un exemple de difficulté de circulation : piste entrecoupée de ravines près de Kokorbé Fandou, mai 1998 ..... **18**

II-1- CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET HUMAIN

II-1- Le sud-ouest du Niger et les pays limitrophes, en Afrique de l'ouest (*d'après* IGNN, 1993) **21**
II-2- Femme puisant de l'eau, Niger, vers 1900 (*in* Gouraud, 1944) et femmes au puits (Kouabiri Kouara), sud-ouest du Niger, 1997 ..... **24**

II-2- CLIMAT ET PALÉOCLIMATS

II-1- Schéma en plan de la circulation troposphérique en Afrique de l'ouest (*in* Taupin, 1990) et positions

mensuelles en coupe méridienne de l'équateur météorologique (Leroux, 1996) **27**
I-2- Position latitudinale du FIT et pluviométrie en 1996 à Banizoumbou, près de Niamey (*d'après* Galy-Lacaux et Modi, 1998) **28**
I-3- Chronique interannuelle et répartition saisonnière des précipitations à Niamey-ville sur la période 1905-1998 (*d'après* DMN, 1999) **30**
I-4- Température de l'air, humidité relative, vitesse du vent et évaporation potentielle "bac A" à la station de Sadoré (2°18'E / 13°15'N) entre 1982 et 1998 (mesures journalières de l'ICRISAT, *com. pers.*) **31**
I-5- Reconstitutions paléoclimatiques au Sahel depuis 50 000 ans B.P. (Durand et Lang, 1986) **33**

II-3- GÉOMORPHOLOGIE, PÉDOLOGIE, VÉGÉTATION, HYDROLOGIE

II-1- Extension du kori de Dantiandou et de son bassin versant entre le fleuve Niger et le dallol Bosso **38**
II-2- Toposéquence typique de la région de Niamey (*d'après* d'Herbès et Valentin, 1997) **39**
II-3- Évolution du couvert végétal sur le terroir de Banizoumbou entre 1950 et 1992, hors plateaux latéritiques (*d'après* Loireau, 1998) **42**
II-4- Déboisement en cours d'un bas-fond argileux (~ 2°27'E / 13°40'N, avril 1998) **42**
II-5- Photographie aérienne de la mare de Wankama, hivernage 1992 (*ph. J.C. Desconnets*) **44**
II-6- Répartition spatiale des mares de versant reconnues sur la zone centrale de l'étude, et inventaire des cônes de déjection le long du kori de Dantiandou (Buisson, 2000) **45**
II-7- Évolution du bas-fond de Gorou (2°40'E / 13°45'N) entre 1950 et 1992 (photographies aériennes IGN Paris pour 1950, IGNN Niamey pour 1992) **47**

II-4- GÉOLOGIE ET CONTEXTE HYDROGÉOLOGIQUE

III-1- Carte géologique schématique de l'Afrique de l'ouest (*d'après* Guiraud *et al.*, 1987, *in* Lang *et al.*, 1990) **49**
III-2- Carte géologique schématique du socle du Liptako (*d'après* Machens, 1967, *in* Cheilletz *et al.*, 1994) **51**
III-3- Coupes géologiques schématiques à travers le bassin des Iullemmeden (*d'après* Greigert, 1966-a, *in* Galadima et Karbo, 1993) **53**
III-4- Extension des transgressions crétacées et tertaires dans le bassin des Iullemmeden (*d'après* Greigert, 1966-a, et Dikouma *et al.*, 1994) **54**
III-5- Carte géologique du Continental Terminal du bassin des Iullemmeden (*d'après* Greigert et Pougnet, 1965, et Lang *et al.*, 1990) **56**
III-6- Lithologie et datation palynologique du CT au forage de Souguera (*d'après* Lang *et al.*, 1990) ... **57**
III-7- Coupe géologique schématique à 13°40'N à travers le degré-carré de Niamey (Monfort, inédit) . **60**
III-8- Carte piézométrique de la nappe phréatique du Continental Terminal au Niger (Boeckh, 1965) .. **61**
III-9- Diagramme des mesures piézométriques 1994-95 *vs* celles de 1987-88 dans des forages près de Niamey (mesures issues de Dehays/BRGM, 1990, et de Vergnet-Niger, 1997) **64**

III-1- PIÉZOMÉTRIE

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

-1- Les réseaux piézométriques en rive gauche du fleuve Niger sur le degré-carré de Niamey **68**
-2- Enregistrement piézométrique au P1 (fluctuations naturelles) et mesures ponctuelles dans le puits sud (inondable) entre 1993 et 1998 à Wankama **71**
-3- Enregistrement piézométrique et mesures ponctuelles de 1995 à 1997 au puits de Birni Kolondia (A) et suivi piézométrique par mesures ponctuelles à Baboussay de 1986 à 1999 (B) **72**
-4- Suivis piézométriques aux puits de Falinke Kaïna (A) et Falinke Béri (B), distants de 1 500 m ... **73**
-5- Comparaison de la piézométrie du centre de la dépression en fin de saison sèche (A, avril-juin 1998) et en fin de saison des pluies (B, septembre 1998) **74**
-6- Carte piézométrique de la nappe phréatique en rive gauche du fleuve sur le degré-carré de Niamey, mai 1998 ..... **75**
-7- Répartition spatiale des types de chroniques piézométriques sur la zone d'étude **76**
-8- Fluctuations piézométriques enregistrées à Wankama et Banizoumbou (1993-98) **77**
-9- Coupes topographiques des bas-fonds endoréiques de Wankama et Banizoumbou. En coupe piézométrique, les amplitudes maximales de fluctuation en 1997 et 1998 ..... **78**
-10- Deux autres sites typiques à fluctuations saisonnières annuelles de la piézométrie : Barkiawal Béri (A) et Hamdallay (B) **79**
-11- Autres exemples de sites à fluctuations saisonnières annuelles de la piézométrie **80**
-12- Exemples de chroniques piézométriques sans fluctuation saisonnière **82**
-13- Exemples de chroniques piézométriques avec fluctuations saisonnières occasionnelles **83**
-14- Illustration de la relation complexe pluie-recharge : pluviométrie, remplissage de la mare et fluctuations piézométriques sur le site de Banizoumbou en 1996 (Martin-Rosales, inédit) **87**
-15- Exemples de chroniques piézométriques depuis 1986 sur la zone d'étude **89**
-16- Carte des vitesses de hausse de la nappe phréatique en rive gauche du fleuve sur le degré-carré de Niamey (1991-99) **90**
-17- Coupe topographique et gradients piézométriques entre Garbey Tombo "pastoral", Habaka et Bani Kossey "pastoral" **91**
-18- Bloc-diagramme de la partie centrale de la dépression (mai 1997) et carte des vitesses de hausse superposée **92**
-19- Évolution morphologique de la dépression sur la zone d'étude : piézométrie en 1993, 1995, 1997 et 1999 à partir d'un réseau invariant **94**
-20- Évolution morphologique de la zone centrale de la dépression : piézométrie en 1997, 1998 et 1999 à partir d'un réseau invariant **95**
-21- Interprétation de l'évolution piézométrique à Guileyni sans tenir compte du point de mesure effectif dans les années 1960 (A), et évolution piézométrique "vraie" reconstituée (B) **97**
-22- Interprétation de l'évolution à long terme de la piézométrie : à Fandou Béri (A), les niveaux anciens représentatifs sont-ils ceux du puits traditionnel ou du puits cimenté ? En B, influence des puisages sur les mesures anciennes au puits cimenté de Niné Founo **98**
-23- Carte de localisation des données anciennes utilisables sur la zone d'étude **99**
-24- Exemples de chroniques piézométriques depuis la fin des années 1950 ..... **100**
-25- Exemples de chroniques piézométriques depuis le début des années 1960 : points à fluctuations saisonnières annuelles **101**
-26- Autres exemples de chroniques piézométriques depuis le début des années 1960 : puits sans fluctuation saisonnière **102**
-27- Exemples de chroniques piézométriques depuis le début des années 1980 ..... **103**
-28- Évolution de la morphologie de la dépression piézométrique depuis les années 1960 ..... **105**
-29- Amplitude de la hausse sur la période 1961/64-1999 en fonction de la vitesse de hausse sur la

dernière décennie (1992-99). **106**
-30- Évolution piézométrique moyenne reconstituée de la nappe phréatique depuis le début des années 1960 sur la zone d'étude (2°20' / 2°50'E, 13°20' / 14°00'N) **107**
-31- Coupe piézométrique est-ouest à travers le degré-carré à la latitude de Niamey (~13°30'N) illustrant l'importance relative de la hausse à long terme vis-à-vis des réserves de l'aquifère **108**

III-2- PARAMÈTRES HYDRODYNAMIQUES

-1- Exemple typique de la variabilité lithologique du CT3 sur la zone d'étude (coupes lithologiques *in* Dehays/BRGM, 1990) **114**
-2- Topographie reconstituée du mur de l'aquifère phréatique (toit des argiles grises du CT2) **115**
-3- Un exemple d'estimation du débit spécifique dans le passé... (*in* CONSIND, 1973) **116**
-4- Histogramme de répartition des débits spécifiques dans des puits cimentés de la zone d'étude (aquifère du CT3) **117**
-5- Répartition spatiale des débits spécifiques mesurés sur des puits cimentés de la zone d'étude . . **118**
-6- Diagramme des débits spécifiques en fonction des vitesses de hausse interannuelle sur la période 1992-99 pour les puits à pompage d'essai récent **119**
-7- Photographie du pompage d'essai en cours au puits de Banikane, août 1997. . . . . **121**
-8- Deux exemples typiques de mes pompages d'essai dans des puits cimentés : Kafina et Kolo Bossey, septembre 1997. Interprétations selon la méthode combinée de Theis / Jacob **121**
-9- Diagramme de corrélation entre le débit spécifique et la transmissivité calculée pour les pompages d'essai de longue durée dans des puits de la zone d'étude **122**
-10- Répartition spatiale des transmissivités calculées à partir d'essais de pompage de longue durée ($\geq$ 12 h) sur la zone d'étude **123**
-11- Exemple de modélisation de la diffusivité en 1D à Hamdallay pour les fluctuations piézométriques saisonnières de 1997 (*d'après* Massuel, inédit) **125**

III-3- ORIGINE ET MODÉLISATION DE LA DÉPRESSION

-1- Les principales dépressions piézométriques au Sahel (*d'après* Aranyossy et Ndiaye, 1993) **129**
-2- Carte piézométrique de la dépression en 1961-64, et avec les mêmes points en 1999. . . . . **134**
-3- Exemples de coupes topographiques et piézométriques à travers le kori de Dantiandou **136**
-4- Schéma conceptuel du fonctionnement hydrodynamique de la dépression piézométrique du kori de Dantiandou en régime permanent, dans les années 1960 . . . . . **137**
-5- Aspect du maillage défini pour la modélisation **139**
-6- Représentation spatiale des contraintes hydrodynamiques fixes du modèle **141**
-7- Répartition spatiale des perméabilités ajustées pour le modèle de recharge de 1,0 mm.an^{-1} **144**
-8- Répartition spatiale modélisée de la piézométrie pour une recharge de 1,0 mm.an^{-1}. **145**
-9- Diagramme croisé piézométrie calculée *vs* piézométrie observée (41 points) pour une recharge régionale de 1,0 mm.an^{-1} **146**
-10- Répartition spatiale des différences de piézométrie induites par des variations de perméabilité de ± 20% sur deux zones de sensibilités contrastées **148**
-11- Influence de la valeur de la conductance des mailles drainantes sur la répartition spatiale de la piézométrie modélisée **149**

-12- Répartition spatiale de la piézométrie modélisée pour des recharges de 0,5 $mm.an^{-1}$ (A1) et 3,0 $mm.an^{-1}$ (B1) et perméabilités ajustées correspondantes (A2 et B2) **150**
-13- Distributions classées des perméabilités pour les différents modèles de recharge considérés, de 0,5 à 3,0 $mm.an^{-1}$ **151**

IV-1- PHYSICO-CHIMIE ET MINÉRALISATION DES EAUX

-1- Localisation des ouvrages (non-inondables) sur la zone d'étude où des analyses chimiques des ions majeurs sont disponibles **156**
-2- Évolution de la géochimie des eaux au cours des pompages des puits de Banikane (A), Kafina (B) et Kolo Bossey (C) **159**
-3- Fluctuations saisonnières de la minéralisation aux puits de Boundoubaré (A) et de Kobéri Kouara "pastoral" (B) **160**
-4- Chroniques de la conductivité électrique des eaux de la nappe sur le site de Lougga **161**
-5- Enregistrement en continu de la température au piézomètre P1 de Wankama, 1998-1999 ..... **162**
-6- Histogramme de répartition des conductivités électriques de la nappe phréatique pour 183 puits à suivi physico-chimique **163**
-7- Exemple du suivi de la conductivité électrique (1991-99) au puits de Teko Baba Kouara **164**
-8- Diagramme de Piper pour les analyses chimiques des forages **166**
-9- Diagramme de Piper pour les puits non-inondables. A : puits sans fluctuation piézométrique saisonnière ni tritium, B : puits avec fluctuations piézométriques saisonnières et/ou tritium **167**
-10- Répartition des cations et des anions par ordre croissant de minéralisation pour les forages ... **168**
-11- Répartition des cations et des anions par ordre croissant de minéralisation pour les puits **169**
-12- Localisation des eaux de la nappe dans les diagrammes de stabilité des systèmes $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ et $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ **172**
-13- Diagrammes des teneurs ioniques par rapport au chlorure des eaux de la nappe **174**
-14- Diagrammes de corrélation (Na^+) - (Cl^-) *vs* (NO_3^-), et (Na^+) - (Cl^-) + (Ca^{2+}) *vs* (NO_3^-) pour les eaux de la nappe **178**
-15- Spectre des concentrations ioniques à Loga **179**
-16- Fluctuation de la minéralisation au puits de Maourey Kouara Zéno (1993-1999) **181**
-17- Évolution vers un pôle nitraté sodique au puits de Maourey Kouara Zéno suite à la crue piézométrique de l'hivernage 1998 ..... **182**
-18- Hausse de la minéralisation sur la période 1986-1999 aux puits de Guileyni et de Dey Tégui "pastoral" **183**

IV-2- GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE

-1- Suivis des teneurs en $\delta^{18}O$ dans des puits sans fluctuation saisonnière du niveau statique : Fandou Béri (A) et Birni Kolondia (B) en 1997 ..... **188**
-2- Fluctuations naturelles des teneurs en $\delta^{18}O$ dans le puits de Maourey Kouara Zéno (A) et fluctuations artificielles dans le puits inondé de Garbey Tombo "ptc" (B), période 1997-98 ..... **189**
-3- Répartition spatiale des teneurs en $\delta^{18}O$ sur la zone d'étude **191**
-4- Histogrammes de répartition des teneurs en $\delta^{18}O$ (A) et des teneurs en $\delta^{2}H$ (B) de la nappe

phréatique sur la zone d'étude **192**
▶**-5-** Diagramme des activités C-14 en fonction des teneurs en $\delta^{18}O$ dans la nappe, et modèles de mélange théoriques entre le pôle des nappes captives et la nappe phréatique **194**
▶**-6-** Histogramme des teneurs pondérées mensuelles en $\delta^{18}O$ des précipitations (A, 1992-99) et diagramme $\delta^{2}H$ en fonction de $\delta^{18}O$ pour les pluies de juin à septembre supérieures à 5mm (B, 1997-99) à la station de Niamey-Orstom **196**
▶**-7-** Droite d'évaporation déduite des suivis en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ des mares endoréiques temporaires de Bazanga et Wankama au cours des saisons sèche de 1991 et 1992 (*d'après* Desconnets, 1994) **198**
▶**-8-** Diagramme $\delta^{2}H$ en fonction de $\delta^{18}O$ pour les points de la nappe phréatique **200**
▶**-9-** Répartition spatiale des teneurs en tritium sur la zone d'étude **203**
▶**-10-** Teneurs classées en tritium dans la nappe **204**
▶**-11-** Teneurs en tritium mesurées dans la nappe en fonction de la profondeur d'échantillonnage sous le niveau statique **205**
▶**-12-** Répartition spatiale des activités en C-14 du CID dans la nappe sur la zone d'étude **209**
▶**-13-** Histogrammes de répartition des teneurs en C-14 (A) et en $\delta^{13}C$ (B) du CID **210**
▶**-14-** Activités C-14 du CID dans la nappe en fonction de la profondeur d'échantillonnage sous le niveau statique **211**
▶**-15-** Diagrammes C-14 *vs* $\delta^{13}C$ (A), C-14 *vs* $\delta^{18}O$ (B), C-14 *vs* Ca^{2+} (C) et $\delta^{13}C$ *vs* Ca^{2+} (D) **213**
▶**-16-** Schéma conceptuel d'estimation du taux de renouvellement de l'aquifère **217**
▶**-17-** Chroniques reconstituées (traits continus) et extrapolées (tiretés) des teneurs annuelles en T dans la pluie et des teneurs troposphériques annuelles en C-14 depuis 1950 ..... **218**
▶**-18-** Diagramme des teneurs en T supérieures au seuil de détection *vs* activités en C-14 pour les couples de valeurs mesurés dans la nappe **219**
▶**-19-** Taux de renouvellement annuel médian en 1950 (Tr) déduit des valeurs médianes de la nappe en C-14 et en T **220**
▶**-20-** Taux de renouvellement annuels en 1950 (Tr) déduits des valeurs de la nappe en C-14 pour la moyenne des points proches et éloignés des zones de recharge **222**

V-1- LES RÉSULTATS

▶**-1-** Blocs-diagrammes schématiques de l'évolution de la recharge **230**

V-2- ENSEIGNEMENTS ET PERSPECTIVES

▶**-1-** Affleurement récent de la nappe à Boula Kouara au sud du kori de Dantiandou (avril 1998) **238**

TABLEAUX

III-1- PIÉZOMÉTRIE

▶**-1-** Niveaux piézométriques du début du XXe siècle (*in* Garde, 1910) **100**

III-2- PARAMÈTRES HYDRODYNAMIQUES

▶-1- Densités apparentes et porosités totales des échantillons de grès du nouveau puits (1999) de Kida Bazagaïze (2°34'80 E, 13°37'30 N) **126**

III-3- ORIGINE ET MODÉLISATION DE LA DÉPRESSION

▶-1- Valeurs de l'évaporation d'une nappe libre en milieu aride ou semi-aride en régime permanent (*d'après* Coudrain-Ribstein *et al.*, 1998) **135**
▶-2- Bilan hydrique des apports et des exportations dans le schéma hydrodynamique d'une recharge régionale de 1 $mm.an^{-1}$ **146**
▶-3- Comparaison des bilans hydriques de différentes zones du modèle en fonction des recharges testées (0,5 / 1,0 / 1,5 / 2,0 / 2,5 / 3,0 $mm.an^{-1}$) **152**

IV-1- PHYSICO-CHIMIE ET MINÉRALISATION DES EAUX

▶-1- Comparaisons ponctuelles sur des puits de la minéralisation de la nappe entre les années 1960 et 1990 ..... **184**

IV-2- GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE

▶-1- Teneurs des précipitations en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ à la station de Niamey-Orstom, 1992-99 ..... **195**
▶-2- Données de la littérature sur les teneurs en $\delta^{13}C$ d'espèces végétales de la zone d'étude **214**

I- INTRODUCTION

I-1- ORIGINES ET OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

I-1-1- Une problématique sahélienne

Au Sahel, du fait du caractère saisonnier des eaux de surface, les eaux souterraines constituent souvent l'unique ressource permanente en eau douce. Malgré le potentiel de cette ressource dans l'optique d'un développement durable (agriculture irriguée, usage domestique), les variations dans l'alimentation des nappes n'ont été jusqu'à présent que très peu étudiées, même suite aux sécheresses récurrentes des années 1970-80. En outre, la croissance démographique depuis les années 1950-60 a provoqué partout une pression grandissante sur l'environnement, qui s'est traduite par un déboisement considérable (*e.g.* Courel, 1984). La conjonction de ces deux phénomènes, l'un climatique et conjoncturel - les pluies - l'autre anthropique et durable - le déboisement - a souvent été considérée comme devant aboutir à une diminution des réserves en eau souterraine. Un tel postulat, s'il peut être vérifié ponctuellement, ne tient pas compte de la diversité des situations hydrogéologiques : les processus de renouvellement des aquifères sont variés en zone semi-aride (Simmers, 1997) et la lithologie des réservoirs est fonction de la géologie régionale (*cf.* ch. II-4). Cette variabilité naturelle laisse supposer la possibilité d'impacts différents des variations climatiques et environnementales sur la recharge, mais ceux-ci, et a fortiori leur quantification restent paradoxalement méconnus en Afrique sahélienne. L'objectif de cette thèse est de contribuer à pallier cette lacune.

I-1-2- Origine du sujet

Le sujet de la thèse a pour base scientifique le volet hydrogéologique de l'expérience internationale Hapex-Sahel (Leduc *et al.*, 1997). Cependant à l'origine, il n'a pas été défini tel qu'il apparaît aujourd'hui. Initialement, la recharge de la nappe phréatique devait être abordée à partir de mesures dans la zone non-saturée : les travaux précédemment publiés (*cf.* ch. I-2) semblaient avoir épuisé la plupart des interprétations possibles à partir des mesures effectuées dans la nappe. Cependant, près d'un an de recherches au Niger m'a permis de cerner deux problématiques en suspens :

- La hausse généralisée de la nappe phréatique, observée sur la période 1987-97, était interprétée comme un recouvrement des réserves de l'aquifère suite aux sécheresses récurrentes des années 1970-80 (Schroeter, 1993 ; Leduc *et al.*, 1997). Or et de manière inattendue, les données piézométriques plus anciennes (1950-60) retrouvées et précisées par des enquêtes de terrain ont révélé des niveaux systématiquement inférieurs aux piézométries actuelles (Favreau et Leduc, 1998). L'interprétation de la

hausse récente comme un recouvrement des réserves suite aux sécheresses était-elle pertinente, ou bien la hausse à long terme résultait-elle d'une modification du bilan hydrologique ? Autrement formulé, s'agissait-il d'une hausse conjoncturelle ou durable, d'origine climatique ou anthropique ?

- Une deuxième problématique était tout aussi intrigante. Une dépression piézométrique (i.e. "une nappe en creux") de forme allongée et d'une profondeur d'une dizaine de mètres apparaissait sur près de 4 000 km^2 à l'est de Niamey (Leduc *et al.*, 1997). Les dépressions piézométriques sont des structures hydrogéologiques communes et naturelles au Sahel, mais leur existence, qui implique des taux de recharge très faibles, peut avoir plusieurs explications (Dieng *et al.*, 1990 ; Aranyossy et Ndiaye, 1993). La dépression piézométrique de la zone d'étude semblait doublement incohérente : d'une part, à cause de taux de recharge régionaux assez élevés, de l'ordre de 25 à 50 $mm.an^{-1}$ (Leduc *et al.*, 1996 ; Leduc *et al.*, 1997) ; d'autre part, à cause de l'existence de fortes infiltrations à la nappe avérées au coeur même de la dépression (Desconnets *et al.*, 1997). Les nivellements complémentaires effectués en 1996-98 ont confirmé l'existence et précisé la morphologie de la dépression. Restaient les interrogations initiales en suspens : quels processus de recharge sont compatibles avec l'existence de cette dépression ? quelle est son origine, son fonctionnement actuel ?

L'élaboration du sujet de la thèse a donc pris corps autour de ces deux problématiques, suffisamment riches en résultats potentiels pour mériter une étude approfondie. En parallèle, l'étude envisagée dans la zone non-saturée apparaissait comme plus délicate, en raison de l'hétérogénéité sédimentaire et de conditions de recharge de type indirect, qui compliquent l'interprétation (*cf.* ch. I-3-2). La hausse de la nappe et ses implications en terme de recharge, les conditions d'existence de la dépression constituent les problématiques centrales de la thèse.

I-1-3- Collaborations scientifiques et financements

Deux approches complémentaires de la recharge, l'une géochimique et l'autre hydrodynamique sont combinées dans cette étude (*cf.* ch. I-3-2). Logiquement, ce travail a donc nécessité une collaboration étroite entre deux pôles de recherche, l'un géochimique à l'Université de Paris-Sud, l'autre hydrodynamique à l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) de Montpellier. Du point de vue financier, les données hydrodynamiques et chimiques, ainsi que le soutien logistique et matériel au Niger et en France ont été apportés par l'IRD, où j'ai travaillé pendant près des deux tiers de ma thèse. J'ai personnellement effectué l'ensemble des analyses isotopiques au Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie Isotopique de l'Université de Paris-Sud durant l'autre tiers du temps. Pour intégrer ces deux approches, l'étude de la dépression piézométrique a bénéficié de fonds du Programme National de

Recherche en Hydrologie (Leduc *et al.*, 2000-c) ; dans ce cadre, des analyses des teneurs en tritium de la nappe ont été réalisées au Centre de Recherches Géodynamiques de l'Université de Paris-6 (Thonon), où j'ai effectué une partie des analyses en octobre 1998. Au Niger, j'ai bénéficié dans mes recherches de l'aide scientifique de M. Abdou Guéro, responsable de l'Hydrogéologie au Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement.

Cette collaboration hydrogéologique entre l'IRD et l'Université de Paris-Sud s'inscrit au croisement d'une série de thèses en hydrologie au Niger, réalisées à l'ORSTOM / IRD ou au laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie Isotopique de l'Université de Paris-Sud. Suite à l'expérience Hapex-Sahel, de nombreuses thèses ont été réalisées en collaboration avec l'IRD sur la zone d'étude (*e.g.* Desconnets, 1994 ; Peugeot 1995 ; Rockström 1997 ; D'Amato, 1997 ; Delabre, 1998 ; Loireau, 1998 ; Ehrmann, 1999). L'Université de Paris-Sud a également une longue tradition d'encadrement de thèses au Niger en géochimie isotopique, sur des problématiques hydrogéologiques ou paléoclimatiques (*e.g.* Roussin-Bariac, 1985 ; Ousmane, 1988 ; Dubar, 1988 ; Taupin, 1990 ; Le Gal La Salle, 1994 ; Gallaire, 1995). Parmi celles-ci, cette étude se distingue par une véritable co-tutelle scientifique entre deux structures de recherche complémentaires. La double approche hydrodynamique et géochimique qui en procède en constitue l'un des intérêts.

I-2- HISTORIQUE DES ÉTUDES DE L'AQUIFÈRE

Jusqu'à récemment, peu d'études avaient été effectuées sur l'hydrogéologie du Continental Terminal. De plus, parmi l'ensemble des travaux, rares étaient les études novatrices et de qualité ; pour cet aquifère de près de 150 000 km^2, une grande partie des documents n'est que la compilation de rapports anciens maintes fois recopiés. Au mieux, les sources sont convenablement citées, mais sont parfois aussi déformées, ou mal comprises. À titre d'exemple, l'"Atlas des ressources en eaux souterraines du Continental Terminal" (PNUD, 1990), au titre prometteur, n'est qu'une pâle copie parfois erronée, sans esprit critique et à la bibliographie incomplète des travaux de Greigert et Bernert (1979) ; de même, des coupes géologiques de Greigert (1966-a) de l'ouest du bassin des Iullemmeden sont reprises *in* Galadima et Karbo (1993) sans indication d'auteur ; finalement, les coupes leur sont attribuées *in* Le Gal La Salle (1994)... À l'opposé, certaines études sérieuses et bien documentées sont restées jusqu'à présent ignorées en raison d'une diffusion trop restreinte (*e.g.* Brodbeck, 1986-a et -b, 1987), ou par perte des informations annexées sur des feuilles volantes dans certains rapports (*e.g.* annexes de Boeckh, 1965). À partir des information retrouvées, l'historique des études de l'aquifère a été effectuée principalement près de Niamey, sur notre zone d'investigation de l'aquifère du Continental Terminal.

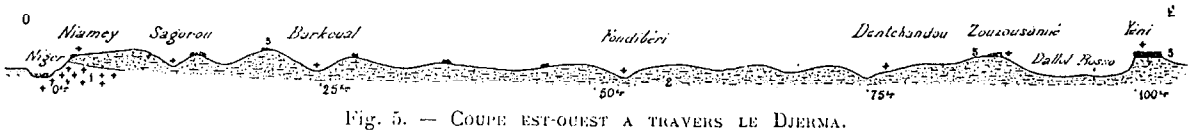


Fig. 5. — Coupe est-ouest a travers le Djerma.
1, granite ; 2, sables argileux ; 3, grès ferrugineux.

Figure I-2-1- La première coupe géologique, et les premières mesures de la profondeur de la nappe phréatique sur la zone d'étude : "Sagorou" 20 m, "Barkoual" 25 m, "Fondibéri" 30 m (Garde, 1910).

Les premières indications hydrogéologiques originales du Continental Terminal datent du début du siècle lors de la mission Tilho *"Niger-Tchad"* (Garde, 1910). À cette occasion, cet auteur fournit la première coupe géologique entre le fleuve Niger et le dallol Bosso, et les premières mesures de la profondeur de la nappe phréatique (Fig. I-2-1). Les études suivantes s'attachent principalement à la nature structurale et sédimentaire du Continental Terminal. Des prospections géophysiques - gravimétrie, magnétisme - sont notamment effectuées dans les années 1950 (*e.g.* Crenn, 1957). Par la suite, du fait de l'absence de matière première dans les couches profondes du bassin, les avancées sont dues aux progrès des infrastructures hydrauliques. Sur la zone d'étude, les premiers puits cimentés datent des années 1930-1950 (Greigert, 1957 ; MHE, 1957-73 ; OFEDES, 1982-a) et les premiers forages des années 1950-60 (Greigert, 1966-b ; Greigert et Bernert, 1979). Ces derniers permettent notamment de mettre en évidence

l'existence de nappes captives. La plupart des publications consistent alors en des rapports techniques, plus ou moins détaillés (bibliographie *in* Greigert et Bernert, 1979). Les premières études scientifiques paraissent peu après l'indépendance, dans les années 1960 : Plote (1961), Tirat (1964), et surtout Boeckh (1965) et Greigert (1968) synthétisent de manière critique les informations disponibles. Les progrès dans les connaissances marquent ensuite un ralentissement, et sont limitées à de rares rapports techniques (CONSIND, 1973) ou aux mesures piézométriques de l'Office des Eaux et du Sous-sol du Niger, plus ou moins fidèlement compilées (OFEDES, 1979, 1982-a). À la fin des années 1970, l'"Atlas des eaux souterraines de la République du Niger" de Greigert et Bernert (1979) ne fait qu'actualiser les rapports précédents sans beaucoup de modifications.

Dans les années 1980, d'importantes campagnes de forages d'hydraulique villageoise ont permis d'améliorer considérablement la connaissance de l'aquifère (Winckler / MHE, 1983 ; BRGM, 1986-a et -b ; INC, 1986 ; OFEDES, 1988 ; Beauduc / BRGM, 1990 ; Dehays / BRGM, 1990). Plusieurs rapports universitaires, de qualité inégale, ont tiré parti de ces informations nouvelles (Abdoulkarimou, 1988 ; Ousseini, 1991 ; Monfort, 1996 ; Duruz, 1996). En parallèle, des études hydrogéologiques menées ou financées par l'Institut Universitaire d'Études et de Développement Suisse ont permis d'apprécier l'évolution des réserves des différentes nappes (Brodbeck, 1986-a et -b, 1987 ; Schroeter, 1993 ; DDH Dosso 1997 ; DDH Tillabéri, 1997).

Dans les années 1990, les études hydrologiques et hydrogéologiques menées au cours de l'expérience Hapex-Sahel ont permis de préciser les processus d'infiltration (Desconnets *et al.*, 1993 ; Desconnets, 1994 ; Desconnets *et al.*, 1995, 1996, 1997) et fournissent les premières estimations chiffrées de la recharge de la nappe phréatique (Leduc et Desconnets, 1994-a et -b ; Leduc et Lenoir, 1995 ; Leduc et Karbo, 1996 ; Leduc *et al.*, 1996, 1997). Plus à l'est et de manière indépendante, la nappe phréatique dans la région de Dosso a fait l'objet d'une première thèse, orientée vers le potentiel hydro-agricole de l'aquifère (Daddy Gaoh, 1993 ; Daddy Gaoh et Dassargues, 1995). Sur les aquifères captifs, une thèse a été également effectuée à partir d'un échantillonnage géochimique des forages artésiens situés à l'ouest du bassin (Le Gal La Salle, 1994 ; Le Gal La Salle *et al.*, 1995).

Malgré les avancées récentes des connaissances, il n'existe toujours aucune carte hydrogéologique synthétique du Continental Terminal ; sur la nappe phréatique dans son ensemble, le rapport de Boeckh (1965) reste la meilleure source d'information disponible... Ces remarques mettent en évidence le caractère exceptionnel de la somme de mesures récemment accumulées sur la nappe phréatique près de Niamey.

I-3- ESTIMATION DE LA RECHARGE : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE

I-3-1- Méthodes d'estimation de la recharge en zone semi-aride

En zone semi-aride, une estimation précise de la recharge est souvent délicate, les méthodes mises au point en milieu tempéré pouvant se révéler inefficaces. De plus, la variabilité spatio-temporelle de la recharge est généralement forte, et les processus variés. Pourtant, une estimation précise de la recharge des nappes phréatiques en milieu semi-aride est indispensable pour une gestion optimale des ressources en eau et apparaît souvent comme la clé d'un développement économique durable. Les méthodes d'estimation de la recharge sont diverses et peuvent être subdivisées en plusieurs types selon le milieu d'étude et les outils utilisés. Les principaux résultats sont obtenus à partir de méthodes géochimiques ou hydrodynamiques, soit dans la zone non-saturée, soit à partir d'un échantillonnage dans la nappe. Les travaux de compilation de Fontes et Edmunds (1989) ou plus récemment de Simmers (1997) présentent un "état de l'art" sur la question. L'étude bibliographique ci-dessous se focalise principalement sur les études effectuées en Afrique sahélienne, avec quelques exemples issus d'autres régions semi-arides du globe (sud des États-Unis, Moyen-Orient, Australie).

I-3-1-1- Mesures dans la zone non-saturée

De nombreuses études ont montré que la recharge d'un aquifère peut être étudiée de manière satisfaisante à partir de mesures géochimiques dans la zone non-saturée. Au Sahel, la recherche du pic de tritium thermonucléaire a permis à Aranyossy et Gaye (1992) de déterminer un taux de recharge entre 20 et 30 $mm.an^{-1}$ dans les sables dunaires au nord du Sénégal, pour une pluviométrie de l'ordre de 300 $mm.an^{-1}$ (Fig. I-3-1). Une méthode au principe similaire est celle du bilan des chlorures, qui utilise le caractère conservatif de l'ion chlorure pour déterminer la part de l'eau infiltrée à partir d'une équation de masse (1) :

$$Re = (P \,.\, C_p) / C_{ZNS} \qquad (1)$$

où *Re* est la recharge (inter)annuelle de la nappe, *P* la moyenne annuelle des précipitations, C_P la concentration moyenne pondérée en chlorure dans l'eau de pluie et C_{ZNS} la concentration moyenne en chlorures dans la zone non-saturée, au-delà de la zone de reprise évapotranspiratoire. De par sa simplicité et son apparence robuste, cette méthode est largement utilisée. Cependant, les conditions d'application nécessitent un examen rigoureux des processus de recharge (de préférence directs), de l'homogénéité

géologique de l'aquifère, de l'absence de source de chlorure autre que l'eau de pluie, et de l'absence d'exportation des chlorures, notamment par ruissellement (Wood, 1999). Ces conditions sont loin d'être réunies partout ; par exemple, Gieske *et al.* (1990) notent au Botswana semi-aride que la complexité du transfert des solutés dans la zone non-saturée rend inapplicable la méthode sur leur zone d'étude. Les teneurs en isotopes stables de la molécule d'eau (^{18}O, ^{2}H) sont souvent utilisées pour déterminer les processus de recharge : au Burkina-Faso par exemple, Mathieu et Bariac (1996) ont utilisé ces traceurs pour discriminer les infiltrations rapides (préférentielles) et lentes (diffuses) dans un sol argileux. D'autres méthodes sont parfois appliquées en zone semi-aride. Par exemple, Bazie *et al.* (1995), toujours au Burkina-Faso, ont déterminé à partir d'un dispositif de mesures tensio-neutroniques et de lysimètres un processus de recharge de type indirect, et une profondeur maximale de reprise de l'eau par évaporation de l'ordre de 3 m ; ces méthodes plus lourdes sont cependant moins utilisées qu'en zone tempérée.

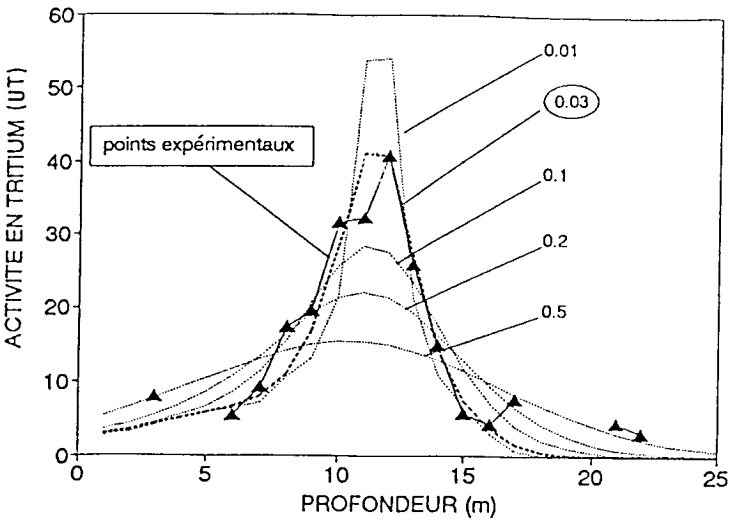


Fig. 3. – Simulation des profils en tritium. Les courbes en pointillés correspondent aux différentes valeurs du coefficient de dispersion. La courbe en tireté gras représente la meilleure simulation ($D = 0{,}03\ m^2.an^{-1}$).

Fig. 3. – Simulated tritium profiles. Dotted lines correspond to the different values of the dispersion coefficient. Dashed line shows the best adjustment ($D = 0.03\ m^2.yr^{-1}$).

Figure I-3-1- Pic de tritium expérimental et simulation de profils en tritium en zone non-saturée au Sénégal (Aranysossy et Gaye, 1992).

I-3-1-2- Mesures dans la nappe

L'autre grande voie d'étude de la recharge implique un échantillonnage *in situ* dans la nappe. Cette méthode utilise la plupart des traceurs utilisés dans la zone non-saturée et précédemment décrits. Par exemple, à partir de mesures en tritium dans la nappe, Conrad *et al.* (1975) mettent en évidence l'alimentation actuelle des nappes libres du Sahara ; avec le même traceur, Leduc *et al.* (1996) estiment la recharge proche de 25 $mm.an^{-1}$ au sud-ouest du Niger (Fig. I-3-2). Par la méthode des chlorures

appliquée à la zone saturée, Edmunds et Gaye (1994) estiment la variabilité de la recharge au nord-ouest du Sénégal de 1 à 13 mm.an^{-1}, pour une pluviométrie de 280 mm.an^{-1} ; la méthode a également été appliquée par Bazuhair et Wood (1996) en Arabie Saoudite, et fournit des valeurs plus variables, entre moins de 1 et près de 60 mm.an^{-1}. Enfin, l'utilisation des isotopes stables de la molécule d'eau (^{18}O, ^{2}H) permet, comme en zone non-saturée, d'évaluer les processus de recharge en zone semi-aride (*e.g.* Onodera *et al.*, 1995 ; Njitchoua *et al.*, 1995).

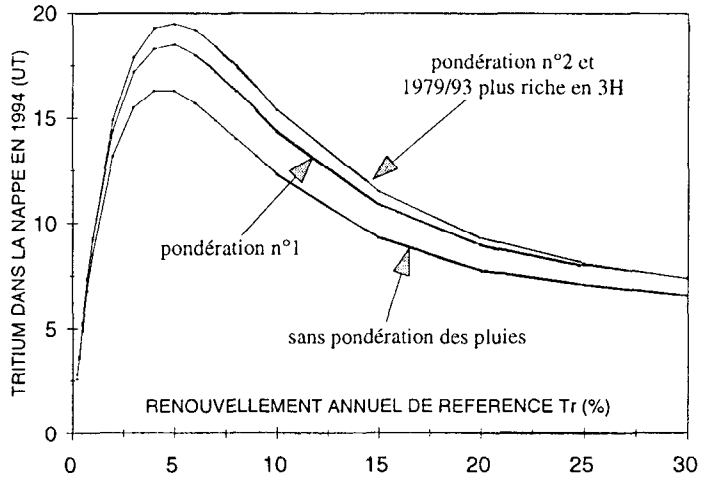


Figure I-3-2- Estimation du taux de renouvellement annuel de l'aquifère du Continental Terminal au Niger (~ 0,5%) à partir de la teneur médiane en tritium (4 U.T.) dans la nappe, pour un modèle de mélange "parfait" (Leduc *et al.*, 1996).

En zone saturée de l'aquifère, des méthodes plus spécifiques sont possibles. L'estimation de la recharge à partir de l'activité ^{14}C du carbone inorganique dissous a été appliquée dès l'origine de la méthode à des nappes libres de milieu semi-aride (Tamers, 1967). Actuellement, d'autres méthodes géochimiques plus récentes (^{3}H / ^{3}He, CFC, *etc.*) sont en voie de validation en milieu semi-aride (exemples *in* Clark et Fritz, 1997). Les méthodes hydrodynamiques sont également largement utilisées. Par modélisation hydrologique, Filippi *et al.* (1990) déterminent des recharges variant entre 47 et 267 mm.an^{-1} selon les sites et les années au Burkina-Faso ; Sorman *et al.* (1997), en Arabie Saoudite, calculent par modélisation hydrodynamique des taux d'infiltration de l'ordre de 10 à 30 m^3 par mètre de longueur d'oued après de forts écoulements ; Faye *et al.* (1998) estiment la recharge régionale de l'aquifère du littoral nord du Sénégal à quelques mm.an^{-1} par modélisation hydrodynamique.

Ces estimations variées (de quelques mm à plus de 100 mm.an^{-1}) dans des milieux semi-arides apparemment proches, par des méthodes différentes en zone non-saturée ou dans la nappe, peuvent illustrer la variabilité des situations naturelles, ou la variabilité des précision des méthodes. Souvent, seule

la combinaison de plusieurs approches permet de préciser les estimations.

I-3-2- Méthodes appliquées pour cette étude

L'approche bibliographique met en évidence les avantages et les faiblesses d'études menées dans la zone non-saturée ou dans la nappe pour l'estimation de la recharge :

- Dans la zone non-saturée, l'approche est intégrée dans le temps en fonction du taux de recharge et selon la profondeur d'investigation, mais reste très localisée dans l'espace. L'étude permet le choix du site dans le paysage, et l'échantillonnage est contrôlé, l'extraction de l'eau étant effectuée au laboratoire. De récentes études ont cependant mis en évidence la difficulté d'obtenir des taux de recharge représentatifs dans des milieux non-saturés hétérogènes. Par exemple, Scanlon *et al.* (1997) ou McCord *et al.* (1997) posent le problème de la modélisation du transport de solutés dans la zone non-saturée, du fait de la fréquence des zones de recharge préférentielle à toutes les échelles en milieu semi-aride. Compte-tenu de la nature très hétérogène du Continental Terminal, de telles remarques pourraient remettre en cause la représentativité des résultats. Par ailleurs, le caractère localisé de la recharge, le ruissellement et l'érosion croissants sur la zone d'étude depuis plusieurs décennies sont peu compatibles avec les hypothèses de recharge généralement impliquées pour les estimations en zone non-saturée.

- Dans la nappe, l'approche est intégrée dans le temps en fonction du taux de renouvellement, et nécessite une bonne connaissance des réserves de l'aquifère. Les approches hydrodynamiques et géochimiques sont faciles à combiner et ne nécessitent qu'une instrumentation légère, mais le choix du site de prélèvement est limité aux points d'accès à la nappe. Sur la zone d'étude, ces points sont nombreux, variés (puits, forages), bien répartis dans l'espace (Fig. I-4-1) et permettent donc un accès facile à la nappe phréatique. Le contexte géologique et les limites de l'aquifère sont définis avec précision (Abdoulkarimou, 1988, Monfort, 1996). De plus et surtout, des études hydrodynamiques et géochimiques préliminaires (*e.g.* Leduc *et al.*, 1997 ; Leduc et Taupin, 1997) fournissent un point de départ intéressant, particulièrement au Sahel où les études hydrogéologiques à long terme sont rares.

En raison de ces considérations convergentes, la nappe a donc été retenue comme milieu d'étude. Plusieurs méthodes indépendantes ont été appliquées. En hydrodynamique, la hausse piézométrique peut fournir une estimation de la recharge ; dans l'espace, la modélisation hydrodynamique de la dépression piézométrique implique une estimation des flux. En géochimie, l'analyse du tritium dans la nappe permet une modélisation du taux de renouvellement dans l'aquifère (*cf.* Fig. I-3-2), une approche également possible avec la mesure de l'activité du carbone-14 dissous. Parce que ces approches indépendantes sont

intégrées sur des périodes de temps différentes - quelques années pour la hausse de la nappe, quelques décennies pour le tritium, quelques centaines ou milliers d'années pour le carbone-14, leur combinaison permet des recoupements et rend possible l'estimation de l'évolution à long terme de la recharge. D'autres outils (^{18}O/ ^{2}H, ^{13}C, chimie) ont été utilisés pour préciser les processus d'infiltration. Les résultats sont logiquement regroupés et présentés en fonction de la nature des données : hydrodynamiques (III), physico-chimie et minéralisation (IV-1), géochimie isotopique (IV-2). La conclusion (V) propose un schéma conceptuel critique de la recharge de la nappe à partir de l'ensemble de ces résultats.

I-4- POINTS D'ACCÈS A LA NAPPE, DIFFICULTÉS LOGISTIQUES

I-4-1- Densité et typologie des points d'accès à la nappe

Alors qu'au début du siècle la densité des points d'accès à la nappe semblait faible (Garde, 1910 ; Gouraud, 1944), de nombreux ouvrages ont été foncés depuis plusieurs décennies suite aux sécheresses des années 1970-80 et en parallèle à l'augmentation de la population. Actuellement, on peut distinguer plusieurs types de points captant la nappe phréatique : des puits, des forages, quelques piézomètres. Les puits-forages sont une catégorie à part qu'il faut savoir identifier : ils ont l'aspect extérieur d'un puits, ne captent pas la nappe phréatique mais servent de réservoir à un forage adjacent captant une nappe captive (*e.g.* NISSHO, 1998). Au centre de la zone d'étude, entre 2°30' / 2°45'E, 13°30' / 13°45'N (~ 750 km^2), l'inventaire de l'ensemble des points d'accès à la nappe phréatique montre une densité d'un ouvrage pour 10 km^2 (Fig. I-4-1). La comparaison de cet inventaire avec les atlas des ressources hydrauliques du Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement (MHE, 1986, 1990-a et -b, 1991) montre des différences de détail, mais confirme l'ordre de grandeur de ce chiffre.

I-4-1-1- Les puits

Les puits représentent la majorité des points d'accès à la nappe (~ 90%, Fig. I-4-1). Plusieurs types de puits peuvent être distingués sur la zone d'étude : puits traditionnels boisés, puits traditionnels cimentés, puits cimentés vrais. Contrairement à certaines régions du Niger (comme par exemple dans l'Aïr), il n'existe pas de puisards temporaires sur la zone d'étude ; tous les puits sont pérennes et captent la même nappe.

Les plus anciens points d'eau sont des puits traditionnels à paroi nue, à margelle boisée et d'ouverture variable (de moins de 0,5 m à plus de 2 m de diamètre). Ces puits peuvent être très profonds, et dépasser les 60 m (*e.g.* Birnin Lafia, au nord-ouest de la figure I-4-1). Depuis plusieurs années, ces puits tendent à être remplacés par des puits traditionnels cimentés, à margelle bétonnée ou empierrée, cuvelés sur une épaisseur variable ; dans tous les cas, ces puits ne possèdent pas de crépine et l'eau de la nappe suinte directement de l'aquifère. Dans la zone de battement de la nappe se créent ainsi des cavités plus ou moins larges : à Kobéri Kouara, le puits (aujourd'hui effondré) de 50 m dans lequel je suis descendu en 1996 présentait au fond une cavité d'un diamètre d'environ 5 m, pour une ouverture sommitale de 1,60 m. En raison de la nature très argileuse et compacte du Continental Terminal, ces puits peuvent néanmoins durer plusieurs décennies (Fig. I-4-2) ; certains dateraient du début du XIXe siècle

(MHE, 1957-1973 ; Brodbeck, 1986-a). Actuellement les puits traditionnels, partiellement cimentés ou non représentent environ 50% des points d'accès à la nappe.

Les vrais puits cimentés sont des puits busés et crépinés, financés par l'état ou par la coopération

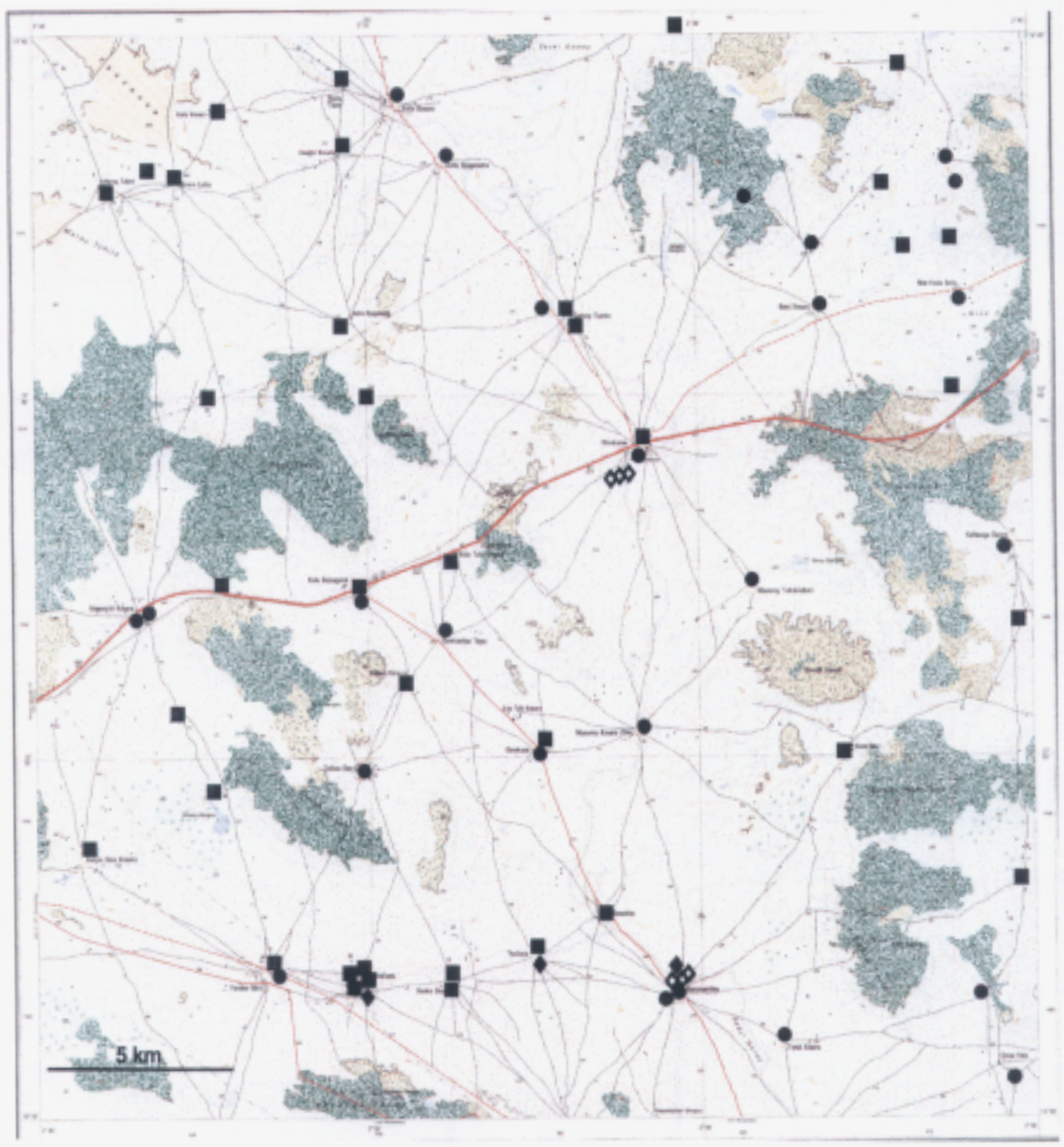


Figure I-4-1- Points d'accès à la nappe phréatique (1997). Feuille "Niamey 4 a" au 1 : 50 000e (JICA / IGNN, 1995). ■ : puits traditionnel boisé ou partiellement cimenté, ● : puits cimenté crépiné, ◆ : forage, ◊ : piézomètre.

internationale, souvent renforcés en surface par une superstructure plus ou moins élaborée (Fig. I-4-3).

Ils représentent environ 35% des points d'accès à la nappe. Comme pour les puits traditionnels, ces puits sont largement ouverts sur l'atmosphère, avec des diamètres d'ouverture entre 1,40 m et 1,80 m. De ce



Figure I-4-2- Un puits traditionnel typique en cours de désensablement : le puits boisé de Sama Dey en 1993. Puits d'origine du village (~ 1910), profond de 45 m. (*ph. C. Leduc*).

fait, ils sont très sensibles aux apports extérieurs (poussières, cordages, débris végétaux, excréments du bétail...) et nécessitent d'être désensablés régulièrement ; à titre d'exemple, au puits cimenté de Goguiéizé Kouara, le désensablement en septembre 1996 a permis d'extraire manuellement près de deux tonnes de sable sec ! Tous les puits de la région entretiennent une faune et une flore variées (chauve-souris, crapauds, vers rouges, algues vertes, ou même des poissons près des mares temporaires), micro-écosystèmes qui mériteraient d'être l'objet d'études spécifiques. En hydrogéologie, ce sont des perturbations possibles de l'échantillonnage, en particulier géochimique.

I-4-1-2- Les forages

À la différence des puits, les forages sont des ouvrages fermés sur l'extérieur, crépinés sur une dizaine de mètre et captent les horizons les plus productifs de l'aquifère (Fig. I-4-3). Ils constituent des points d'échantillonnage complémentaires des puits, mais ne représentent qu'environ 5% des points d'accès à la nappe. Le plus souvent, les forages sont à motricité humaine (Fig. I-4-4), mais sont aussi parfois équipés de pompes solaires. Des piézomètres à vocation scientifique ont récemment été forés dans certains sites d'étude mais leur nombre reste faible ; la figure I-4-1 réunit la quasi-totalité de ceux existant sur la zone d'étude.

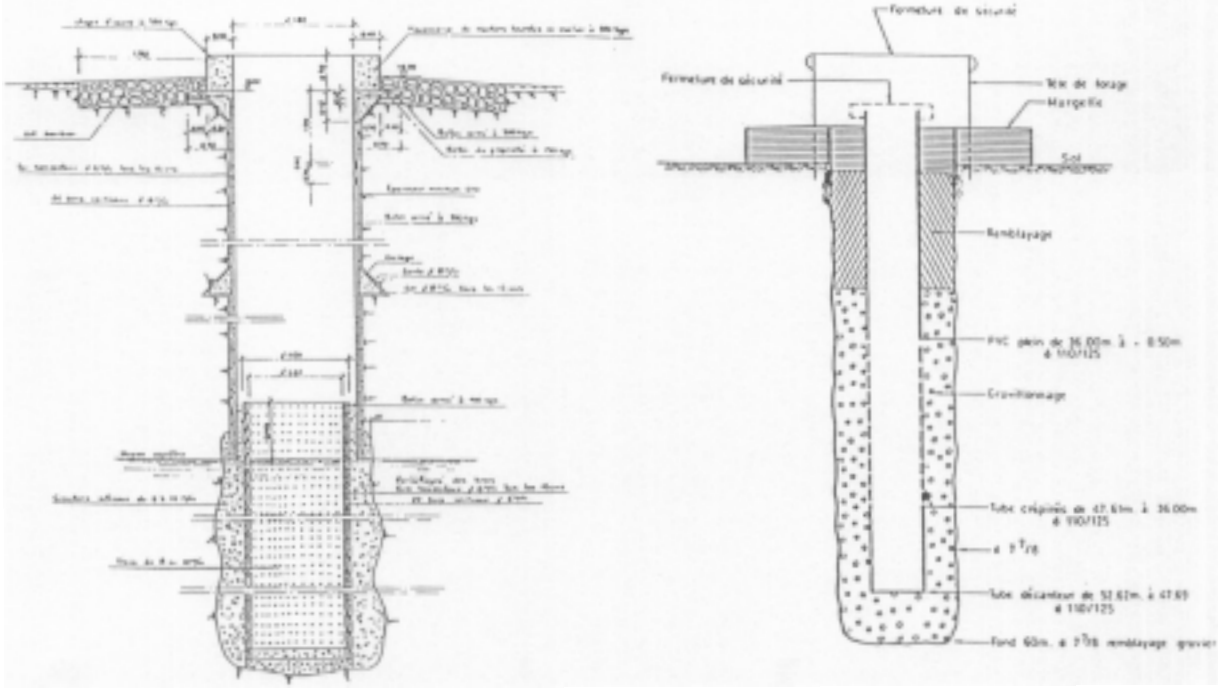


Figure I-4-3- Exemples de coupes techniques : à gauche, puits cimenté (CONSIND, 1973) ; à droite, forage (OFEDES, 1988). Alors que les puits sont ouverts sur l'atmosphère et captent les premiers mètres saturés de l'aquifère, les forages sont fermés sur l'extérieur et crépinés sur une dizaine de mètres, à des profondeurs variables.



Figure I-4-4- Un forage typique, celui de Tollo (décrit *in* Dehays / BRGM, 1990) en avril 1998.

I-4-2- Difficultés logistiques

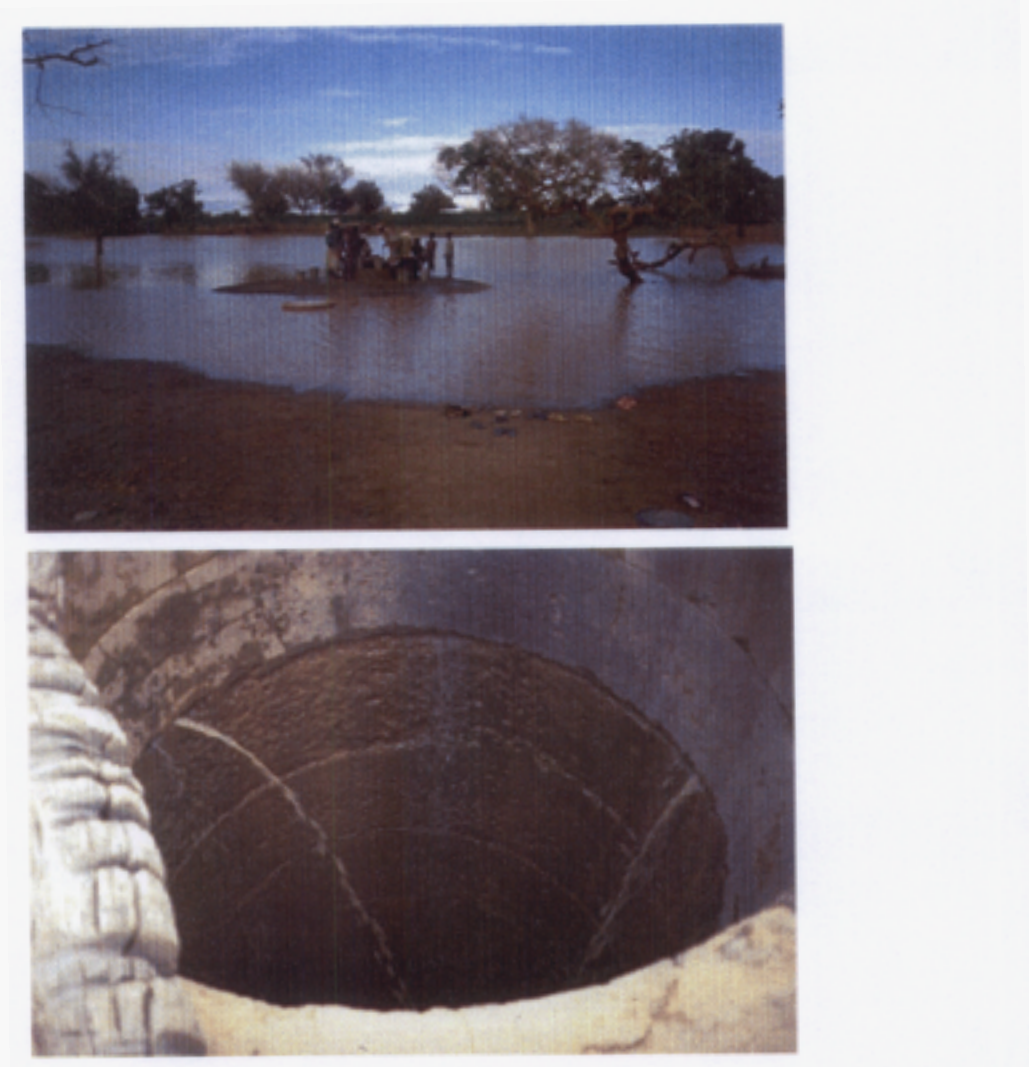


Figure I-4-5- Exemples de puits inondés sur la zone d'étude : Barkiawal Béri "village", hivernage 1999 (en haut, *ph. C. Leduc*) et Wankama "sud", hivernage 1998 (en bas).

Les difficultés logistiques en Afrique sahélienne sont connues, mais leur importance en terme de représentativité des mesures est souvent mal évaluée. En particulier, parce que les puits ont tendance à être creusés dans les bas-fonds où la nappe est la moins profonde, près de 20% des puits subissent des inondations plus ou moins prolongées en saison des pluies, souvent de manière très fugace. En situation extrême, certains puits peuvent rester submergés pendant toute la saison des pluies, comme à Barkiawal Béri en 1999 (Fig. I-4-5). Les mesures piézométriques et les échantillonnages géochimiques qui en proviennent sont peu ou pas représentatifs de l'aquifère, même plusieurs mois après l'inondation. Bien connues des habitants, ces invasions d'eaux de ruissellement dans les puits ont semble-t-il été jusqu'à

présent ignorées par la plupart des chercheurs au Sahel. En dehors du poids des habitudes et d'une certaine paresse intellectuelle, d'autres difficultés logistiques peuvent expliquer cette négligence. Au Sahel, la saison des pluies (où peuvent s'observer les inondations) est peu propice aux missions d'échantillonnage, les pistes étant le plus souvent impraticables - certaines le sont déjà en saison sèche (Fig. I-4-6). De plus, les missions d'"experts" sont généralement courtes, et nécessitent d'effectuer les mesures et les prélèvements en un minimum de temps. La représentativité et la validité des échantillonnages sont alors plus souvent supposées que démontrées. La représentativité de l'échantillonnage en nappe libre au Sahel a fait l'objet d'une publication (Favreau *et al.*, 2000-b) ; la validité des mesures est décrite spécifiquement au début de chaque chapitre de la thèse.



Figure I-4-6- Un exemple de difficulté de circulation : piste entrecoupée de ravines près de Kokorbe Fandou, mai 1998.

D'autres difficultés logistiques existent : l'approvisionnement en matériel, les crevaisons sur les pistes, les forages en panne, les températures à l'ombre de plus de 40°C, sont des contraintes bien connues en milieu semi-aride, qui méritent cependant d'être rappelées.

I-5- REMERCIEMENTS

Une thèse est un voyage, et le chemin emprunté pour en découvrir les richesses dépend beaucoup de l'auteur, à la fois mousse et capitaine sur une galère au cap incertain. Pour cette thèse où pendant 4 ans j'ai cherché à donner le meilleur de moi-même, je n'aurais cependant pas réussi sans les échanges nés de fructueuses rencontres.

Au Niger où j'ai passé près de 2 ans, je tiens à remercier tous les nigériens de l'IRD, qui m'ont aidé chacun dans leur domaine de compétence. En particulier, je pense à l'équipe d'hydrologie, Abdoulaye Koné et Bodo Seyni, dont l'intelligence et la disponibilité ont été inestimables, mais aussi à Yacouba Seydou qui a toujours été prêt à travailler en brousse jusqu'au bord de la nuit. Au service du garage, Abdoulaye Oumarou et Amadou Boubacar m'ont aidé pour la maintenance de véhicules 4x4 souvent plus proches de la réforme que du rodage. Je pense aussi à Ibrahim Harouna et à Moussa Abdou Boubacar pour l'informatique, à Tahirou Amadou, Hadiara Nafoga et Ramatou Issaka pour la documentation.

Toujours au Niger, je remercie du fond du coeur tout le personnel du Ministère de l'Hydraulique pour son aide constante. Je remercie en particulier Abdou Guéro, responsable de l'Hydrogéologie avec qui j'ai eu souvent l'occasion de discuter de mes recherches en cours, et Mouha Ahamadou et Albaka Ahmed de la Documentation pour les prêts d'ouvrages. Je remercie aussi le service de l'Inventaire des Ressources Hydrauliques, celui de l'Hydraulique Rurale, le Centre de Formation aux Techniques de l'Eau et de l'Assainissement pour les essais de pompage et les Directions Départementales de l'Hydraulique de Tillabéri et de Dosso pour l'échange des mesures piézométriques. À l'antenne ANTEA-BRGM de Niamey, Tahirou Abdoulkarimou m'a également aidé par le prêt de documents, et l'Institut Géographique National du Niger m'a permis d'obtenir des nivellements de qualité au GPS différentiel. À l'Office des Eaux du Sous-sol, Maoudé Koroney m'a facilité la consultation d'archives primordiales et je l'en remercie vivement.

De retour en France, l'analyse des échantillons a nécessité plusieurs mois où Annick Filly, Marc Massault, Annick Raguideau et Sandra Van-Exter (Université de Paris-Sud - Orsay) m'ont procuré leur aide pour les analyses isotopiques ainsi que l'occasion de discussions enrichissantes ; au Centre de Recherches Géodynamiques (Université de Paris-VI - Thonon), Milanka Babic et Martial Dray m'ont également aidé pour les analyses en Tritium. Dans un autre registre important, je remercie les

anciens hydrogéologues au Niger que j'ai contactés et qui ont bien voulu me renseigner sur l'existence de mesures piézométriques des décennies passées : Francis Balmer, Guy Bernert, Eduard Boeckh, Walter Neumann, Hartmut Paschen, Pierre Schroeter et Michel Tirat. Outre ce service, Jacques Greigert a accepté de rédiger une courte préface à cette thèse et c'est pour moi une très grande fierté. Je tiens également à remercier Abdelkader Dodo pour avoir bien voulu me communiquer les résultats de ses essais de pompage, Maxime Monfort pour son travail fondamental sur la géologie de la zone d'étude, Stéphane Sabljak qui a eu l'heureuse idée de retrouver la thèse de Garde (1910), Wenceslao Martin-Rosales, Marie-Emilie Buisson et Sylvain Massuel pour avoir chacun accepté que je reproduise une figure de leurs travaux, et mon cher collègue Vincent Mathon pour avoir partagé au quotidien ses laborieux progrès sur la connaissance de la climatologie sahélienne ...

Je remercie enfin très sincèrement les membres du jury de ma thèse, particulièrement pour l'échange d'idées très vivant et enrichissant lors de ma soutenance. Je remercie particulièrement mes deux rapporteurs, Antonio Pulido-Bosch et Anne Coudrain-Ribstein, pour leur relecture à la fois critique et pertinente du manuscrit, ainsi que Wolfgang Kinzelbach pour l'intérêt qu'il a manifesté pour ce travail de par sa connaissance de l'hydrogéologie du Niger. Je remercie profondément mes deux co-directeurs de thèse, Christelle Marlin et Christian Leduc, pour la liberté de travail qu'ils ont bien voulu me laisser et pour leur grande disponibilité ; je crois qu'ils savent combien je les remercie pour tout ce qu'ils ont fait pour cette thèse.

Que les résultats de cette thèse profitent aux habitants du Niger, qui m'ont souvent donné spontanément des renseignements fondamentaux lors de mes recherches sur le terrain.

Niamey, le 2 février 2001.

II- LE MILIEU D'ÉTUDE

II-1- CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET HUMAIN

II-1-1- Situation géographique

Le sud-ouest du Niger se situe au centre-sud de l'Afrique de l'ouest, avec comme pays limitrophes le Mali au nord, le Burkina-Faso à l'ouest, le Bénin au sud et le Nigéria au sud-est (Fig. II-1-1). À l'échelle du Sahel (de l'arabe"sahil", rivage, bord, dans le sens de marge du Sahara), Niamey, la capitale, occupe une position approximativement centrale, souvent prise comme exemple climatique type par les atlas de géographie (*cf.* ch. II-2).

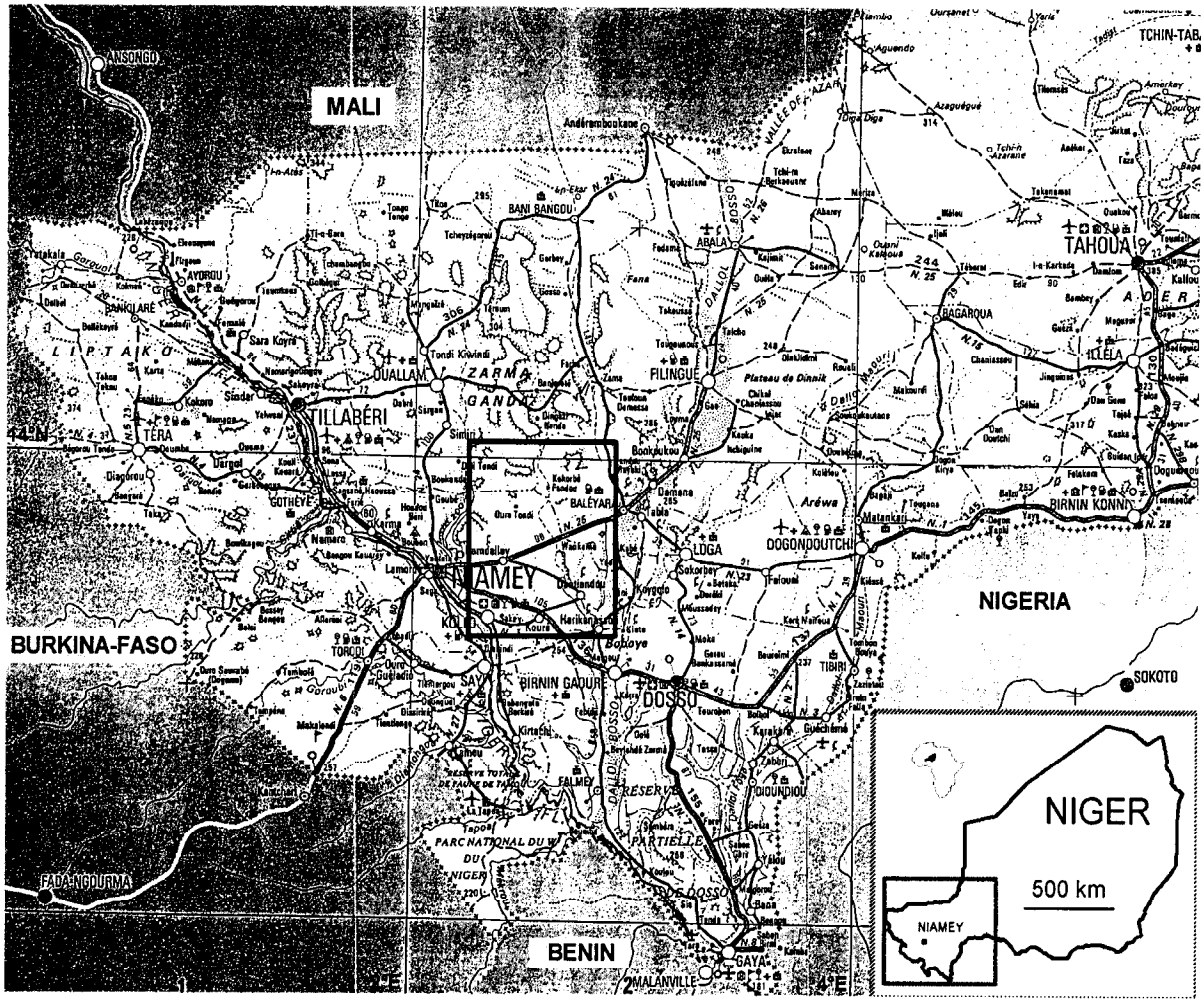


Figure II-1-1- Le sud-ouest du Niger et les pays limitrophes, en Afrique de l'ouest (*d'après* IGNN, 1993).

Le secteur d'étude se situe entre 13°15' et 14°05' de latitude nord, et entre 2°15' et 2°55' de longitude est (Fig. II-1-1). La plupart des caractéristiques géographiques de cette zone sont communes

au sud-ouest du Niger, et représentatives de la bande sahélienne.

II-1-2- Le milieu humain

D'un point de vue historique, le Niger est un pays de création coloniale, et ses limites sont largement artificielles. La limite sud du pays, par un exemple approprié au domaine de cette thèse, a été ramenée plus au sud d'environ 80 km dans la région de Birnin Konni au début du XXe siècle, pour permettre aux militaires français de voyager sur "la ligne des puits", entre Dogondoutchi et Tahoua (Gouraud, 1944).

En conséquence au caractère imposé des frontières, plusieurs ethnies coexistent au Niger, réunies administrativement depuis près d'un siècle. Au sud-ouest du pays, à l'est de Niamey, les plus importants en nombre sont les Zarmas (omniprésents sur le secteur d'étude), cultivateurs sédentaires ; les Peuls vers le sud, pasteurs et cultivateurs ; des Touaregs semi-sédentaires, au nord-est. Ces trois influences se retrouvent dans les noms des villages de la zone d'étude : Tondi Banda, Fandou Béri, Banizoumbou sont des villages Zarma ; Fétobboki Peul, Tokobinkani Peul sont d'origine peule comme leur nom l'indique ; Kafina ou Agharous sont des dénominations issues du Tamasheq. La toponymie traduit souvent un mode de vie : les villages Zarmas sont souvent très groupés, bien circonscrits, tandis que les villages Peuls ou Touaregs sont des lieux à habitat dispersé. À l'est de Niamey, dans la région étudiée, le Zarma sert de langue véhiculaire entre les différentes ethnies (Bernus, 1978).

À l'indice du développement humain, le Niger est l'un des pays les plus pauvres de la planète, avec notamment un taux de scolarisation de 27%, une espérance de vie de 47 ans, et un PIB proche de 1 000 FF par habitant et par an. La population, concentrée dans la bande soudano-sahélienne au sud du pays est rurale à 75% (Caupin *et al.*, 1997). Les infrastructures routières sont rares et seulement deux routes goudronnées traversent le secteur d'étude (Fig. II-1-1). Le reste du réseau est constitué de routes latéritiques dans le meilleur des cas, le plus souvent de simples pistes sableuses ; l'accès aux villages est donc souvent difficile, et parfois impossible aux véhicules motorisés en saison des pluies. Du point de vue socio-économique, si Niamey bénéficie comme toutes les capitales ouest-africaines des possibilités récentes de communication et d'équipement, le sous-développement induit que la majorité des habitants de la capitale reste proche d'un mode de vie rural.

Dans les campagnes, où les infrastructures modernes sont souvent inaccessibles, les conditions de vie sont restées quasiment identiques à ce qu'elles étaient il y a un siècle ; l'accès à l'eau s'effectue souvent selon les mêmes techniques (Fig. II-1-2) et la même répartition sociale des tâches est toujours

en vigueur.

D'un point de vue démographique, la croissance est actuellement l'une des plus fortes du monde, avec un taux annuel sur les dernières années proche +3,3%, 50% de la population ayant moins de 15 ans (Caupin *et al.*, 1997). Niamey, simple poste militaire français vers 1900, dépasse aujourd'hui 500 000 habitants. En dehors de la capitale, la population du sud-ouest du Niger est essentiellement rurale, répartie en de nombreux villages, avec une densité proche de 50 habitants.km^{-2}, l'une des plus fortes du Niger.

Les principales ressources du sud-ouest du pays sont liées à l'agriculture. Le mil (*Pennisetum sp.*) est la culture dominante et constitue la base de l'alimentation ; dans les bas-fonds, quelques cultures d'arachide ou de manioc existent également de manière ponctuelle. L'élevage est assez développé (moutons, chèvres, boeufs-zébus, dromadaire) et fournit le lait, mais la consommation de viande est loin d'être quotidienne.

Du fait de l'anthropisation du milieu, la faune sauvage a terriblement régressé depuis le début du siècle et la chasse, autrefois ressource complémentaire, est devenue impossible. Si la dernière population de girafes d'Afrique de l'ouest - *Giraffa camelopardalis peralta* - se rencontre encore sur le secteur, autour de Kouré et parfois plus au nord (plateaux de Birni Kolondia, de Karbanga ou de Banizoumbou), elle le doit à une semi-protection tardive liée au tourisme, la population plus à l'ouest vers Tillabéri au début des années 1970 (Machens, 1973) ayant totalement disparu. De même, l'autruche - *Struthio camelus* - encore présente à une cinquantaine de kilomètres au nord de Niamey au début du siècle selon les villageois, a aujourd'hui complètement disparu. La pintade sauvage - *Numida meleagris* - n'est plus présente sur le secteur ; *Gazella rufifrons*, la gazelle à front roux est désormais réfugiée sur les derniers plateaux à brousse tigrée encore denses et sa rencontre est devenue un événement. Le varan terrestre, *Varanus griseus*, comestible, est lui aussi en voie de disparition. Ces observations ont valeur de témoignage et confirment, si besoin était, l'ampleur de l'impact anthropique subi par le milieu naturel depuis plusieurs décennies.

II-1-3- L'importance socio-économique de la nappe phréatique

Hormis le fleuve Niger qui alimente les villes situées sur son cours, la nappe phréatique représente l'unique ressource en eau permanente accessible pour l'ensemble de la population au sud-ouest du Niger ; son importance est donc non seulement économique, mais aussi vitale : *"Aman, iman"* (l'eau, la vie) est un proverbe Touareg très connu (Bernus, 1978).



Figure II-1-2- Femme puisant de l'eau, Niger, vers 1900 (*in* Gouraud, 1944) et femmes au puits (Kouabiri Kouara), sud-ouest du Niger, 1997.

Dans le passé comme aujourd'hui, foncement du puits et création du village vont de pair : *"Auparavant, tout le monde se groupait pour creuser un puits. Puis on partageait le pays à partir des quatre côtés de la margelle, c'est ainsi que l'on fondait un nouveau village"* (d'après un villageois Zarma, *in* Olivier de Sardan, 1984). Cette relation forte entre village et puits se retrouve dans la toponymie des villages : Dey Tégui ("nouveau puits"), Harikanassou ("l'eau qui fait grossir"), Agharous ("puits profond") sont autant de preuves qu'au Sahel, le puits est au centre de la vie. Souvent le témoin le plus ancien de l'occupation humaine, le puits traditionnel creusé à même le grès argileux est souvent considéré comme un lien précieux avec les ancêtres fondateurs. Sur la zone centrale de l'étude, des enquêtes sur l'âge de création des villages ont montré que les plus anciens datent des XVIe et XVIIe siècles (Loireau, 1998).

Au delà de cette relation vitale, le puits est aussi un lieu de rencontres et d'échanges : pour les femmes du village, c'est souvent le dernier salon où l'on cause (Fig. II-1-2), et pour les pasteurs, l'occasion d'échanger des nouvelles. Mais le puits peut aussi être dangereux : outre leur profondeur, l'effondrement des puits traditionnels sous l'effet de l'âge et de l'usage peut tuer les femmes au puisage (*e.g.* à Kofo), quand ce ne sont pas des mauvais génies qui choisissent d'y élire domicile (*e.g.* à Boula Kouara)...

Lorsque peu d'ouvrages sont dédiés à l'observation scientifique, une connaissance minimale des usages des points d'échantillonnage est très utile pour apprécier la représentativité des mesures. Au sud-ouest du Niger, l'irrigation est absente et hormis quelques rares cultures de contre-saison, toutes les cultures sont strictement pluviales. L'exhaure de l'eau de la nappe est quasi-exclusivement à motricité humaine ou animale et dépend des saisons ; ainsi lors de l'hivernage (juin à septembre) les puits pastoraux, en dehors des villages, sont souvent abandonnés, les troupeaux migrant vers le nord, tandis qu'en saison sèche ces puits sont extrêmement sollicités par les pasteurs. Dans les villages au contraire, la saison des pluies nécessite une main d'oeuvre nombreuse pour la culture du mil tandis qu'en saison sèche de nombreux migrants s'expatrient vers les pays côtiers. Leduc et Loireau (1997) ont estimé les prélèvements à 0,3 $mm.an^{-1}$ sur un secteur représentatif de 400 km^2 de la zone d'étude. Du strict point de vue scientifique opportuniste, la faible exploitation de la nappe est paradoxalement une chance, la situation actuelle pouvant être considérée comme plutôt naturelle.

II-2- CLIMAT ET PALÉOCLIMATS

II-2-1- Le climat actuel

II-2-1-1- Cadre climatique régional

Le climat du sud-ouest du Niger entre dans le cadre régional de celui la bande tropicale sahélienne. En Afrique de l'ouest, le mouvement des masses d'air est déterminé par l'antagonisme des anticyclones des Açores et de Ste Hélène, respectivement à l'origine de l'harmattan, l'alizé chaud et sec de secteur nord-est, et de la mousson issue du golfe de Guinée. Leurs affaiblissements ou renforcements respectifs déterminent la position du FIT, le front intertropical de convergence, trace au sol de la position de l'équateur météorologique. En coupe, ce dernier se présente sous la forme d'un plan incliné vers le nord, front de séparation entre la mousson tiède et humide au sol et la masse d'air chaude et sèche de l'harmattan en altitude (Fig. II-2-1).

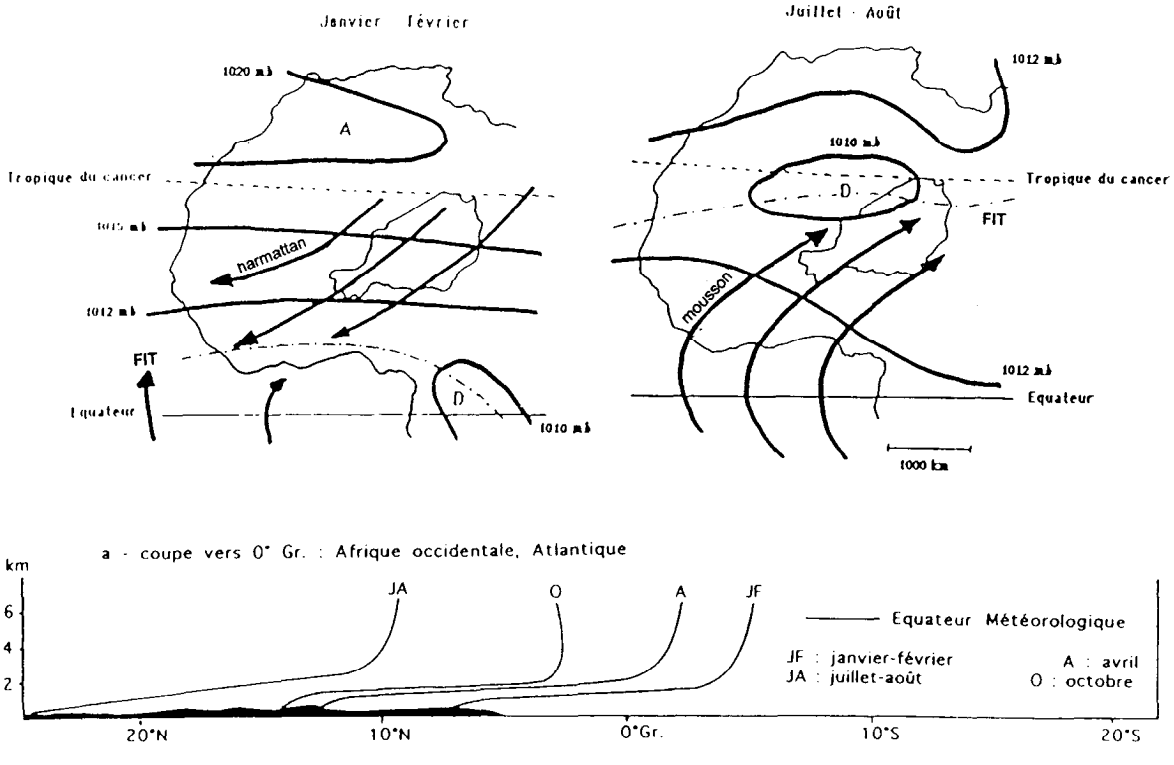


Figure II-2-1- Schéma en plan de la circulation troposphérique en Afrique de l'ouest (*in* Taupin, 1990) et positions mensuelles en coupe méridienne de l'équateur météorologique (Leroux, 1996).

Du fait de l'antagonisme et de la stratification de ces deux types de masse d'air, les précipitations sahéliennes sont de nature principalement convective. À cette caractéristique sont associées des pluies intenses, de courte durée ; dans la région de Niamey par exemple, plus d'un tiers des précipitations tombe avec une intensité supérieure à 50 $mm.h^{-1}$, et plus de la moitié du total pluviométrique annuel tombe en moins de 5 heures (Lebel *et al.*, 1997).

La typologie des systèmes convectifs est liée à leur position relative vis à vis du FIT : du nord au sud, on distingue des orages locaux, des convections de méso-échelle ou lignes de grains, puis des convections fortes à pluies continues (Leroux, 1996). En un lieu donné ces systèmes orageux se succèdent au cours de la saison des pluies[1] en fonction de l'avancée du FIT, qui détermine l'importance et la durée de la saison des pluies (Fig. II-2-2) ; du sud au nord du Sahel, à une diminution de la durée de la saison des pluies s'ajoute un gradient pluviométrique d'environ -1 $mm.km^{-1}$ (L'Hôte et Mahé, 1996).

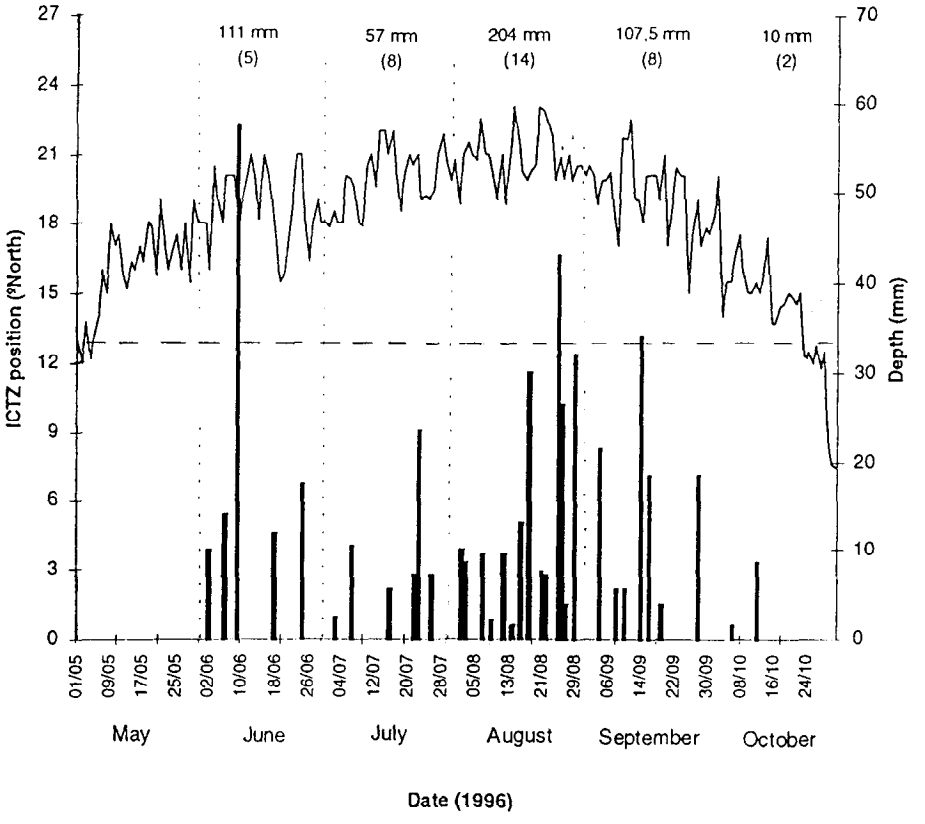


Figure II-2-2- Position latitudinale du FIT ("ICTZ") et pluviométrie ("depth") en 1996 à Banizoumbou, près de Niamey (*d'après* Galy-Lacaux et Modi, 1998).

Plus en altitude existe une circulation zonale, dominée par l'existence de deux courants de secteur

[1] *également appelée hivernage au Sahel*

est : le Jet d'Est Africain, vent fort localisé vers 600 mbar en juillet-août par 12°N, provenant d'Afrique centrale et de l'est ; le Jet d'Est Tropical, localisé vers 200 mbar en juillet-août par 10°N, issu de l'océan indien et des hauts plateaux asiatiques.

Bien que l'essentiel de l'humidité atmosphérique à l'origine des précipitations provienne de l'océan atlantique via la mousson guinéenne, l' affaiblissement ou le renforcement respectifs des jets est une des causes envisagées de la forte variabilité pluviométrique interannuelle en Afrique sud-saharienne (*e.g.* Thiaw *et al.*, 1998). Une revue des idées sur la variabilité interannuelle des précipitations au Sahel a été effectuée par Janicot et Fontaine (1993).

II-2-1-2- Caractéristiques climatiques de la zone d'étude

II-2-1-2-1- Pluviométrie

Niamey-ville, avec un pluviométrie moyenne de 567 mm sur la période 1905-1998, est la chronique la plus longue du sud-ouest du Niger (DMN, 1999, Fig. II-2-3) ; les données de cette station sont utilisées pour décrire la pluviométrie à long terme de la zone d'étude, dont la bordure ouest se situe à une quinzaine de km de la capitale (*cf.* Fig. II-1-1). Sur la dernière décennie, les relevés pluviométriques et les études météorologiques menées suite à l'expérience Hapex-Sahel (*Journal of Hydrology*, vol. 188-189) ont permis de quantifier la variabilité spatio-temporelle des précipitations sur le degré-carré de Niamey (2°/3°E, 13°/14°N).

Logiquement au Sahel, la répartition saisonnière des précipitations est très inégale. Malgré l'existence occasionnelle de pluies en saison sèche (seul décembre est rigoureusement sec depuis 1905), 90% du total pluviométrique est relevé entre juin et septembre, dont 60% en juillet et en août (Fig. II-2-3). Les études climatologiques montrent qu'une grande partie de ces précipitations est liée à des structures convectives régionales (Amani *et al.*, 1996).

Sur la zone d'étude, le paysage est plat et aucun effet orographique n'est possible ; cependant, du fait de l'origine convective des précipitations, la variabilité spatiale des précipitations est très importante. Lebel *et al.* (1997) citent des différences annuelles extrêmes de 150 mm sur 6 km en 1990, de 320 mm sur 27 km en 1991, de 275 mm sur 9 km en 1992. En conséquence, la pluviométrie annuelle d'un poste ne peut servir à caractériser une pluviométrie régionale : par exemple, le cumul de 1160 mm à Niamey-ville en 1998 n'est pas représentatif de la moyenne de 665 mm la même année sur le degré-carré de Niamey (Taupin et Robin, 1999). À l'issue d'un hivernage, les champs pluviométriques

reconstitués n'indiquent donc aucun gradient privilégié ; seul un cumul de plusieurs années permet de retrouver le gradient pluviométrique sud-nord (Taupin *et al.*, 1998).

En écho à la variabilité pluviométrique dans l'espace, la variablité temporelle des précipitations est forte au Sahel. L'exemple de Niamey-ville, avec un écart-type de 145 mm pour une pluviométrie interannuelle de 567 mm sur la période 1905-98, est typique ; les années extrêmes sont 1915 (281 mm) et 1998 (1160 mm). Pour expliquer cette forte variabilité, Le Barbé et Lebel (1997) ont montré que les différences pluviométriques interannuelles sont liées au nombre de jours de pluies, et non à la magnitude des précipitations ; D'Amato et Lebel (1998) ont confirmé cette constatation à partir de données événementielles. Ces remarques sont importantes pour la nappe, puisqu'elles signifient qu'une année sèche peut être également rechargeante, à partir d'un ou deux événements pluvieux très intenses. À l'échelle interannuelle, les périodes sèches (1910-17, 1931-1935,1968-74 et 1979-88) ou humides (1918-30 et 1950-67) ne peuvent donc se définir qu'à partir de moyennes mobiles (Fig. II-2-3), ou par des corrélations régionales. À Niamey depuis 1905, ces périodes humides et sèches se sont succédé sans cycle apparent, dans le prolongement d'une instabilité pluviométrique déjà connue sur les siècles précédents (ch. II-2-2-2-2).

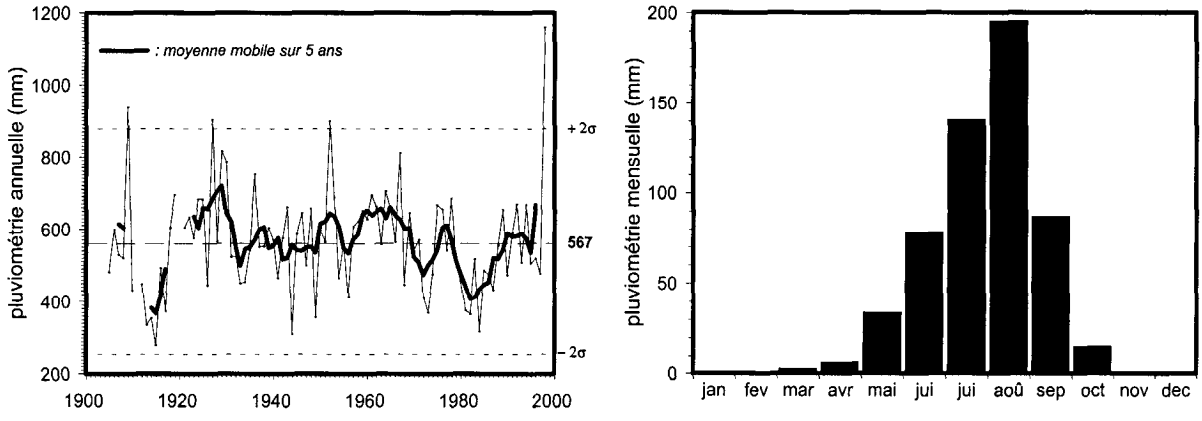


Figure II-2-3- Chronique interannuelle et répartition saisonnière des précipitations à Niamey-ville sur la période 1905-1998 (*d'après* DMN, 1999).

II-2-1-2-2- Paramètres de l'évapotranspiration

Les données des paramètres de l'évapotranspiration (Fig. II-2-4) sont issues des mesures effectuées à l'ICRISAT (*International Crops Research Institute for Semi-Arid Tropics*), de 1982 à 1998 près du village de Sadoré, à 30 km au sud de Niamey. Ces données sont comparables à celles enregistrées

entre 1991 et 1994 à la station climatique temporaire de Banizoumbou (2°40', 13°32'), au milieu de notre zone d'étude (*in* Ehrmann, 1999).

La température moyenne de l'air est de 29,1 °C, avec des moyennes mensuelles peu différenciées, de 24,0°C en janvier à 34,0°C en mai. Les moyennes extrêmes journalières sont de 17,6°C et 38,0°C, mais les températures peuvent varier entre entre 9,0°C (janvier) et 45,5°C (avril) en cours de journée.

L'humidité relative, liée à l'avancée du FIT, est plus contrastée, et présente des différences saisonnières encore plus marquées. En hivernage, la moyenne est de 69% (juin-septembre), contre 31% en saison sèche. Les moyennes mensuelles varient de 20% (février-mars) à plus de 75% (août), pour des extrêmes journaliers de 5% (avril) à 98% (août).

Les vents sont toujours faibles, en moyenne de 5,6 $km.h^{-1}$ et présentent peu de contrastes saisonniers ; les vents sont plus forts en février sous l'influence de l'harmattan (6,6 $km.h^{-1}$), et en début de saison des pluies (mai et juin, 6,3 et 6,9 $km.h^{-1}$). Sur la zone d'étude, les vents de début d'hivernage apportent plus de 50% des dépôts annuels de poussière (Drees *et al.*,1993).

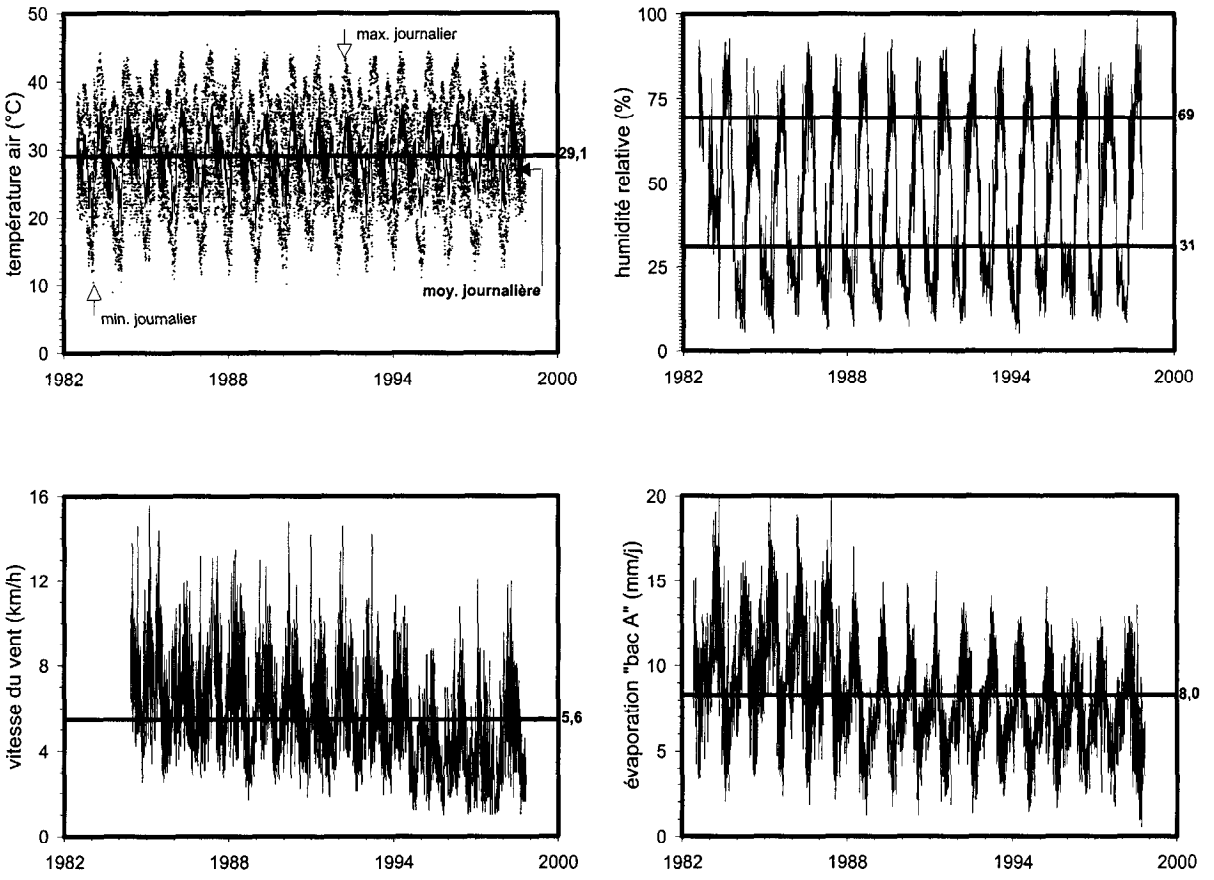


Figure II-2-4- Température de l'air, humidité relative, vitesse du vent et évaporation potentielle "bac A" à la station de Sadoré (2°18', 13°15') entre 1982 et 1998. (mesures journalières de l'ICRISAT, *com. pers.*).

L'évaporation potentielle mesurée est fonction des paramètres précédents. L'évaporation "bac A" varie selon la saison, en moyenne de 11,0 $mm.j^{-1}$ en mars-avril à 5,5 $mm.j^{-1}$ en août-septembre ; les cumuls annuels sont variables, entre 2500 et 3800 $mm.a^{-1}$, pour une moyenne interannuelle de 2900 $mm.a^{-1}$. À Banizoumbou sur la période 1991-94, L'ETP "Penman" a varié entre 2000 et 2900 $mm.a^{-1}$, pour une moyenne interannuelle de 2500 $mm.a^{-1}$ (*in* Ehrmann, 1999) ; ce dernier chiffre sera retenu comme représentatif de l'évapotranspiration potentielle sur la zone d'étude. Comparé au total pluviométrique moyen annuel de 567 mm, ces chiffres indiquent un fort déficit hydrique, de l'ordre de 1 900 $mm.an^{-1}$. À l'échelle mensuelle, seul le mois d'août présente un excès de pluviométrie par rapport à l'évaporation potentielle, de l'ordre de 25 mm en moyenne. Ces paramètres climatiques, associés à une forte variabilité interannuelle, caractérisent un climat tropical à courte saison des pluies, typiquement semi-aride.

II-2-2- Paléoclimats

L'évolution paléoclimatique régionale est présentée sur la fin du Quaternaire, et plus particulièrement sur l'Holocène en raison de l'influence possible des dernières périodes humides sur la recharge de la nappe phréatique. La chronologie est exprimée en années "B.P." (Before Present, *i.e.* 1950).

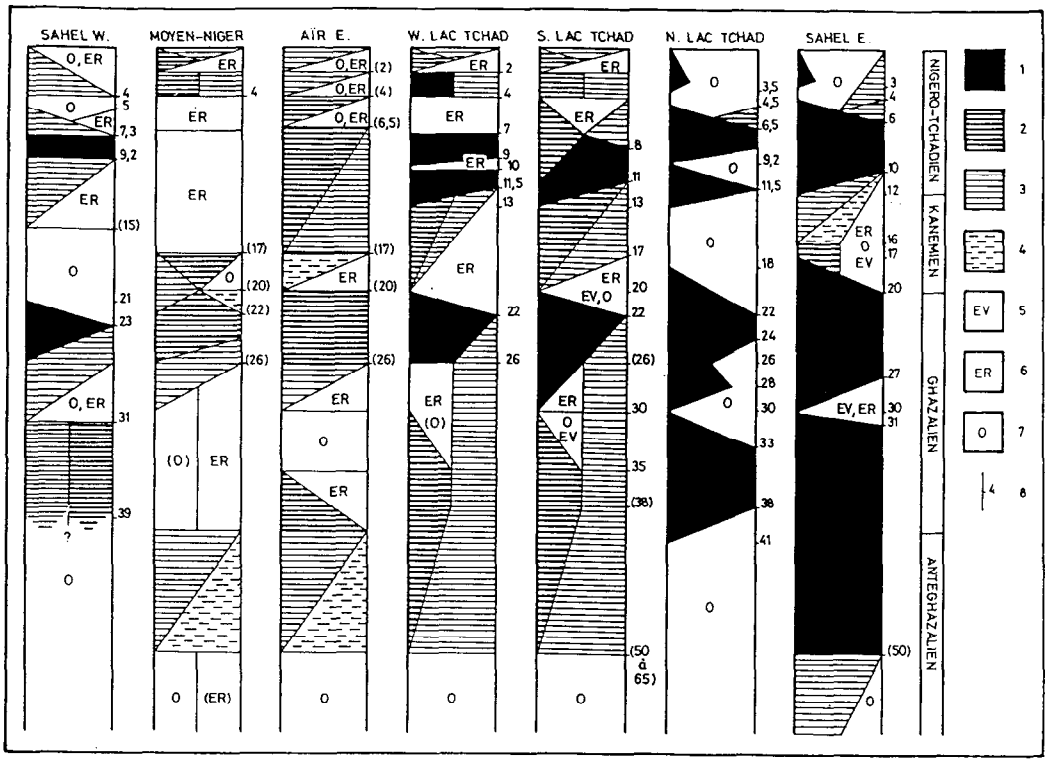
II-2-2-1- Le Pléistocène supérieur (40 000 - 12 000 ans B.P.)

Le dernier "interglaciaire" (nommé ainsi par référence aux alternances de glaciations - déglaciations des hautes latitudes) correspond au Sahel à une succession de périodes humides ou arides, aux limites toujours controversées pour les dépôts hors d'âge radiocarbone (> 40 000 ans B.P., Fontes et Gasse, 1991). Depuis Servant (1973), la période comprise entre 40 000 et 20 000 ans B.P. est appelée "Ghazalien" en référence aux dépôts du Bahr-el-Ghazal à l'est du lac Tchad ; de même, la période 20 000 - 12 000 ans B.P., qui correspond à une période glaciaire aux hautes latitudes, est dénommée "Kanémien" en référence à l'erg du Kanem au nord du lac Tchad (Servant, 1973 ; "Ogolien" est un synonyme de "Kanémien" également utilisé). Les grands traits climatiques du Pléistocène supérieur peuvent être résumés de la manière suivante (illustration Fig. II-2-5) :

Au Sahel, le dernier interglaciaire était globalement plus humide que la période actuelle (Pokras et Mix, 1985 ; Lezine, 1991). Le Ghazalien définit une période humide qui a atteint ses maxima vers 38 000 et 22 000 ans B.P., bien qu'une période plus aride soit repérée vers 30 000 ans B.P. (Durand et Lang, 1986). Cette période se caractérise notamment par la hausse du niveau des nappes phréatiques, au moins au Sahara central (Fontes et Gasse, 1991).Vers 22 000 ans B.P. le lac Tchad a atteint son extension

maximale sur les 50 000 dernières années, avec une superficie deux à trois fois plus importante que l'actuel (Durand, 1982).

Pendant le Kanémien, l'aridité du climat a permis l'avancée de dunes vives à plusieurs centaines de kilomètres au sud des limites actuelles (Talbot, 1980 ; Ousseini, 1988). L'aridité est centrée sur 18 000 ans B.P. et a duré jusqu'à environ 12 500 ans B.P. ; les conditions climatiques reconstituées apparaissent plus venteuses mais aussi plus froides que l'actuel, en accord avec l'extension importante des calottes glaciaires sur l'hémisphère nord à cette période (Rognon, 1991 ; Petit-Maire, 1999). Sur la base d'observations hydrologiques et géomorphologiques, diverses estimations semi-quantitatives placent les isohyètes entre 200 et 500 km plus au sud qu'actuellement (Durand et Lang, 1986 ; Rognon, 1991). Les simulations du climat à cette période donnent des températures environ 4°C plus froides qu'aujourd'hui, et une réduction des précipitations annuelles dans la bande sahélienne de l'ordre de -200 à -300 mm par rapport à l'actuel (Jolly *et al.*, 1998). Comme toutes les schématisations, l'aridité du Kanémien doit cependant être nuancée, et de courtes périodes humides ont pu s'intercaler au cours de cette phase aride (Ousseini et Morel, 1989). Le Kanémien / Ogolien correspond cependant au Sahel à la période la plus aride du Quaternaire récent (Durand et Lang, 1986 ; Rognon, 1991).



Principaux traits de la sédimentation dans la zone sahélienne et ses bordures depuis 50 000 ans environ.

1 : dépôts lacustres ou palustro-lacustres ; 2 : dépôts palustres et sols ; 3 : dépôts fluviatiles ; 4 : dépôts fluvio-torrentiels ; 5 : évaporites ; 6 : érosion ou lacune ; 7 : dépôts et remaniements éoliens ; 8 : datations en millénaires B.P. (Before Present). Les datations entre parenthèses proviennent soit de corrélation avec des régions proches de celle considérée dans la colonne, soit d'estimations basées sur les vitesses de sédimentation (références pour chaque région dans le texte).

Figure II-2-5- Reconstitutions paléoclimatiques au Sahel depuis 50 000 ans B.P. (Durand et Lang, 1986).

II-2-2-2- L'Holocène (depuis 12 000 ans B.P.)

II-2-2-2-1- L'Holocène inférieur

L'Holocène au Sahel correspond aux dépôts du Nigéro-Tchadien (Servant, 1973). À partir de 12 000 ans B.P., mais à des dates variables selon les sites, des conditions plus humides sont rapidement réapparues, en quelques siècles voire même en quelques décennies (Gasse *et al.*, 1990 ; Gasse, 2000). La transition majeure vers des conditions plus humides aboutit entre ~ 9 500 et 7 000 ans B.P. à un optimum climatique reconnu dans toute l'Afrique de l'Ouest (Lézine, 1996 ; Petit-Maire, 1999). De nombreux lacs et marécages d'eau douce peu profonds se forment alors dans les dépressions topographiques de l'actuel Sahara (*e.g.* Hillaire-Marcel *et al.*, 1983 ; Fontes et Gasse, 1991). Le Sahel est recouvert d'une savane arborée dense, et en liaison avec ces conditions plus favorables, une civilisation néolithique se développe (*e.g.* Durand et Paris, 1986 ; Roset, 1986). À cette période humide est rattachée le dernier creusement du réseau hydrographique sahélo-saharien (Pachur et Kröpelin, 1987), et notamment celui du dallol Bosso (Talbot, 1980) ; le débit du Niger atteint son apogée (Pastouret *et al.*, 1978). Un grand épisode de remplissage de plusieurs aquifères sud-sahariens où la recharge est actuellement faible ou nulle est également associé à cette période (Fontes *et al.*, 1991 ; Fontes *et al.*, 1993). Les estimations climatiques font état de températures plus basses que l'actuel d'environ 2 à 4°C (Lézine et Casanova, 1989) et d'une mousson nettement plus forte, avec des précipitations de l'ordre de 30% supérieures à celles de l'actuel sur la zone sahélienne, et des isohyètes déplacées vers le nord d'environ 5° en latitude (Fontes *et al.*, 1993 ; Kutzbach *et al.*, 1996).

À partir de 7 000 - 6 500 ans B.P., les conditions climatiques se sont progressivement dégradées, avec une influence croissante de la saison sèche et une plus grande instabilité du régime des cours d'eau. Un court épisode humide de faible amplitude, située entre 4 000 et 2 500 ans B.P., est cependant notée partout au Sahel, de manière plus ou moins marquée (Lézine et Casanova, 1989 ; Durand et Lang, 1986 ; Téhet *et al.*, 1990, *cf.* Fig. II-2-5). À cette ultime récurrence pluvieuse correspondrait une recharge préférentielle de certains aquifères sud-sahariens (Fontes *et al.*, 1991). Vers 2 000 ans B.P., les conditions climatiques au Sahel seraient devenues proches de celles de l'actuel.

II-2-2-2-2- La période récente (depuis 1 000 ans)

La paléoclimatologie sahélienne sur la période historique est connue par des chroniques orales et des interprétations sédimentologiques (Maley, 1989 ; Schneider, 1991), et les travaux de compilation

de Nicholson (1980). Dans l'ensemble, le dernier millénaire a connu des conditions relativement stables à l'échelle de l'Holocène ; on peut cependant y distinguer des périodes humides et sèches, d'ampleurs parfois plus importantes que celles observées au cours du XXe siècle.

Des périodes sèches, concordantes avec des périodes d'instabilité politique et d'émigrations ont eu lieu vers 670 ans B.P. (~1280), 500 ans B.P. (~1450), et 120 ans B.P. (~1830). Ces périodes d'aridité ont parfois duré plusieurs décennies, comme dans les années 1400 où le lac Tchad est réputé s'être asséché (Maley, 1989 ; Schneider, 1991). La grande sécheresse qui a touché toute la zone sahélo-soudanienne au cours des années 1828-1831 est un autre exemple d'aridité prononcée, de plus courte durée. Réciproquement, des périodes plus humides existent. Les années autour de 750 ans B.P. (~1200), 570 ans B.P. (~1380), 430 ans B.P. (~1520), 180 ans B.P. (1780) et 90 ans B.P. (1860) correspondent à des périodes humides prolongées, simultanées à l'apogée de grands empires régionaux (Kanem, Mali, Songhay).

Les fluctuations pluviométriques au cours du XXe siècle sont bien connues, avec trois périodes sèches majeures au Sahel : 1910-1916, 1941-1945 et 1968-1986 (Rognon, 1991). Ces périodes, valables à l'échelle régionale, ne correspondent évidemment pas exactement à celles de chaque station (*cf.* Niamey, Fig. II-2-3) en raison de la forte variabilité spatiale des pluies sahéliennes. À la lumière des fluctuations pluviométriques sur les derniers 1 000 ans, la récurrence, l'ampleur et la durée des sécheresses du XXe siècle paraissent moins exceptionnelles, même si ce dernier se présente dans l'ensemble comme l'un des plus arides de l'Holocène.

Parmi les problématiques en suspens, la participation du déboisement à l'aridification du climat, longtemps débattue, est toujours controversée, même si cette hypothèse est renforcée par de récentes modélisations, où la prise en compte des rétroactions du couvert végétal et des surfaces d'eau libre sur le climat améliore sensiblement les résultats (Kutzbach *et al.*, 1996 ; Coe et Bonan, 1997 ; Jolly *et al.*, 1998). Enfin, malgré le caractère apparemment bien établi de la chronologie d'ensemble de l'Holocène, la convergence des datations ne doit pas faire oublier le caractère encore lacunaire des observations disponibles. Des divergences subsistent (citées *in e.g.* Durand et Lang, 1986 ; Fontes et Gasse, 1991 ; Petit-Maire, 1999), peut-être simplement liées à l'interprétation en terme climatique de phénomènes locaux. En particulier, les variations de niveau des nappes, souvent interprétées par le passé en terme climatique, mériteraient d'être considérées avec davantage de précaution à la lumière de nos travaux.

II-3- GÉOMORPHOLOGIE, PÉDOLOGIE, VÉGÉTATION, HYDROLOGIE

En milieu semi-aride, l'intensité de l'infiltration peut dépendre de la situation topographique ; la géomorphologie du paysage est donc importante pour caractériser la variabilité spatiale de la recharge (*e.g.* Scanlon *et al.*, 1999). En parallèle, les sols, la végétation et l'hydrologie de surface influencent fortement la recharge de la nappe phréatique. Dans ce chapitre leurs caractéristiques sur la zone d'étude sont brièvement décrites, ainsi que leurs évolutions au cours des dernières décennies.

II-3-1- Géomorphologie et pédologie

II-3-1-1- Cadre géomorphologique

Le paysage à l'est de Niamey présente l'aspect monotone d'une succession de plateaux latéritiques et de vallées ensablées, avec des dénivelés qui n'excèdent pas 70 m (altitudes de 255 à 265 m sur les plateaux, et de 195 à 215 m dans l'axe des vallées). Cette morphologie apparaît largement héritée des épisodes arides / humides qui se sont succédés au cours du Quaternaire : le dallol[1] Bosso et les koris[1] régionaux majeurs sont des fossiles hydrographiques de périodes plus humides que l'actuel, tandis que les dunes fixées près de Niamey témoignent d'avancées du désert nettement plus au sud qu'aujourd'hui.

Le dallol Bosso est une vallée fossile de près de 10 km de large, où la nappe phréatique est subaffleurante (Fig. II-3-1). Son bassin versant, aujourd'hui non fonctionnel, atteignait l'Aïr (~20°N) ; sa confluence avec le fleuve Niger se situe à environ 150 km au sud de Baleyara, vers 12°30'N. La puissance du remblayage quaternaire dans le dallol est mal connue ; au nord, au-delà de 15°N, Greigert et Pougnet (1967-a) citent des épaisseurs de comblement d'au moins 40 m ; au sud de 14°N, des rapports techniques de forages indiquent des remblayages de 20 à 30 m (26 m à Baleyara, 21 m à Harikanassou, *cf.* Fig. II-3-1). La dernière période d'écoulement dans le dallol Bosso est située à l'optimum holocène, entre ~9 000 et 7 000 ans B.P. (Talbot, 1980).

Le kori de Dantiandou est une vallée sèche de moindre importance, ancien tributaire du dallol Bosso, auquel il se connectait à la latitude de 13°20'N (Fig. II-3-1) ; son bassin versant remontait probablement jusque vers 15°50'N, pour une superficie proche de 4 500 km^2 (~2 600 km^2 sur la zone

[1] *dallol : large vallée sèche, en peul ; kori : vallée ou oued, en haoussa.*

d'étude). Actuellement, son cours est tronçonné par une multitude de cônes de déjection (*cf.* Fig. II-3-6). La profondeur de l'incision quaternaire dans l'axe du kori est inconnue. À Wankama, j'ai remonté à la tarière d'une profondeur de 6,20 m dans l'axe de la mare des gravillons latéritiques roulés centimétriques, témoins d'un remplissage alluvial quaternaire (*in* Plain, 1999). Latéralement, l'extension de la vallée alluviale ne devait pas excéder 1 à 2 km.

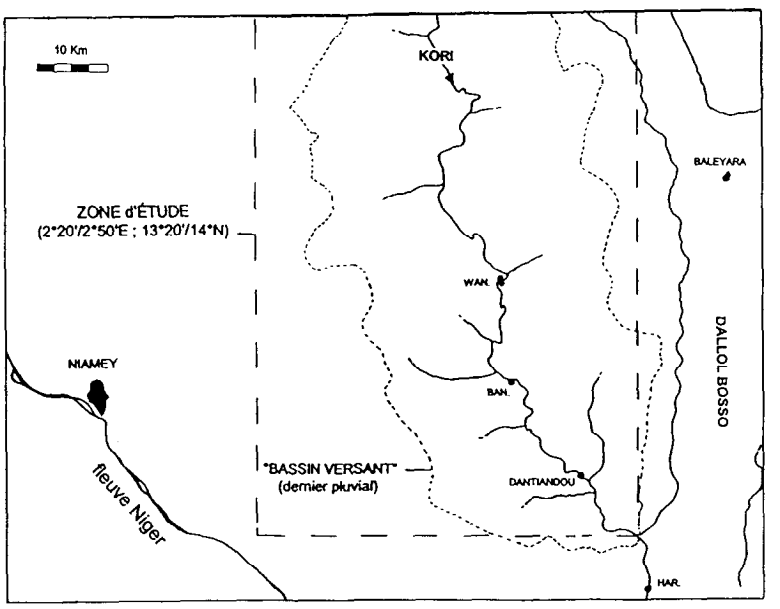


Figure II-3-1- Extension du kori de Dantiandou et de son bassin versant sur la zone d'étude, entre le fleuve Niger et le dallol Bosso. Ban. : Banizoumbou, Har. : Harikanassou, Wan. : Wankama.

Les recouvrements sableux des périodes arides occupent une superficie relativement réduite sur la zone d'étude ; de plus, là où ils existent, ces dépôts éoliens sont souvent indurés et mal reconnaissables. Leur épaisseur est typiquement de l'ordre de quelques mètres, mais peut atteindre une dizaine de mètres au pied des plateaux latéritiques (Courault *et al.*, 1990). La sédimentation éolienne au sud-ouest-du Niger s'est effectuée en plusieurs phases au cours du Pléistocène ; la plus récente est datée de l'aride du Kanémien, entre ~20 000 et 12 000 ans B.P. (Talbot, 1980 ; Ousseini, 1988 ; *cf.* ch. II-2-2).

II-3-1-2- Contexte pédologique

Les connaissances de la pédologie au sud-ouest du Niger ont pour origine les travaux de Gavaud (1966, 1977). Les descriptions sur la zone d'étude indiquent des sols ferrugineux sur formation sableuse peu lessivés, ou des sols peu évolués d'érosion à faciès ferrugineux. Les sols alcalins ne sont présents que dans le dallol Bosso. Dans l'ensemble, ce sont des sols pauvres, sujets à l'encroûtement et très sensibles

à l'érosion, typiques de la bande sahélienne.

II-3-1-2-1- Toposéquence

La géomorphologie à plateaux incisés et à vallées ensablées induit l'existence d'une différentiation pédologique liée à la situation topographique. La figure II-3-2 illustre la toposéquence-type reconnue sur le degré-carré de Niamey (d'Herbès et Valentin, 1997).

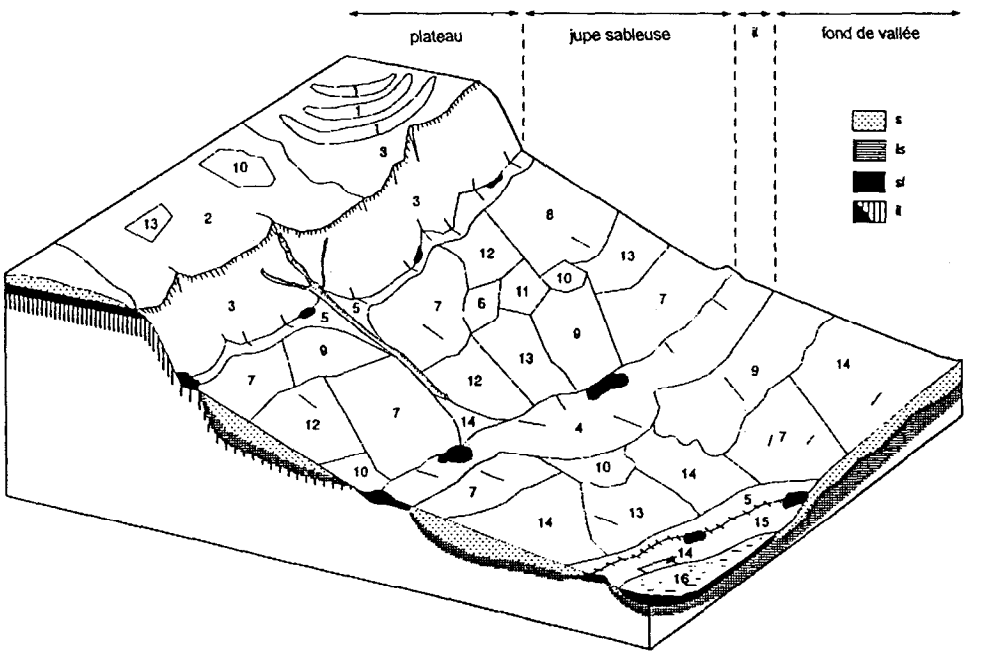


Figure II-3-2- Toposéquence typique de la région de Niamey (*d'après* d'Herbès et Valentin, 1997). "s" : sable, "ls" : argile sableuse, "sl" : sable argileux, "il" : niveau induré. *Numérotation* : 1, brousse tigrée, 2, sol nu, 3, végétation dispersée, 4, surface indurée, 5, talus dégradé, 6 à 11, jachère, 12 à 15, champs cultivés, 16, mare temporaire d'hivernage.

Sur les plateaux cuirassés (~28% du paysage), les sols sont dans l'ensemble peu évolués et à faciès ferrugineux, de type lithosol. De texture argilo-sableuse, ils présentent souvent une forte charge caillouteuse. Localement, et plus fréquemment vers le sud / sud-est de la zone d'étude, la surface cuirassée est masquée sous une couverture sableuse, souvent cultivée.

Les glacis ou jupes sableuses, sont, comme leur nom l'indique, principalement sableux (à près de 90%), et peuvent être classés dans la catégorie des sols ferrugineux peu lessivés. Des cuirasses

ferrugineuses à grès durs, à quartz et oolithes, reliques de modelés fossilisés, affleurent localement ("4", Fig. II-3-2). Une part importante des glacis est vraisemblablement d'origine éolienne.

Les bas-fonds de vallée ont souvent les mêmes caractéristiques de sols sableux ferrugineux peu lessivés. Les zones d'accumulation des eaux de surface se distinguent par une plus forte proportion argileuse, pouvant atteindre 30% (Desconnets, 1994) ; dans l'axe des mares, les observations pédologiques montrent des croûtes purement argileuses de plusieurs décimètres (*e.g.* 70 cm à Wankama). Les sols sont de type hydromorphe, à polygones de dessication en saison sèche. Leurs teneurs en carbone peuvent atteindre 5%, contre moins de 1% pour les sols sableux des glacis (Gavaud, 1977).

II-3-1-2-2- Propriétés hydrologiques des états de surface

Le concept "d'état de surface" (Casenave et Valentin,1992) a été introduit pour classifier la susceptibilité au ruissellement ou à l'infiltration des sols semi-arides de l'Afrique de l'ouest. Les définitions des différentes catégories sont basées principalement sur les caractéristiques des croûtes de surface, sur l'activité faunique du sol, sur le couvert végétal ; des exemples montrent qu'en zone semi-aride, une végétation assez dense peut diminuer les précipitations au sol de 25% (*e.g.* Návar et Bryan, 1990), et qu'une activité faunique importante peuvent doubler les intensités d'infiltration (*e.g.* Mando *et al.*, 1996). Dans la région de Niamey, les implications hydrologiques des états de surface ont été synthétisées par d'Herbès et Valentin (1997). Les coefficients de ruissellement des sols varient entre moins de 10% (fourrés arborés) et plus de 80% (sols nus ou indurés, talus des plateaux). Sur les sols sableux anthropisés, les coefficients de ruissellement sont respectivement compris entre 24 et 29% pour les jachères anciennes, entre 30 et 35% pour les jachères récentes et entre 27 et 38% pour les champs cultivés. Parce que l'emprise des cultures est croissante au sud-ouest du Niger, ces différences suggèrent que suite au déboisement, l'aptitude des sols au ruissellement a pu récemment augmenter de manière importante (*cf.* ch. III-1-3-2-2).

II-3-2- Végétation

Le sud-ouest du Niger est une région à savane arborée, à formations végétales ouvertes, à arbres et arbustes adaptés au climat semi-aride (Aubréville, 1949). Au cours des dernières décennies, le développement de la culture du mil (90% des superficies cultivées) et le déboisement à vocation pastorale ou énergétique ont considérablement modifié le couvert végétal originel (Schulz, 1993 ; Loireau, 1998).

II-3-2-1- Formations végétales

Sur la zone d'étude, plusieurs formations végétales peuvent être définies en fonction de leur situation topographique ou de leurs affinités hydro-pédologiques. Sur les plateaux latéritiques, la "brousse tigrée" (Clos-Arceduc, 1956), alternance d'étroites bandes de végétation dense et de larges bandes de sol nu, constitue l'écosystème végétal le plus original de la région. Les études récentes (*e.g.* Galle *et al.*, 1999) expliquent cette structure particulière par la fonction d'impluvium du sol nu pour l'alimentation hydrique des bandes de végétation. Les représentants les plus typiques de la strate arborée de la brousse tigrée (*Combretum micranthum, Acacia macrostachya, Boscia angustifolia*) ne dépassent pas 5 à 8 m de haut (Ehrmann, 1999).

Sur les glacis sableux, les formations dominantes sont d'origine anthropique (jachères et champs de mil, *cf.* Fig. II-3-2). Dans les champs de mil (*Pennisetum sp.*), quelques arbres sont conservés pour leurs propriétés fourragères (*e.g. Balanites aegyptiaca, Acacia albida*, *cf.* photographie de couverture). Les jachères anciennes sont dominées par la strate arbustive, quasi monospécifiques sur la zone d'étude (*Guiera senegalensis)*. Les formations originelles sont des savanes herbeuses ou arbustives, où la strate arborée atteint 15 à 20 m de hauteur (*Detarium senegalense*, *Prosopis africana*).

Dans les bas-fonds argileux à sols hydromorphes, la végétation arborescente (*Piliostigma reticulatum, Bauhinia rufescens, Acacia nilotica)* s'organise en fourrés denses, plus ou moins dégradés. Près des villages, les bas-fonds sont fréquemment cultivés en manioc, avec parfois des palmiers-doum (*Hyphaene thebaica)*, des manguiers (*Mangifera indica*) et de rares baobabs (*Adansonia digitata*).

II-3-2-2- Évolution du couvert végétal sur les dernières décennies

De nombreuses études convergentes font état d'une impressionnante dégradation récente du couvert végétal sur la zone d'étude, sous l'effet conjugué de sécheresses récurrentes et d'une pression anthropique croissante. Alors qu'au début du siècle le déboisement semblait limité, uniquement le fait des pasteurs nomades (Aubréville, 1936), des études par images satellites (Finch et Roberts, 1994), par photographies aériennes ou enquêtes de terrain (Loireau, 1998) montrent un déboisement accéléré sur les dernières décennies.

Sur les plateaux latéritiques, la végétation est exploitée à des fins énergétiques (bois de chauffage) ; dans un rayon de 60 à 70 km autour de la capitale, l'importation annuelle de bois a été estimée à 132 000 tonnes en 1990 (*in* Schroeter, 1993). En conséquence, près de Niamey, la brousse tigrée est devenue

inexistante sur les plateaux. De plus, là où des recouvrements sableux existent, les plateaux sont déboisés pour la culture du mil.

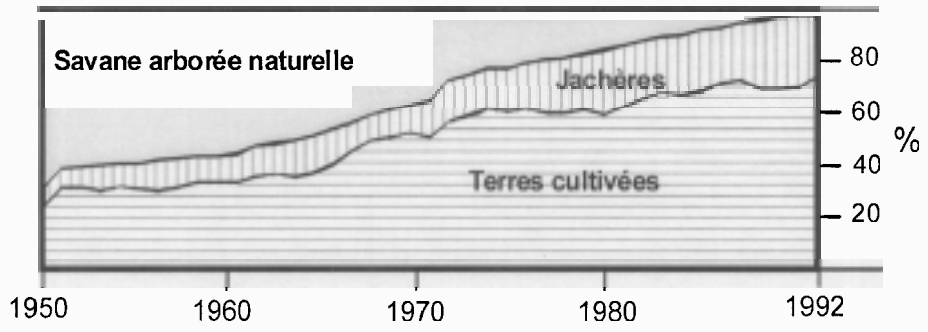


Figure II-3-3- Évolution du couvert végétal sur le terroir de Banizoumbou entre 1950 et 1992, hors plateaux latéritiques (*d'après* Loireau, 1998).

Les glacis sableux ont également subi une anthropisation croissante sur les dernières décennies ; partout, les champs de mil envahissent le paysage. Par des enquêtes de terrain et l'exploitation de photographies aériennes entre 1950, 1975 et 1992, Loireau (1998) évalue la proportion des terres cultivées sur un secteur représentatif de 25 km^2 autour de Banizoumbou à près de 30% du total des terres cultivables en 1950, mais à plus de 95% en 1992 (Fig. II-3-3). En parallèle, l'exploitation des terres est devenue plus intense. La proportion champ/jachère est passée de 50% en 1970 à 75% en 1995, et la durée moyenne des jachère a diminué de 15-20 ans en 1950 à 3-4 ans en 1995. Dans le système d'exploitation actuel, la régénération de la matière organique des sols est insuffisante et tend à accroître leur encroûtement (Delabre, 1998).



Figure II-3-4- Déboisement en cours d'un bas-fond argileux sur la zone d'étude (~ 2°27'E / 13°40'N, avril 1998). Seules les racines des arbres et des arbustes sont laissées en place (au premier plan).

Dans les zones endoréiques, les descriptions anciennes font état de formations végétales denses et toujours vertes, spécifiques aux sols hydromorphes (Aubréville, 1936). Les photographies aériennes permettent d'évaluer l'évolution de ces formations sur les dernières décennies. Les photographies de 1950 montrent des fourrés denses dans les bas-fonds, et de véritables couloirs arborés dans les koris de la zone d'étude. En 1992, ces formations ont disparu ou sont fortement réduites, et sont parfois remplacées par des mares endoréiques (*cf.* Fig. II-3-7). Ces constatations sont en accord avec les enquêtes de terrain, qui montrent un déboisement actif des zones de bas-fonds, aux sols riches, propices aux cultures (Fig. II-3-4).

II-3-3- Hydrologie de surface

Hormis le fleuve Niger, d'origine hydro-climatique guinéenne, l'hydrologie de surface de la région étudiée se caractérise par un endoréisme généralisé. Le fonctionnement hydrologique de la zone d'étude a été précisé au cours du programme Hapex-Sahel (Desconnets *et al.*, 1997 ; Peugeot *et al.*, 1997). Le réseau hydrographique s'organise autour d'une multitude de petits bassins versants, de l'ordre du km^2, séparés par des seuils sableux d'origine éolienne ou colluviale (*cf.* Fig. II-3-6). Pendant la courte saison des pluies, le ruissellement de type hortonien, se concentre dans des ravines ; celles-ci naissent sur les talus des plateaux et s'anastomosent souvent à mi-versant dans de vastes zones d'épandage, pour se rejoindre éventuellement plus à l'aval, et créer des mares de bas-fonds. Du fait de l'existence de ces épandages intermédiaires, la superficie des bassins versants des mares peut varier en fonction de l'intensité des événements pluvieux (Vicux *et al.*, 1998).

Les suivis réguliers de l'humidité des sols ont montré qu'en dehors des ravines, aux fortes capacités d'infiltration, la lame infiltrée ne dépasse pas quelques mètres de profondeur sur les glacis sableux (Desconnets *et al.*, 1996 ; Peugeot *et al.*, 1997). À l'opposé, les investigations hydrologiques (Desconnets *et al.*, 1997) et hydrogéologiques (Leduc *et al.*, 1997) montrent que les mares de bas-fond sont des aires d'infiltration privilégiées, et que leur vidange rapide constitue l'essentiel, sinon la totalité, de la recharge de la nappe phréatique.

II-3-3-1- Les types de mares

Sur la base de leur position topographique ou de leur morphologie, trois types de mares endoréiques ont été distingués sur le secteur d'étude : les mares de plateau, les mares de kori et les mares de versant (Desconnets, 1994). Les mares de plateau sont à lit presque plat et à tendance circulaire ; leur

bassin versant ne dépasse généralement pas 1 km^2, pour un volume de remplissage maximal de l'ordre de 10 000 m^3. La partie centrale du lit de la mare est colmatée par une épaisseur décimétrique d'argile ; en conséquence, l'infiltration s'effectue préférentiellement à travers les marges plus sableuses des bordures. Les mares de plateau s'assèchent généralement en quelques mois après la saison des pluies, entre novembre et janvier.

Les mares de kori présentent un lit encaissé, allongé dans la paléo-direction d'écoulement du réseau hydrographique fossile. Leur bassin versant est souvent important, de l'ordre de quelques km^2, pour un volume de remplissage potentiel de quelques dizaines de milliers de m^3. La mare de Wankama (Fig. II-3-5), avec une superficie de 7 hectares pour une volume de 60 000 m^3 au maximum de l'hivernage, est l'une des plus importantes sur la zone d'étude (Coste, 1998). Comme les mares de plateau, le fond des mares de kori est souvent colmaté par de l'argile, et l'infiltration s'effectue principalement au delà de ce seuil argileux. Dans le kori de Dantiandou, les mares de kori à lit colmaté s'assèchent entre février et avril. Des observations personnelles montrent cependant que des mares de kori à lit non colmaté existent également (*e.g.* Garbey Tombo, 2°38'E / 13°41'N ; Korto, 2°42'E / 13°30'N) ; ces dernières se vidangent en quelques jours (*cf.* ch. III-1-1-4-3).



Figure II-3-5- Photographie aérienne de la mare de Wankama lors de l'hivernage 1992 (*ph. J.C. Desconnets*). Au premier plan, le cône de déjection de la ravine principale alimentant la mare.

Les mares de versant ont des profils topographiques intermédiaires entre ceux des mares de plateau et de kori ; leurs bassins présentent des superficies variables, parfois supérieures à 5 km^2 (*e.g.* Sama Dey, Fig. II-3-6). Selon Desconnets *et al.* (1997), leur vidange se caractérise par son extrême rapidité (quelques semaines). Des investigations plus exhaustives montrent cependant l'existence de mares de versant au fond colmaté par de l'argile (*e.g.* Kafina, Fig. II-3-6), pouvant subsister jusqu'en mars. De

récentes études par télédétection (Coste, 1998) ou par photographies aériennes (Buisson, 2000) basées sur des enquêtes de terrain approfondies montrent que leur proportion est au moins égale à 25% du total des mares sur la zone d'étude.

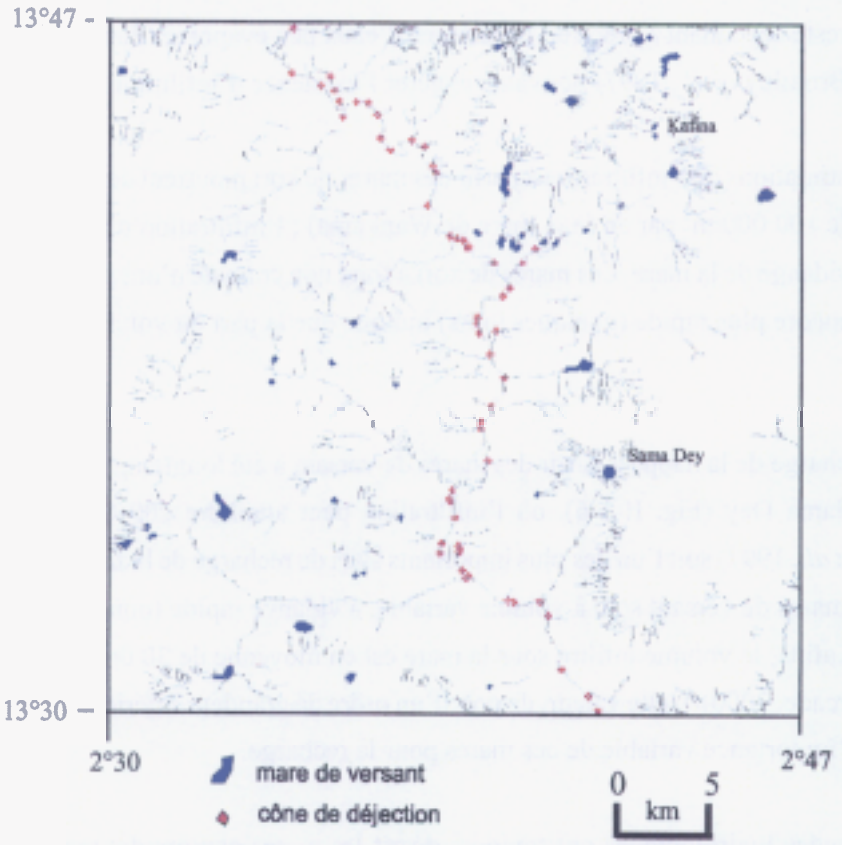


Figure II-3-6- Répartition spatiale des mares de versant reconnues sur la zone centrale de l'étude, et inventaire des cônes de déjection le long du kori de Dantiandou (Buisson, 2000). *en gris* : kori ou ravine.

II-3-3-2- Hydrologie de surface et recharge de la nappe

Les suivis de la nappe effectués à proximité des mares temporaires prouvent leur importance majeure pour la recharge (Desconnets *et al.*, 1997). À distance de celles-ci, les suivis piézométriques montrent que la recharge est nulle ou négligeable (Leduc *et al.*, 1997). Les enregistrements limnimétriques permettent de quantifier la contribution à la recharge des différents types de mares.

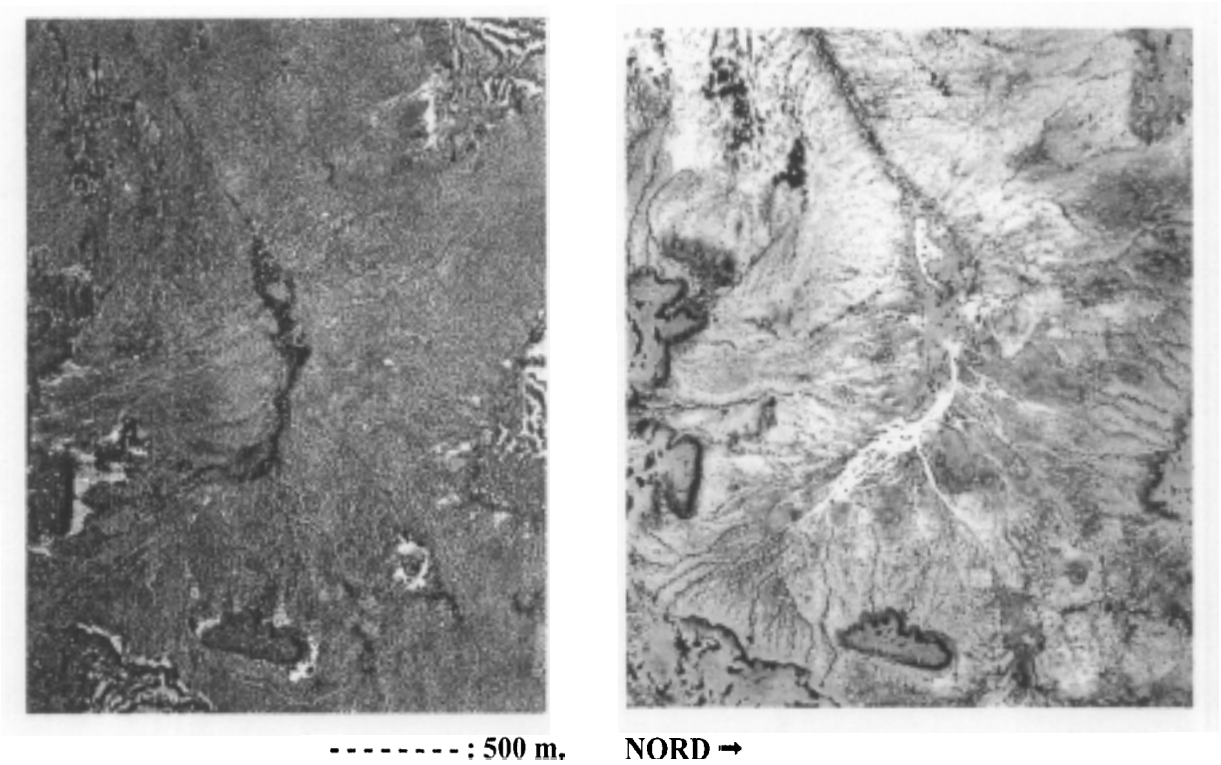
Les mares de plateau présentent des volumes d'infiltration réduits, de l'ordre de 10 000 à 30 000 m^3 par an (~ 80% de la vidange). L'alimentation de la nappe, située entre 50 et 75 m de profondeur sous le sol, est probablement très faible, comme le montre l'absence de fluctuation saisonnière des points situés

à proximité immédiate des mares de plateau (*e.g.* "Habaka", Fig. III-1-9). Selon Desconnets (1994), le volume infiltré est vraisemblablement stocké dans le sol sableux entre le fond de la mare et la couche latéritique imperméable, et alimente en saison sèche la végétation dense autour des mares de plateau ; ce dernier point reste cependant à préciser, l'existence d'eaux peu évaporées dans la zone non-saturée sous les plateaux (Bromley *et al.*, 1997) pouvant suggérer l'existence d'infiltrations plus profondes.

Les estimations de l'infiltration à partir des mares de kori montrent des valeurs plus importantes, jusqu'à plus de 100 000 m^3 par an (*e.g.* mare de Wankama) ; l'infiltration représente typiquement plus de 90% de la vidange de la mare. Les mares de kori à fond non colmaté n'ont pas été instrumentées, mais leur vidange encore plus rapide (quelques jours) indique que la part du volume infiltré doit être encore plus grande.

La recharge de la nappe à partir des mares de versant a été longtemps sous-estimée, bien que le bas-fond de Sama Dey (Fig. II-3-6), où l'infiltration peut atteindre 200 000 m^3 en quelques jours (Desconnets *et al.*, 1997) soit l'un des plus importants sites de recharge de la zone d'étude. Comme celles des koris, les mares de versant sont à volume variable, à vidange rapide (non colmatées) ou lente (fond argileux). À Kafina, le volume infiltré sous la mare est en moyenne de 30 000 m^3 par an sur la période 1997-99 (Fourcade, 2000). Cette valeur, de près d'un ordre de grandeur inférieure à celle estimée à Sama Dey, illustre l'importance variable de ces mares pour la recharge.

Les études hydrologiques ont toujours décrit les mares comme des structures immuables du paysages. Les enquêtes de terrain que j'ai effectuées permettent de relativiser cette interprétation. Si l'existence de mares de plateau et de mares de kori est avérée depuis des temps immémoriaux, en accord avec les observations des anciens auteurs (Aubréville, 1936 ; Greigert, *com. pers.*) une partie des mares de la zone d'étude est vraisemblablement d'apparition récente. L'historique de la mare de Kafina racontée par Moussa Rissa, chef du village, est typique. Dans les années 1960, la nécessité de cultiver de nouvelles terres a conduit les villageois à déboiser les abords et le bas-fonds humide de Kafina, à végétation très dense, pour la culture du mil (*cf.* Fig. II-3-4) ; après plusieurs années, un afflux de plus en plus important d'eaux de ruissellement a conduit à l'engorgement du site, et finalement à l'abandon des cultures dans la zone argileuse. Aujourd'hui, une mare se crée chaque année et le bas-fond n'est plus utilisé que pour abreuver le bétail. Cette évolution, qui nous a été décrite près de nombreuses mares de versant ou de kori sur la zone d'étude, est en parfaite conformité avec l'observation des photographies aériennes sur les dernière décennies (Fig. II-3-7).



- - - - - - - - : 500 m. NORD ➡

Figure II-3-7- Évolution du bas-fond de Gorou (2°40'E, 13°45'N) entre 1950 à gauche, et 1992 à droite. Le déboisement a provoqué l'apparition d'une mare endoréique (1992) à la place du fourré arboré dense de 1950 (photographies aériennes IGN Paris pour 1950, IGNN Niamey pour 1992).

II-4- GÉOLOGIE ET CONTEXTE HYDROGÉOLOGIQUE

II-4-1- Géologie

La géologie du sud-ouest du Niger est présentée succinctement dans le cadre régional de l'Afrique de l'ouest. La région étudiée se situe en bordure ouest du bassin des Iullemmeden ; la composition de cet ensemble sédimentaire est simple dans ses grandes lignes, et influe peu sur le fonctionnement hydrogéologique de la nappe phréatique étudiée. Après un rappel du contexte géologique ouest-africain, les spécificités géologiques de la région et le cadre hydrogéologique de la zone d'étude seront précisés.

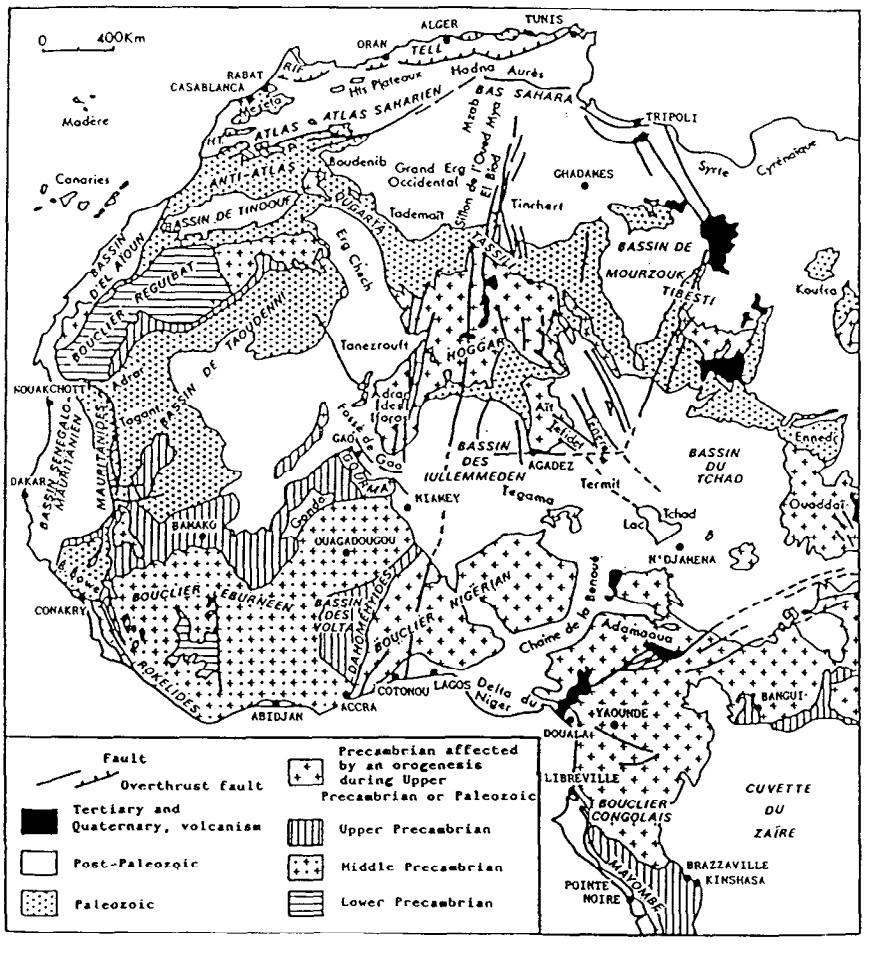


Figure II-4-1- Carte géologique schématique de l'Afrique de l'ouest (*d'après* Guiraud *et al.*, 1987, *in* Lang *et al.*, 1990).

II-4-1-1- Cadre géologique régional

II-4-1-1-1- Structuration et tectonique

L'Afrique de l'ouest apparaît comme un vaste craton, comprenant plusieurs bassins sédimentaires côtiers et quelques grands bassins intracontinentaux : bassin Sénégalo-Mauritanien, bassin de Taoudenni, bassin du Tchad et bassin des Iullemmeden (Fig. II-4-1). Une synthèse de l'évolution géodynamique de ces différents grands bassins a été effectuée par Bellion (1987).

Le socle ouest-africain est constitué de roches d'âge archéen à protérozoïque ; il est considéré comme stabilisé depuis la fin de l'orogénèse éburnéenne (~ 1 700 Ma). Sur les bordures du craton sont distinguées les sutures des chaînes pan-africaines (~600 Ma), témoins des fermetures de bassins marins infra-cambriens (Bayer et Lesquer, 1978). Au Crétacé inférieur et après une longue période d'altération et d'érosion du socle, l'ouverture de l'atlantique sud est à l'origine partielle de riftings qui provoquent la formation de bassins intracontinentaux, dont le fossé de Gao est un exemple (Guiraud et Maurin, 1991).

À l'échelle de l'Afrique de l'ouest, les manifestations sismiques, bien que récurrentes depuis le mésozoïque (Guiraud et Alidou, 1981), sont rares sur la période historique. Les compilations effectuées montrent des séismes généralement de faible intensité, localisés aux régions guinéenne, ghanéo-ivoirienne et au sud du Mali (Ambraseys et Adams, 1986 ; Bellion et Robineau, 1986).

II-4-1-1-2- Le socle du Liptako (sud-ouest du Niger)

La caractérisation du socle près de Niamey est importante, car sur notre zone d'étude, il représente le mur des formations sédimentaires et son altération est à l'origine du remplissage silico-clastique du bassin. Les formations précambriennes du sud-ouest du Niger, qui affleurent en rive droite et le long du fleuve, appartiennent au "Liptako", bordure nord-est du craton ouest-africain (Fig. II-4-1 et II-4-2). Les connaissances sur la géologie de ces formations doivent beaucoup aux travaux de Machens (1973). Récemment, plusieurs publications ont approfondi la connaissance de la géologie du Liptako (*e.g.* Pouclet *et al.*, 1990 ; Pons *et al.*, 1995).

Le socle est constitué de formations plutoniques, filoniennes, volcano-sédimentaires ou sédimentaires. Depuis Machens (1973), on distingue *le Prébirrimien*, constitué de migmatites, leptynites et amphibolites ; il n'est connu qu'en enclaves à l'intérieur des batholites granitiques plus récents, et est

considéré comme une relique d'une orogenèse archéenne. *Le Birrimien,* d'âge protérozoïque, formé de schistes argileux, grauwackes et de séricitoschistes, avec en intercalation des roches magmatiques à caractère basique ou intermédiaire (gabbros doléritiques, dolérites, basaltes). Ces formations volcano-sédimentaires de nature intermédiaire entre les basaltes océaniques et les tholéiites d'arc se seraient épanchées il y a 2,1 Ga lors de l'orogenèse éburnéenne. De manière syntectonique à ces épanchements, des plutons granitiques (plus de 65% des affleurements) se mettent en place au Birrimien supérieur (Dupuis *et al.*, 1991 ; Pons *et al.*, 1995).

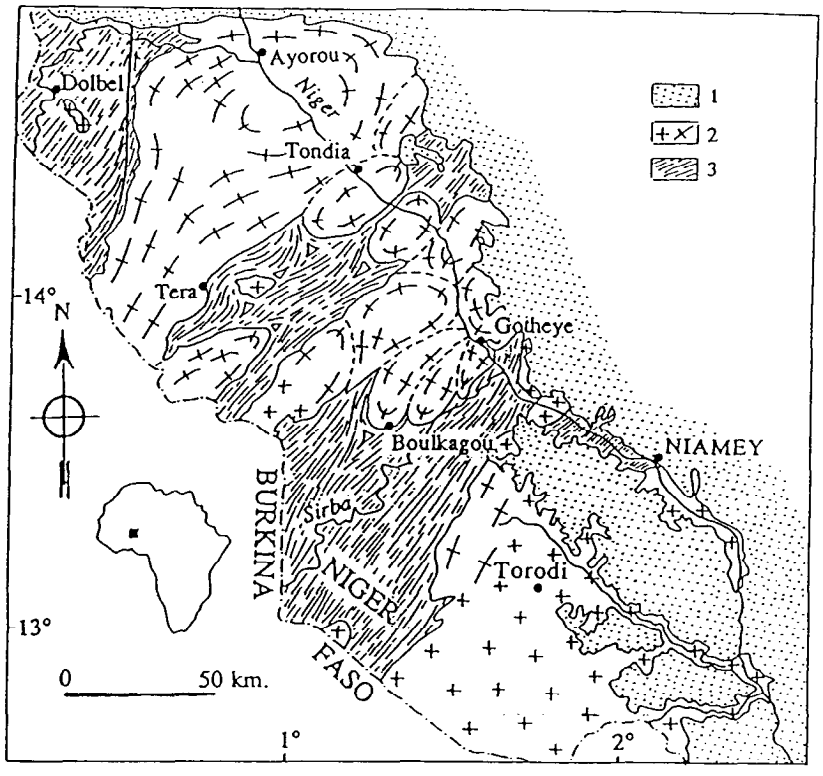


Figure II-4-2- Carte géologique schématique du socle du Liptako. 1 : couverture sédimentaire tertiaire ; 2 : granits avec trajectoires de foliation ; 3 : ceintures de roches vertes avec trajectoires de schistosité (*d'après* Machens, 1967, *in* Cheilletz *et al.*, 1994).

Plusieurs formations à caractère sédimentaire existent également dans le Liptako. *Le Tarkwaien* est une formation molassique grossière résultant de l'érosion des chaînes birrimiennes. *Les grès de Niamey* et *la série de Dounga Goungou* sont des vestiges de la transgression de marge passive datant de l'infracambrien, effectuée sur un socle pénéplané. Les affleurements de ces différentes formations n'ont qu'une faible extension au sud-ouest du Niger (Greigert et Pougnet, 1965).

L'orientation structurale nord-est / sud-est du Liptako est conforme à celle du Birrimien du craton

ouest-africain. À l'est, la limite des affleurements du socle est celle du recouvrement sédimentaire tertiaire, mais la vraie transition structurale se situe à une centaine de kilomètres plus à l'est, où des anomalies gravimétriques positives orientées nord-sud signalent la présence de la suture pan-africaine (Bayer et Lesquer, 1978, *cf. supra*). Le caractère cratonique du socle au sud-ouest du Niger est confirmé par l'existence de gradients thermiques particulièrement faibles, indices d'une lithosphère probablement épaisse de plus de 400 km (Chapman et Pollack, 1974).

II-4-1-2- Le bassin des Iullemmeden

Le bassin des Iullemmeden ("du nom de l'importante tribu de Touareg nomadisant dans cette région", Radier, 1953) a principalement été étudié par Greigert (1966-a). Depuis cette date, les études géologiques sur le bassin se sont limitées à la partie ouest de l'Aïr (*e.g.* Cazoulat, 1985, *in* Bellion, 1987), au Continental Terminal (*e.g.* Lang *et al.*, 1986 ; Lang *et al.*, 1990) ou sont d'ordre palynologique ou stratigraphique (*e.g.* Boudouresque *et al.*, 1982 ; Dikouma *et al.*, 1994). Plusieurs cartes géologiques locales sont parues (*e.g.* Hanon, 1984 pour l'Ader Doutchi, *in* Bellion, 1987) mais une synthèse de ces nouveaux travaux manque encore ; la seule carte géologique à l'échelle du bassin reste celle de Greigert et Pougnet (1965).

Le bassin des Iullemmeden est compris entre les massifs de l'Aïr, du Hoggar et de l'Adrar des Iforas au nord, du Liptako à l'ouest, et du bouclier nigérian au sud et au sud-est (Fig. II-4-1). Il communique à l'ouest avec le bassin de Taoudenni par le fossé de Gao, et à l'est avec le bassin du Tchad par le large et peu profond seuil du Tégama.

Le bassin s'étend sur plus de 1 000 km du nord au sud et sur environ 800 km d'ouest en est, pour une superficie proche de 600 000 km^2. Son épaisseur sédimentaire est proche de 2 000 m dans l'axe du bassin, et comprend des formations du Cambrien au Quaternaire. La sédimentation, principalement détritique silicatée mais aussi parfois purement carbonatée lors des transgressions marines, présente la particularité de s'être déplacée du nord-est au sud-ouest au cours des temps géologiques ; typiquement, les sédiments paléozoïques affleurent principalement au nord-est, tandis que le Continental Terminal, tertiaire, est transgressif sur le socle du Liptako (Fig. II-4-3).

Contrairement à l'autre grand bassin sédimentaire au Niger, celui du Tchad, toujours en subsidence active (Servant, 1973 ; Durand, 1995-a) le bassin des Iullemmeden apparaît en voie de démantèlement depuis au moins le Pliocène, comme le prouve l'érosion en cours du Continental Terminal, ou l'absence d'activité sismique sur la période historique (Ambraseys et Adams, 1986).

II-4-1-2-1- Esquisse structurale du bassin

Dès les années 1950 et dans le but d'évaluer son potentiel énergétique, la structure du bassin des Iullemmeden a été explorée par prospections géophysiques (*e.g.* Crenn, 1957). Des forages de reconnaissance profonds ont également été entrepris ; celui de Combretum, à une cinquantaine de kilomètres au nord-ouest de Filingué, a atteint le socle à 1 250 m de profondeur (*in* Greigert et Bernert, 1979). La plupart des études géophysiques n'ayant pas été publiées (Greigert et Pougnet, 1967-b, p. 67), la description structurale du bassin demeure tributaire des anciens auteurs qui ont eu accès à ces documents confidentiels (Greigert, *com. pers.*).

À l'échelle du bassin, l'axe de sédimentation est sub-méridien et passe approximativement entre 4° et 5°E. L'épaisseur sédimentaire est maximale au nord, à la latitude du fossé de Gao, où les mesures géophysiques s'accordent à placer le socle vers 2 000 m de profondeur ; partout ailleurs, l'épaisseur est inférieure à 1 000 ou 1 500 m (Greigert et Pougnet, 1967-b, et Fig. II-4-3).

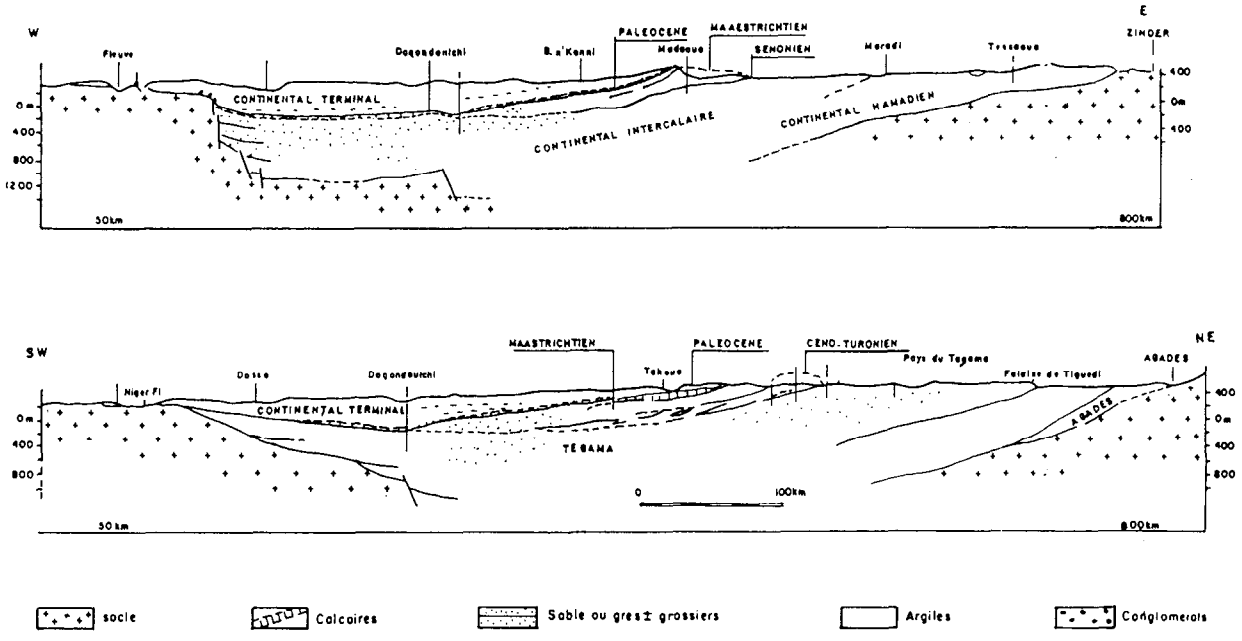


Figure II-4-3- Coupes géologiques schématiques à travers le bassin des Iullemmeden (*d'après* Greigert, 1966-a, *in* Galadima et Karbo, 1993).

D'un point de vue tectonique, la structure du bassin est influencée par l'existence de failles soit méridiennes, soit orientées ouest, sud-ouest / nord, nord-est vers le nord, qui déterminent l'existence de

sous-bassins sédimentaires. À l'ouest du bassin, la structure tectonique est dominée par le fossé de Gao, et par la faille de Kandi issue du bouclier nigérian au sud (Guiraud et Alidou, 1981 ; Konate, 1996 ; *cf.* Fig. II-4-1). La faille sud du fossé de Gao amène rapidement le fond du bassin à plusieurs centaines de mètres de profondeur (Greigert, 1966-a, Fig. II-4-3, coupe W-E). Cet accident, indiscutable sur les profils géophysiques au nord-ouest du bassin, ne semble plus exister au sud de Ouallam (localisation Fig. II-4-5), où il se manifesterait plutôt par des failles ou flexures à l'aplomb du dallol Bosso (Greigert et Pougnet, 1967-b, p. 69). Vers l'est et le sud-est de Niamey, le socle s'enfonce en pente régulière, comme le montre le forage de Dosso où le socle est atteint à 375 m de profondeur (Greigert et Pougnet, 1967-a, *cf.* Fig. II-4-3, coupe SW-NE).

II-4-1-2-2- Lithologie et stratigraphie

Les formations sédimentaires du bassin sont principalement d'origine continentale, silico-clastiques, mais plusieurs incursions marines ont déposé des sédiments à dominante carbonatée.

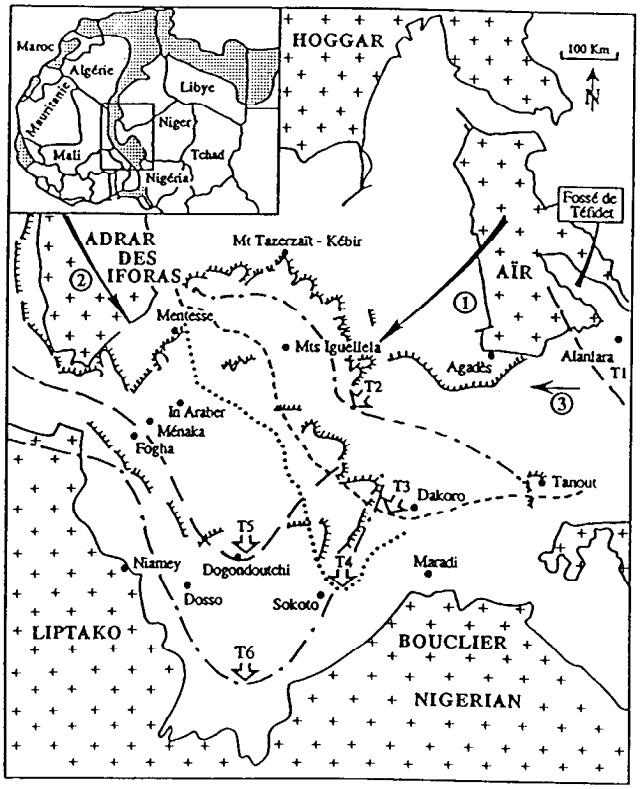


Figure II-4-4- Extension des transgressions crétacées et tertiaires dans le bassin des Iullemmeden. T1 : mer avant le Cénomanien. T2, T3 : transgressions du Cénomanien et du Turonien. T4, T5 : transgressions du Maastrichtien. T6 : transgression du Paléocène supérieur (*d'après* Greigert, 1966-a, et Dikouma *et al.*, 1994).

Les épisodes marins du bassin des Iullemmeden s'étagent du Cambrien au Paléocène supérieur (Thanétien). Le paléozoïque marin affleure dans la partie nord du bassin, à l'ouest de l'Aïr ; les sédiments, du Cambro-Ordovicien au Carbonifère, sont surtout argilo-gréseux, gypseux ou oolithiques et suggèrent un environnement de dépôt littoral, peu profond. Du Cénomano-Turonien au Thanétien se succèdent plusieurs transgressions marines, chacune débordant la précédente vers le sud (Greigert, 1966-a ; Alzouma, 1982 ; Dikouma *et al.*, 1993 ; Dikouma *et al.*, 1994). Ces transgressions, en provenance du nord-est puis du nord-ouest, ont déposé des sédiments à dominante carbonatée, calcaires blancs et marnes, typiques des mers chaudes épicontinentales (Fig. II-4-4). Les affleurements sont discontinus et se situent majoritairement au centre du bassin, parfois sous un recouvrement quaternaire sableux.

Plusieurs formations d'origine continentale se superposent dans le bassin des Iullemmeden : les principales sont le Continental Intercalaire, le Continental Hamadien et le Continental Terminal (Kilian, 1931 ; Greigert, 1966-a). Le Continental Intercalaire (CI) correspond aux sédiments continentaux déposés du Paléozoïque supérieur (Carbonifère supérieur, Permien) au Crétacé moyen (Cénomanien) ; le CI présente localement plus de 1 000 m d'épaisseur et affleure largement entre l'Aïr et l'Adrar des Iforas. Le Continental Hamadien (CH) est l'équivalent continental des formations marines du Crétacé supérieur. Il est constitué majoritairement de sédiments grossiers et affleure au nord du fossé de Gao et en bordure du bouclier nigérian ; latéralement, il passe sans discontinuité au CI. Le Continental Terminal (CT), d'âge éocène moyen à pliocène, est la formation la plus récente du bassin ; sa géologie est détaillée ci-dessous.

II-4-1-3- Le Continental Terminal du bassin des Iullemmeden

Le CT représente le dernier épisode sédimentaire du bassin des Iullemmeden. Initialement, pour Kilian (1931), il définit des dépôts continentaux d'âge "tertiaire, moins le Danien". Ce terme a été ensuite l'objet de plusieurs interprétations. Dans les bassins côtiers ouest-africains, certaines altérations autochtones de séries marines ont été désignées sous ce terme (Tessier *et al.*, 1975, *in* Lang *et al.*, 1990). En 1978, le CT est réduit de manière quelque peu arbitraire aux séries post-éocènes et anté-quaternaires (PICG-UNESCO, *in* Boudouresque *et al.*, 1982). Finalement, Lang *et al.* (1986) proposent de revenir à une définition plus proche de celle de Kilian, et de réserver le terme aux séries continentales d'âge éocène moyen à anté-quaternaire. C'est dans ce sens que nous l'employons ici.

Le CT du sud-ouest du Niger affleure sur plus de 150 000 km^2 (Fig. II-4-5). Il est constitué d'une succession de dépôts à dominante silico-clastique, d'origine continentale, faisant suite sans discontinuité majeure à la sédimentation marine du Paléocène au centre du bassin ; sur les bordures, une discontinuité

érosive existe à la base du CT. Le substratum est représenté à l'ouest par le socle birrimien et à l'est par les marnes et calcaires du Paléocène (*cf.* Fig. II-4-3). Son épaisseur maximale est estimée à environ 450 m près de Dogondoutchi (Greigert et Pougnet, 1967-a). Plusieurs formations sont distinguées à l'intérieur du CT du bassin des Iullemmeden.

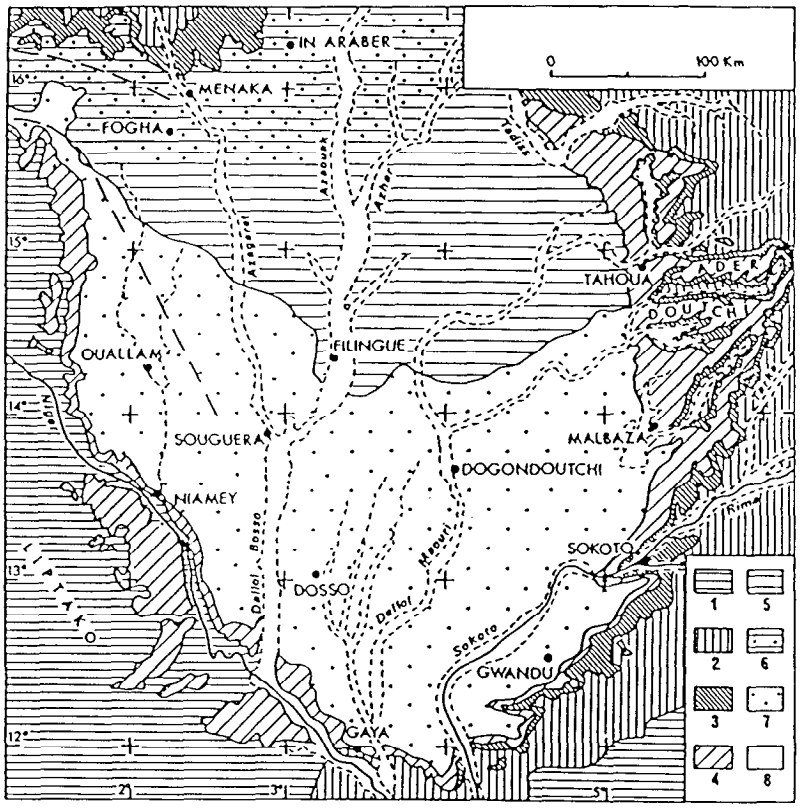


Figure II-4-5- Carte géologique du Continental Terminal du bassin des Iullemmeden . 1 : socle précambrien. 2 : Continental Hamadien ou grès et calcaires du Sénonien. 3 : marnes et calcaires du Paléocène-Yprésien. 4 : CT1. 5 : CT2. 6 : CT2 / CT1 indifférenciés. 7 : CT3. 8 : Quaternaire (*d'après* Greigert et Pougnet, 1965, et Lang *et al.*, 1990). D'après notre interprétation de la stratigraphie près de Niamey, le CT1 à l'ouest du bassin n'existe pas.

II-4-1-3-1- Les différentes formations (CT1, CT2, CT3)

L'origine continentale des dépôts du CT induit une grande variabilité spatiale de la sédimentation. Sur la base des affleurements, de photographies aériennes et de coupes de forages, trois séries ont été définies, "bien distinctes lorsqu'on les considère dans leur ensemble", mais difficiles à délimiter dans le détail (Greigert, 1966-a, p.172) : de bas en haut, *la série sidérolithique de l'Ader Doutchi* (CT1), *la série argilo-sableuse à lignites* (CT2) et les *grès argileux du moyen-Niger* (CT3). Ces trois séries, qui ont généralement été adoptées par la suite sans esprit critique quelle que soit la zone d'étude, sont brièvement

décrites ci-dessous selon leur définition d'origine.

Le CT1, caractérisé par l'abondance de niveaux à oolithes ferrugineuses, affleure sur la bordure est du CT (Fig. II-4-5). À l'affleurement, la série comprend des argiles ferruginisées, des vases noires à verdâtres, des sables plutôt fins, parfois rubéfiés et souvent grésifiés. Plus à l'ouest, elle perd son individualité et est relayée par la série argilo-sableuse à lignites. La puissance maximale à l'affleurement serait d'une cinquantaine de mètres, et d'une centaine de mètres en forage. Pour Boudouresque *et al.* (1982) et Lang *et al.* (1986), du fait de son âge éocène inférieur à moyen et de ses affinités margino-littorales, cette formation ne doit pas être rattachée au CT *sensu stricto*.

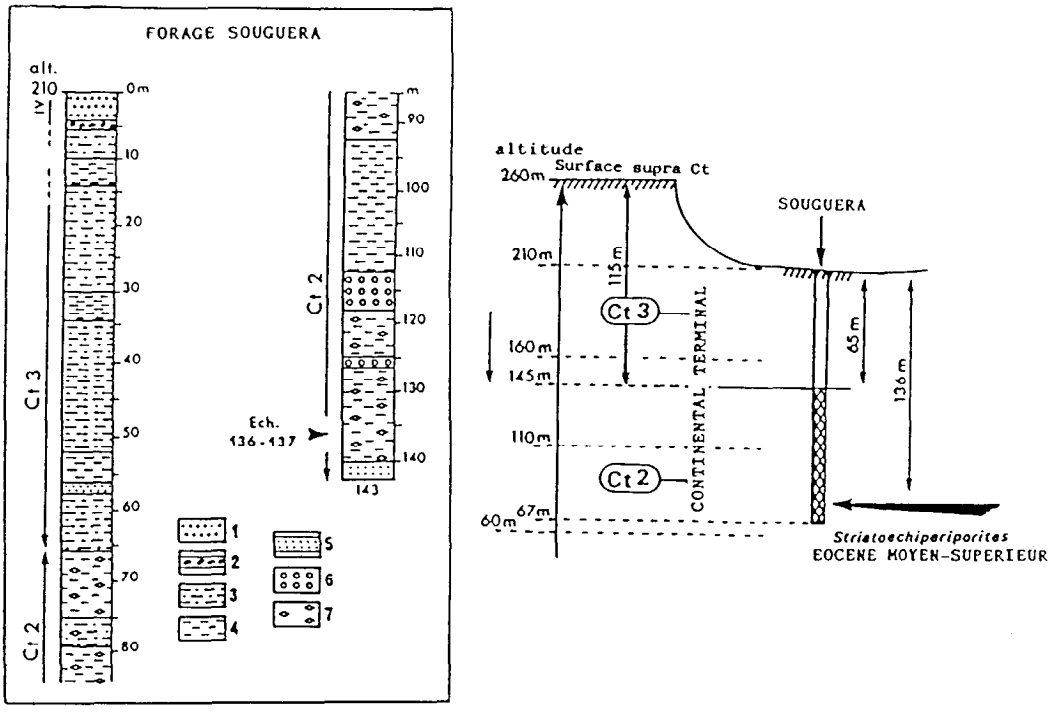


Figure II-4-6- Lithologie et datation palynologique du CT au forage de Souguera (localisé Fig. II-4-5). 1 : sables moyens. 2 : graviers ferrugineux. 3 : sables argileux. 4 : argilites. 5 : sables fins. 6 : argilites à oolithes ferrugineuses. 7 : lignites (*d'après* Lang *et al.*, 1990).

Le CT2 se caractérise par une alternance de niveaux sableux plus ou moins épais, pouvant atteindre quelques dizaines de mètres, et de séries argileuses d'aspects variés ; les argiles grises ou noires sont fréquentes et contiennent des débris végétaux. Des niveaux à oolithes ferrugineuses peuvent exister épars dans les argiles (*e.g.* Fig. II-4-6). La série argilo-sableuse à lignites affleure (mal) dans toute la moitié nord du domaine du CT. Dans les environs de Dogondoutchi où elle surmonte le CT1, elle est décrite sur une centaine de mètres, et au nord où le CT1 est absent, son épaisseur dépasse 180 m. Des déterminations palynologiques récentes sur des argiles du CT2 (Lang *et al.*, 1990 ; Salard-Cheboldaeff

et al., 1995) montrent une flore riche, d'âge post-éocène moyen, typique d'un milieu continental strict, calme et humide (marécages). Une sédimentation en milieu lacustro-palustre expliquerait la présence de niveaux d'oolithes ferrugineuses, dans des conditions environnementales similaires à celles du delta du Chari dans le lac Tchad (Dupont et Lemoalle, 1972 ; Mathieu, 1978).

Le CT3 occupe la moitié méridionale du domaine du CT. Sur photographies aériennes, il forme de larges plateaux couverts par la brousse tigrée. À l'affleurement, ce sont des grès silteux à argileux ocres, le plus souvent jaunâtres à rougeâtres, à la granulométrie toujours fine, qui ont la caractéristique d'être souvent traversés par un réseau dense de tunnels et de cavités. En forage, la limite inférieure de cette série peut être située au toit des argiles grises à lignites (Lang *et al.*, 1990, Fig. II-4-6 ; Monfort, 1996). Les sédiments du CT3, issus du manteau d'altération développé pendant la longue période chaude et humide du Paléocène-Éocène, se sont déposés en milieu continental oxydant, d'où une quasi-absence de trace organique. La série des grès argileux se termine par une surface d'aplanissement cuirassée, datée par référence à d'autres bassins du Pliocène supérieur (Lang *et al.*, 1986 ; Durand, 1995-b).

II-4-1-3-2- Le Continental Terminal près de Niamey

La géologie du CT près de Niamey n'a longtemps été connue que par ses affleurements silto-argileux, à plateaux latéritiques recouverts de brousse tigrée, typiques du CT3. Les premières indications sur la nature lithologique profonde du CT près de Niamey portent sur les niveaux captés par les puits (Greigert, 1957). Depuis, suite à de nombreuses campagnes de forages d'hydraulique villageoise initiées dès les années 1960, plusieurs synthèses stratigraphiques du CT près de Niamey ont été proposées (*e.g.* Abdoulkarimou, 1988 ; Monfort, 1996). Vers l'est et jusqu'au dallol Bosso, la succession lithologique suivante a été reconnue (Fig. II-4-7) :

Un socle métamorphique à la base, fréquemment altéré en kaolinite. De même nature que le socle du Liptako plus à l'ouest - des granits, des schistes gréseux et des amphibolites ont été reconnus en forage (*in* Dehays/BRGM, 1990) - il constitue le mur du CT sur la zone d'étude ; le forage le plus à l'est l'ayant atteint avec certitude est celui de Korto (2°41'28, 13°30'22 ; IUED, 1988), où le socle se situe à 144 m de profondeur (63 m d'altitude).

Des sables "inférieurs" surmontant le socle vers l'ouest. Ces sables moyens à grossiers, blancs à gris-blanc, présentent des faciès variables, parfois à tendance argileuse. Localement ils peuvent se scinder en plusieurs niveaux distincts ou présenter des faciès superposés différents (Monfort, 1996). Leur épaisseur augmente de moins de 3 m vers l'ouest à plus de 15 m au centre et à l'est. Cette formation

s'enfonce vers le centre du bassin avec un pendage qui augmente régulièrement, de 3,5‰ à l'ouest, jusqu'à 6,5‰ près du dallol Bosso. Les sables inférieurs sont discordants sur le socle à l'ouest et reposent en conformité sur des argiles grises à lignites au centre et au sud-est. Le toit des sables inférieurs est constitué d'argiles grises à lignites. Du point de vue stratigraphique, ces sables correspondent vraisemblablement à la partie sableuse de la série argilo-sableuse à lignites (CT2).

Des argiles grises, parfois ligniteuses et à oolithes ferrugineuses intercalées. L'épaisseur des argiles augmente d'ouest en est, jusqu'à plus de 80 m à l'aplomb du dallol Bosso. La présence de lignites et/ou d'oolithes ferrugineuses n'est pas systématique. Vers le centre-nord du degré-carré et au sud, les oolithes sont absentes ; au nord, les lignites sont davantage présentes (Monfort, 1996). Les oolithes incluses dans les argiles grises constituent un seul niveau principal, probablement diachronique, qui correspondrait au niveau de "Niamey-Say" défini le long du fleuve par Dubois (1979). Sur le degré-carré de Niamey, les argiles grises à lignites et oolithes représentent la partie argileuse du CT2 (Abdoulkarimou, 1988 ; Monfort, 1996 ; Lang *et al.*, 1990, *cf.* Fig. II-4-6).

Des grès ocres, sablo-silteux à argileux, au sommet. Cette formation est constituée par la juxtaposition de lentilles à dominante sablo-silteuse, de coloration toujours ocre. À l'ouest, ces grès surmontent le socle ; vers l'est, le mur est constitué par les argiles grises du CT2. Le sommet est formé de plateaux gréseux à cuirasse latéritique, entaillés par l'érosion (Fig. II-4-7). L'épaisseur de ces grès, quasi-nulle près de Niamey (biseautage), augmente progressivement vers l'est pour atteindre plus de 130 m en bordure est de la zone d'étude (2°50'E). L'ensemble de la série est typique du CT3.

En marge de la thèse, la reconstitution stratigraphique du biseautage sédimentaire près de Niamey permet de résoudre deux questions anciennes. La présence d'oolithes ferrugineuses en bordure du fleuve avait été interprétée comme le signe de l'existence du CT1 en bordure ouest du bassin (Greigert et Pougnet, 1967-b, p. 161). La continuité latérale du niveau principal à oolithes ferrugineuses, inclus dans les argiles grises à lignites du CT2, mais à la base du CT3 à l'ouest du fleuve, prouve le caractère diachronique de ce niveau. En conséquence, le CT1, faciès de transition margino-littoral, est rigoureusement absent à l'ouest du CT ; en bordure du fleuve, seul affleure le CT3. Cette interprétation est en cohérence avec la migration des dépôts du nord-est au sud-ouest dans le bassin des Iullemmeden depuis le Cambrien (*cf.* ch. II-4-1-2).

Une deuxième question récurrente concerne l'existence d'une faille majeure entre Niamey et le dallol Bosso, longtemps tenue pour acquise sur la zone d'étude (Boeckh, 1965 ; Dubois, 1979 ; Ousseini, 1991 ; Le Gal La Salle, 1994). La reconstitution géologique du CT près de Niamey, basée sur des forages nivelés, montre un pendage régulier et progressif des formations, avec tout au plus une légère flexure

(Fig. II-4-7). Cette reconstitution est en accord avec les observations initiales qui indiquent que, si une faille majeure est indubitable au nord-ouest du bassin, elle semble ne plus exister au sud de 14°N (Greigert et Pougnet, 1967-b, p. 69, et ch. II-4-1-2-1).

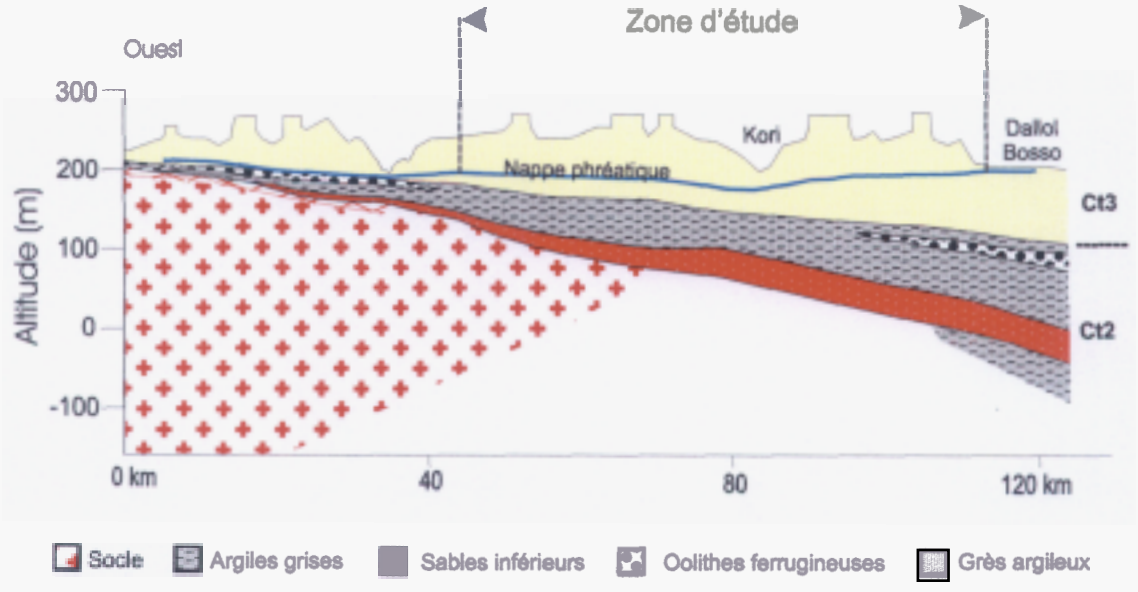


Figure II-4-7- Coupe géologique schématique à 13°40'N à travers le degré-carré de Niamey (Monfort, inédit).

II-4-2- Contexte hydrogéologique

Le Continental Terminal constitue un aquifère multicouche, avec en surface une nappe phréatique, et en profondeur, des nappes captives localement artésiennes. Comme pour la géologie régionale, les synthèses de référence sur l'hydrogéologie du CT datent des années 1960 ou 1970 (Tirat, 1964 ; Boeckh, 1965 ; Greigert, 1968 ; Greigert et Bernert, 1979). Depuis les études sont rares, et la progression des connaissances a surtout été le fait de rapports techniques de forages ou d'investigations localisées (*cf.* ch. I-2, "historique des études de l'aquifère").

II-4-2-1- La nappe phréatique du Continental Terminal

La nappe phréatique du CT est une nappe continue, généralisée à l'ensemble des affleurements, hormis les bordures, qualifiées de "biseaux secs" (Plote, 1961) mais qui méritent une dénomination moins tranchée. La nappe est généralement libre, mais peut être localement sous pression sous des lentilles argileuses d'extensions variables (Greigert et Bernert, 1979). Au nord-est et à l'est la nappe phréatique

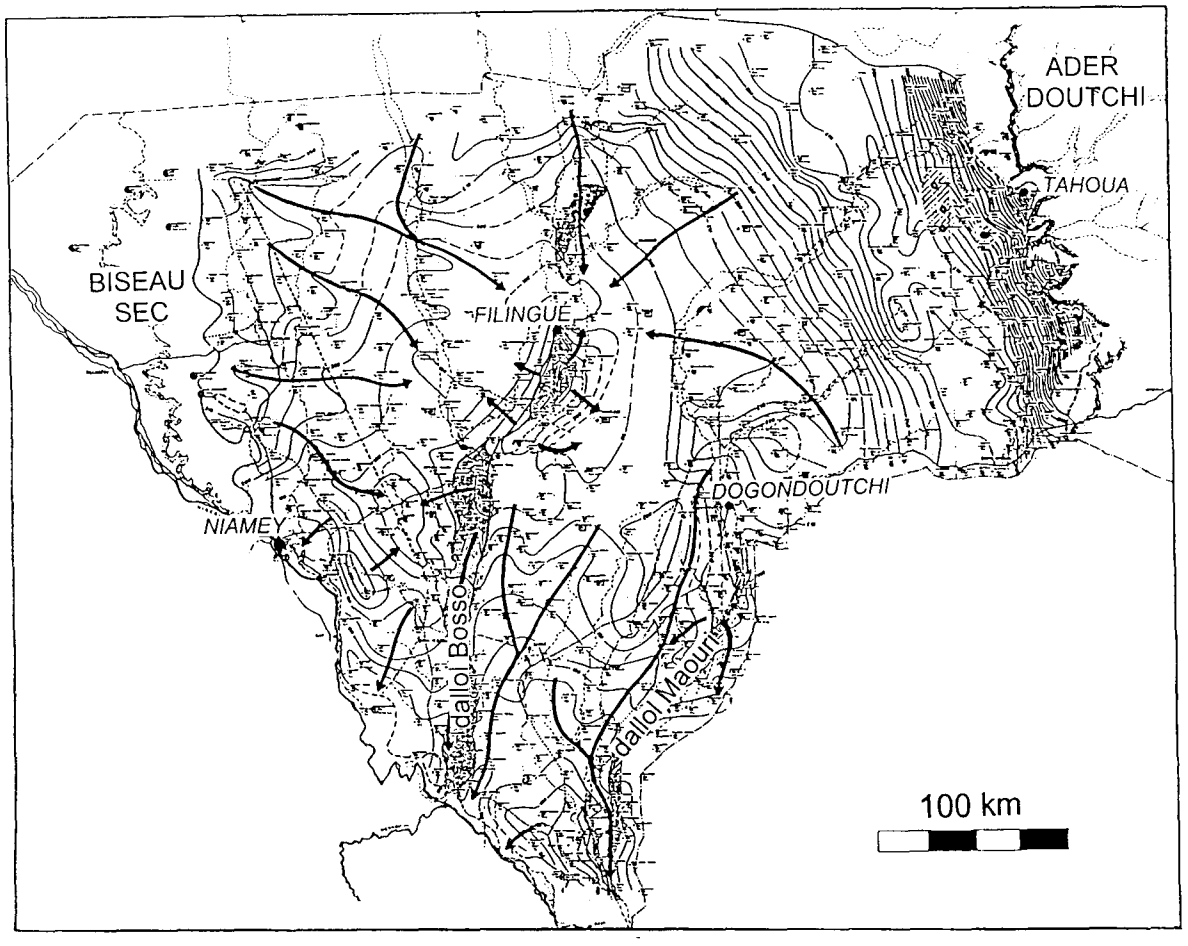


Figure II-4-8- Carte piézométrique de la nappe phréatique du Continental Terminal au Niger (Boeckh, 1965).

est portée par la série sidérolithique de l'Ader Doutchi (CT1), au nord par la série argilo-sableuse à lignites (CT2), et sur la majorité du bassin par les grès argileux du CT3. Les nappes alluviales quaternaires des vallées fossiles (dallol Bosso, dallol Maouri) sont en continuité hydraulique avec la nappe phréatique du CT. À une échelle plus localisée, différents faciès d'une même série peuvent constituer autant d'aquifères aux caractéristiques différentes : par exemple à l'ouest de Niamey, la nappe phréatique du CT est surtout portée par un niveau oolithique, alors que plus à l'est les grès argileux du CT3 constituent l'aquifère de la nappe (Plote, 1961 ; Leduc *et al.*, 1997).

En raison de cette hétérogénéité lithologique, les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère sont variables. Certaines parties peuvent même être totalement sèches (*e.g.* au nord-est dans les argiles du CT2 près de Tahoua, *in* Tirat, 1962 et Boeckh, 1965), d'autres peu perméables, d'autres enfin très transmissives (alluvions quaternaires, certaines zones sableuses du CT3). Les transmissivités estimées à l'échelle de l'ensemble de la nappe sont de l'ordre de 10^{-2} à 10^{-5} $m^2.s^{-1}$ (Greigert, 1968 ; Greigert et Bernert, 1979).

La carte piézométrique à l'échelle de l'ensemble de la nappe phréatique au Niger est due à Boeckh (1965) ; depuis, aucune autre carte à partir de données plus récentes n'a été publiée. Sur le degré-carré de Niamey, la comparaison de cette carte ancienne avec celle proposée par Leduc *et al.* (1997) montre des différences de détail importantes mais ne remet pas en cause le schéma général des écoulements. À l'échelle de la nappe, les gradients hydrauliques sont faibles, de l'ordre de 0,5‰ ; vers l'est, les gradients hydrauliques sont cependant plus élevés, compris entre 1,0 et 1,5‰, en liaison avec des pentes topographiques plus fortes (Fig. II-4-8). Les charges les plus élevées sont au nord-ouest et au nord (+220 m), et surtout au nord-est, dans l'Ader Doutchi (+300 m à +400 m) ; les plus basses se situent au sud-ouest, le long du fleuve Niger et dans les bas dallol Bosso et Maouri (+180 à +170 m), et témoignent des zones naturelles d'exutoire de la nappe (Greigert, 1968 ; Greigert et Bernert, 1979). L'orientation générale des flux, du nord-nord-est au sud-sud-ouest, est perturbée par plusieurs anomalies : dômes piézométriques (dallol Bosso au sud de Filingué, dallol Maouri au sud de Dogondoutchi) et dépressions piézométriques (nord et ouest de Filingué, est de Niamey). En raison de ces perturbations et des faibles gradients hydrauliques, la moitié de la nappe semble fonctionner de manière endoréique. Bien qu'aucune estimation chiffrée fiable de la recharge n'existe à l'échelle du CT, ces considérations piézométriques traduisent probablement un renouvellement très faible de la nappe.

À l'image des caractéristiques géologiques, la physico-chimie de la nappe phréatique est variable dans l'espace. Les études à l'échelle de l'ensemble de l'aquifère montrent des eaux généralement peu minéralisées, à 75% inférieures à 300 mg.L^{-1}, bicarbonatées ou nitratées sodiques ou calciques, mais avec des singularités locales (*e.g.* au nord de Tahoua, où les eaux de la nappe phréatique sont sulfatées, *in* Tirat, 1964). Les teneurs isotopiques de la nappe phréatique en ^{18}O, ^{2}H, ^{14}C et ^{3}H sont modernes, et traduisent un renouvellement actuel (Dray *et al.*, 1983 ; INC, 1986 ; Leduc et Taupin, 1997).

II-4-2-2- Les nappes captives près de Niamey

II-4-2-2-1- Synthèse des connaissances antérieures

Deux nappes captives, la nappe des sables inférieurs et la nappe captive des oolithes, ont été reconnues par forages près de Niamey. D'autres nappes captives existent plus à l'est dans le bassin (Greigert et Bernert, 1979), mais n'apparaissent pas sur la zone d'étude.

La nappe des sables inférieurs est portée par les sables du CT2 près de Niamey (Fig. II-4-7). La reconnaisance de cet aquifère sur la zone d'étude date des années 1970 (forages de Birni Fantora, *in*

Greigert et Bernert, 1979), mais seules les implantations de nombreux forages au cours des années 1980, dont certains artésiens, ont permis de mettre en évidence l'extension et les caractéristiques de cette nappe. La géochimie des eaux d'une vingtaine de ces forages artésiens a fait l'objet d'une thèse (Le Gal La Salle, 1994). Les eaux montrent des températures de l'ordre de 30 à 33°C, des pH de 7,0 à 8,0 et des potentiels redox proches de 0 mV, indice d'une tendance à la réduction. Les minéralisations sont relativement élevées (conductivités de l'ordre de 1200 à 1600 $\mu S.cm^{-1}$, charges ioniques de 950 ± 100 $mg.L^{-1}$), pour des faciès sulfatés à bicarbonatés sodiques. Les teneurs isotopiques en C-14 (~ 0 pCm), en oxygène-18 et en deutérium (moyennes respectives de -7,5 et -56‰ vs VSMOW, pour des écarts-types de 0,3 et 2,7) sont nettement différenciées de celles de la nappe phréatique et indiquent des eaux fossiles, infiltrées sous des conditions plus humides et/ou plus froides que l'actuel (Le Gal La Salle *et al.*, 1995).

La nappe captive des oolithes est portée par le niveau oolithique intercalé au milieu des argiles grises à lignites du CT2 (Fig. II-4-7). Bien que la reconnaissance près de Niamey de cet aquifère captif soit plus ancienne que celle des sables inférieurs (forages de Kouré et Tioubi, *in* Greigert, 1966-b), l'individualité de la nappe n'a été reconnue que récemment (Abdoulkarimou, 1988 ; Dehays/BRGM, 1990). Hormis dans les rapports techniques, les données existantes sur la nappe des oolithes sont rares ; les eaux apparaissent en charge par rapport à la nappe phréatique (Monfort, 1996) et assez minéralisées, aux faciès chimiques proches de ceux de la nappe des sables inférieurs (Greigert, 1966-b ; Dehays/BRGM, 1990).

II-4-2-2-2- Analyses et mesures inédites

En marge des travaux sur la nappe phréatique, plusieurs types de données ont été accumulés au cours de la thèse sur les nappes captives de la zone d'étude.

Les mesures les plus fondamentales concernent le nivellement des forages, dont l'absence était déplorée par la plupart des études antérieures (Abdoulkarimou, 1988 ; Ousseini, 1991 ; Monfort, 1996 ; Duruz, 1996). Une quarantaine de forages captant les nappes captives (20 pour la nappe des sables inférieurs, 18 pour la nappe captive des oolithes) ont été nivelés. D'un point de vue hydrodynamique, les différences de charge entre les nappes captives et la nappe phréatique ont ainsi pu être précisées. Sur le degré-carré de Niamey, les charges de la nappe des sables inférieurs sont comprises entre 200 et 225 m, pour une direction d'écoulement orientée nord-sud. Les charges de la nappe des oolithes sont comprises entre 195 et 215 m, mais ne montrent pas de gradient cohérent, en accord avec la continuité hydraulique variable de l'aquifère. Sur la zone centrale où les trois nappes sont captées (2°30'/2°50'E, 13°20'/13°40'N), la nappe des sables inférieurs (210-220 m) présente des charges supérieures à celles des

oolithes (200-210 m), elles-mêmes supérieures à celles de la nappe phréatique (185 à 195 m).

L'évolution de la piézométrie des nappes captives est connue entre 1987-88 (mesures intiales des rapports techniques, Dehays/BRGM, 1990) et 1994-95 (réhabilitation des forages, Vergnet-Niger, 1997). Alors que pendant cette période la nappe phréatique présente une hausse comprise entre 0,5 et 2,5 m, les mesures comparatives des nappes captives montrent une stabilité ou une baisse de l'ordre du mètre (Fig. II-4-9). Dans un contexte de faible sollicitation des nappes captives (les forages ne sont actuellement qu'à usage domestique), et malgré le déversement continu non contrôlé de quelques forages artésiens, cette observation met en évidence la faiblesse du renouvellement de ces aquifères et leur déconnection du système hydrologique local.

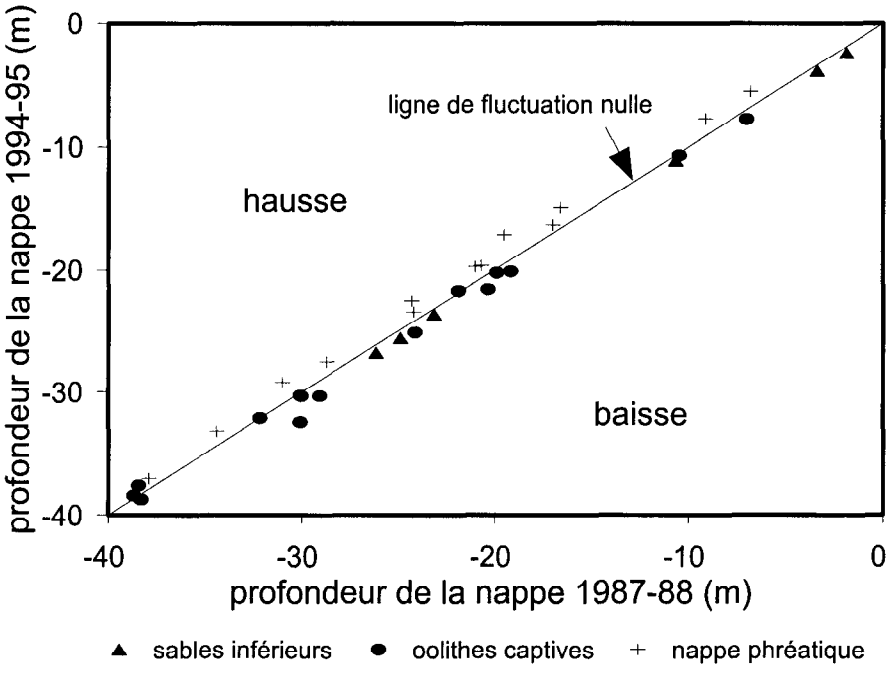


Figure II-4-9- Diagramme des mesures piézométriques 1994-95 *vs* celles de 1987-88 dans des forages près de Niamey (mesures issues de Dehays/BRGM, 1990, et de Vergnet-Niger, 1997). Les forages de la nappe phréatique présentent une hausse systématique, tandis que les nappes captives montrent une stabilité ou même une baisse.

Les eaux des nappes captives ont fait l'objet de quelques mesures géochimiques. Les analyses chimiques et isotopiques effectuées sur des forages de la nappe des sables inférieurs montrent des caractéristiques identiques à celles obtenues par Le Gal La Salle (1994). La nappe captive des oolithes, qui avait été peu étudiée, montre des caractéristiques physico-chimiques quasi-identiques à celles de la nappe des sables inférieurs : températures de 31 à 34°C, pH compris entre 7,0 et 7,9, potentiels redox proches de 0 mV. La minéralisation (conductivités de 1000 à 1500 $\mu S.cm^{-1}$, charges ioniques de 850 ± 150 $mg.L^{-1}$) montre des faciès chimiques sulfatés à bicarbonatés sodiques ; les mêmes similitudes avec

la nappe des sables inférieurs sont observées du point de vue des teneurs isotopiques (activité C-14 proche de 0 pCm, oxygène-18 et deutérium respectivement compris entre -7,8 et -6,7‰, -56 et -50‰ *vs* VSMOW). La distinction entre ces deux nappes du CT2 n'est donc pas d'ordre géochimique, mais se base sur la géologie et l'hydrodynamique.

II-4-2-3- Le Continental Terminal près de Niamey, un aquifère multicouche cloisonné

Les informations hydrogéologiques sur le CT près de Niamey permettent de définir un aquifère multicouche, aux nappes différenciées : une nappe phréatique généralisée, comprise dans différents aquifères (essentiellement grès argileux, occasionnellement oolithes ferrugineuses ou alluvions quaternaires) ; deux nappes captives du CT2, l'une dans les oolithes des argiles grises, l'autre dans les sables inférieurs.

Malgré le biseautage des séries vers l'ouest, aucun mélange naturel des eaux n'a pu être mis en évidence sur la zone d'étude. La reconstitution géologique montre une augmentation progressive des pentes vers l'est, signe possible d'une flexure mais non d'une faille. Les contours piézométriques réguliers n'indiquent aucune influence d'une drainance ascendante localisée. Enfin, les teneurs isotopiques présentent des différences tranchées, sans point de mélange même en bordure de bassin (Monfort, 1997). Le Continental Terminal près de Niamey apparaît donc comme un aquifère multicouche, naturellement cloisonné.

III- HYDRODYNAMIQUE

III-1- PIÉZOMÉTRIE

La piézométrie constitue sur la zone d'étude l'ensemble de données hydrogéologiques le mieux documenté. Malgré la simplicité d'acquisition des mesures, ce fonds de connaissance constitue un apport exceptionnel : par manque de temps ou de moyens, les mesures piézométriques au Sahel sont rarement collectées avec un pas de temps suffisant pour apprécier la dynamique des nappes phréatiques. Au sud-ouest du Niger, la mise en place à la fin des années 1980 de suivis piézométriques a permis de caractériser la dynamique et les processus de recharge de la nappe (Schroeter, 1993 ; Leduc et Desconnets, 1994-a et -b ; Leduc et Lenoir, 1995 ; Duruz, 1996 ; Leduc et Karbo, 1996 ; Leduc et Loireau, 1997 ; Leduc *et al.*, 1997).

L'apport de cette thèse, outre l'exploitation des mesures récentes, réside dans un essai de synthèse des données, dans l'estimation de la représentativité de l'échantillonnage piézométrique (Favreau *et al.*, 2000-b) et dans l'exploitation de mesures anciennes redécouvertes et réinterprétées (Favreau et Leduc, 1998 ; Leduc *et al.*, 2001). La présentation des résultats s'articule en deux parties principales : d'une part, les informations obtenues à partir des chroniques récentes (III-1-1) ; d'autre part, celles issues de l'interprétation des mesures anciennes (III-1-2). La représentativité des mesures est discutée dans chacune des parties : si de rares chroniques piézométriques ont déjà été analysées au Sahel (*e.g.* Martin et Thiery, 1986), en revanche l'intégration de mesures anciennes à des chroniques récentes pose des problèmes spécifiques qu'il est intéressant de discuter séparément. La troisième partie (III-1-3) rassemble et discute les résultats de la piézométrie.

III-1-1- Les chroniques récentes (depuis 1986)

III-1-1-1- Les réseaux piézométriques près de Niamey

III-1-1-1-1- Les suivis piézométriques Niger-Suisse (DRE / DDH Tillabéri)

Dans le cadre d'un programme d'appui à la Direction des Ressources en Eau du Niger, des suivis piézométriques de la nappe phréatique ont débuté dès 1986 près de Niamey (Brodbeck, 1986-a et -b, 1987 ; Schroeter, 1993). Ces mesures, financées par l'Institut Universitaire d'Études du Développement suisse (IUED), ont été effectuées sur une base mensuelle en une quarantaine d'ouvrages par la Direction Départementale de l'Hydraulique de Tillabéri (DDH Tillabéri, 1997). Le financement et les mesures se sont achevés en décembre 1996. Au total, les chroniques représentent environ 80 mesures par site,

réparties sur deux zones à l'est et au nord de Niamey. Au sud et au sud-est du degré-carré, la DDH de Dosso effectue également depuis 1989 des mesures piézométriques sur une base trimestrielle (DDH Dosso, 1997). Les suivis piézométriques sont localisés sur la figure III-1-1.

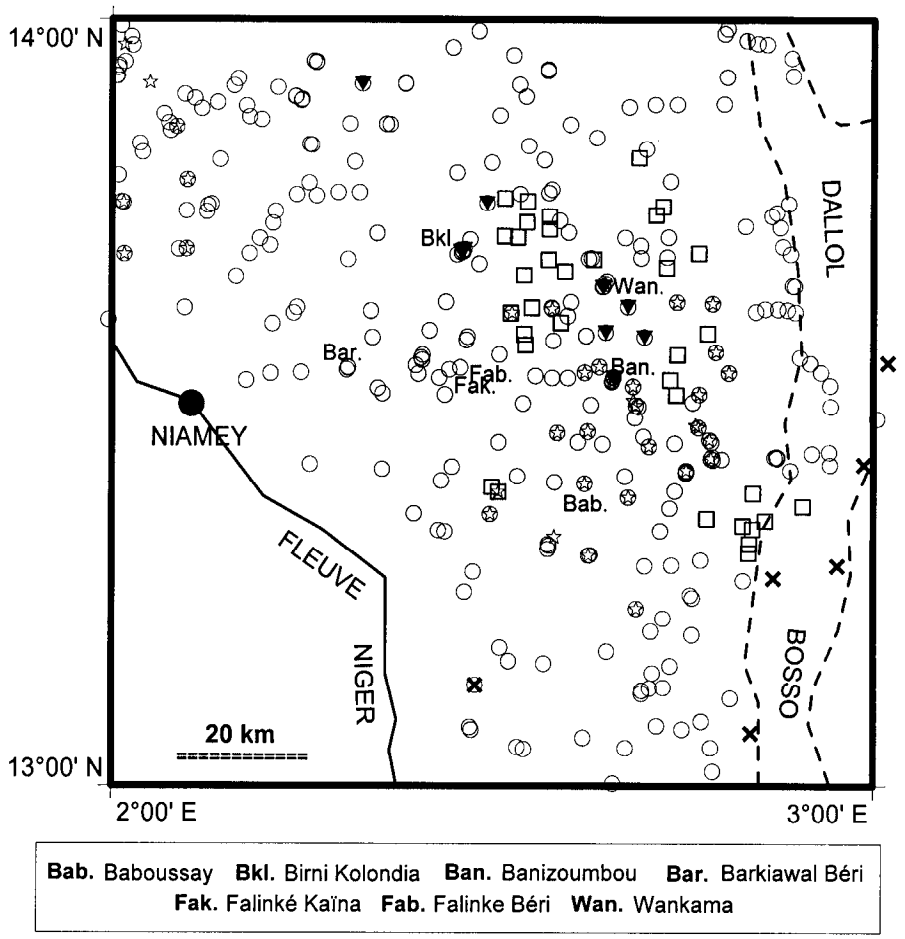


Figure III-1-1- Les réseaux piézométriques en rive gauche du fleuve Niger sur le degré-carré de Niamey. ○, □ : points de mesure ORSTOM/IRD suivis respectivement depuis 1991-93 et 1996-97. ▼ : points ayant bénéficié d'un enregistreur de suivi piézométrique (ORSTOM - IRD). ☆ : points de mesure de la DDH de Tillabéri (période 1987-96) et ✖ : points de mesure de la DDH de Dosso (de 1989 à 1997). La zone d'étude est en grisé. Les points localisés sont ceux cités dans la partie "critique et représentativité des mesures".

III-1-1-1-2- Les suivis piézométriques ORSTOM - IRD

Dans le cadre du volet hydrogéologique du programme Hapex-Sahel, des suivis piézométriques ont débuté dès 1991 sur un réseau de plus de 250 points dans le degré-carré de Niamey (Leduc et Lenoir, 1995). L'essentiel des résultats obtenus sur la période 1991-1994 a été synthétisé *in* Leduc *et al.* (1997).

Depuis, les mesures se sont poursuivies sur l'ensemble des points d'observation, avec une fréquence qui a évolué avec la progression des connaissances : de 1991 à 1994, les mesures étaient effectuées tous les 3 ou 4 mois sur l'ensemble du réseau ; depuis juillet 1994, les mesures sont annuelles, excepté sur un secteur central de 2 000 km^2, où la fréquence est mensuelle en saison sèche et bimensuelle en saison des pluies. Sur certains points d'interprétation délicate ou nécessitant une précision accrue, une dizaine d'enregistrements piézométriques complètent les données depuis 1992. Fin 1996 ou début 1997, une trentaine de points nouveaux ont été ajoutés au réseau dans l'optique de cette thèse (Fig. III-1-1). Fin 1999, on dispose d'une série de chroniques pour la plupart de 8 années consécutives, représentant au total plus de 10 000 mesures sur la zone d'étude.

III-1-1-1-3- Nivellements

Dès l'origine, des points de mesure ont été nivelés pour déterminer l'orientation des flux et tracer des cartes piézométriques. Les nivellements du réseau Niger-Suisse ont été effectués à l'altimètre barométrique avec une précision faible, d'environ 4 m (Brodbeck, 1986-b) ; ils n'ont pas étés retenus ici. Les nivellements liés aux suivis ORSTOM / IRD représentent plus de 90 puits, nivelés en 1992-93 au GPS différentiel ou au niveau optique par l'Institut Géographique National du Niger (IGNN) ; une dizaine de nivellements complémentaires ont été réalisés par l'ORSTOM en 1993 au niveau optique (Leduc et Lenoir, 1995). Enfin dans l'objectif de cette thèse, près de 150 nivellements supplémentaires sur des puits et des forages ont été effectués en 1996-98 par les deux méthodes.

La validité des nivellements dépend du sérieux des mesures et de la cohérence d'ensemble des bornes de référence utilisées. De rares erreurs de calcul dans les rapports de l'IGNN ont été corrigées. Les mesures au niveau de précision effectuées en "aller / retour" montrent une bonne réplicabilité, avec des différences toujours inférieures à 0,10 m ; une précision du même ordre (0,20 m) est obtenue au GPS différentiel. Sur certains sites où les points de mesure sont proches, la précision est meilleure, jusqu'à ± 0,01 m. Les bornes de nivellement utilisées (routes Niamey - Filingué, Niamey - Dosso, Niamey - Ouallam) montrent une bonne cohérence.

III-1-1-2- Critique et représentativité des mesures

Les chroniques piézométriques sont constituées de mesures ponctuelles, acquises à différents moments de la journée, et dont la représentativité doit être estimée au cas par cas. La majeure partie des perturbations du niveau statique provient soit d'inondations plus ou moins importantes des puits, soit des

puisages domestiques, qui peuvent chacun provoquer des déviations de plusieurs décimètres ou mètres par rapport au niveau statique (*cf. infra*). D'autres incertitudes existent, mais sont d'importance moindre. Le positionnement de la sonde sur la margelle - plus ou moins horizontale - est une de ces déviations possibles. Les erreurs sont de l'ordre du cm sur les puits cimentés, mais peuvent atteindre plus de 10 cm pour les margelles boisées ou empierrées des puits traditionnels. Leduc et Lenoir (1995) signalent également comme source d'incertitude les variations engendrées par l'usage de sondes différentes d'une mesure à une autre ; cette perturbation, de l'ordre de 1‰, est négligeable pour les profondeurs de quelques mètres, mais atteint 6 cm pour les puits de 60 m. Enfin, des perturbations liées au caractère incomplet des puits sont possibles, mais probablement négligeables au vu de la bonne concordance des niveaux statiques obtenus simultanément sur des sites équipés à la fois de piézomètres complets et de puits (*e.g.* Banizoumbou, Fig. III-1-8-B).

III-1-1-2-1- Influence des inondations

Le biais le plus important dans l'interprétation des chroniques piézométriques provient de l'inondation ou même de la submersion de certains puits au cours de la saison des pluies. Quand l'inondation est courte, l'observateur peut manquer cette perturbation susceptible d'influencer durablement le niveau piézométrique. En situation extrême, certains ouvrages peuvent rester submergés pendant plusieurs mois (comme le puits de Barkiawal Béri "village" en 1999, Fig. I-4-5). Un inventaire exhaustif montre que sur la zone centrale de l'étude, près de 20% des puits subissent les effets directs ou indirects d'inondations plus ou moins importantes ou fréquentes. La proximité d'un bas-fond n'est pas un critère discriminant pour déterminer le caractère inondable, plutôt dépendant du contexte micro-topographique et de la distance aux axes de ruissellement ; seuls des enregistrements piézométriques ou des enquêtes régulières permettent de déterminer le caractère inondable des points de mesure. L'assimilation des fluctuations piézométriques artificielles dues aux inondations à des réponses piézométriques naturelles conduit à surestimer l'amplitude des fluctuations vraies. Ainsi, des points éloignés des zones de recharge peuvent être classés comme fluctuants parce que leurs niveaux sont influencés par des inondations artificielles (*e.g. in* Schroeter, 1993). De même l'amplitude maximale des fluctuations piézométriques saisonnières, estimée à 9 m par Leduc *et al.* (1997) sur la zone d'étude en rive nord du fleuve, apparaît aujourd'hui comme une surestimation engendrée par des inondations.

L'exemple de Wankama (Fig. III-1-2) est représentatif des biais induits par les inondations : les niveaux statiques enregistrés au piézomètre "P1" montrent les fluctuations vraies de la nappe, tandis que les mesures ponctuelles au puits "sud", situé à environ 500 m et régulièrement inondé (Fig. I-4-5) montrent des fluctuations à la fois naturelles et dues aux inondations. Les amplitudes mesurées dans le

puits se révèlent sans rapport avec les amplitudes mesurées dans le piézomètre : sous-estimations en raison du caractère ponctuel des mesures (1993-1995 et 1998), ou surestimation due aux inondations (1997) ; seule l'amplitude mesurée en 1996 au puits "sud" se révèle comparable à celle enregistrée dans le piézomètre ! Les niveaux piézométriques supérieurs de quelques décimètres en fin de saison sèche au puits "sud" sont probablement dus au colmatage partiel de l'ouvrage suite aux inondations, comme le suggère le développement du puits au cours de l'essai de pompage réalisé en 1997 (la même remarque peut être faite pour les puits de Barkiawal Béri "route" et Hamdallay "sud", Fig. III-1-10).

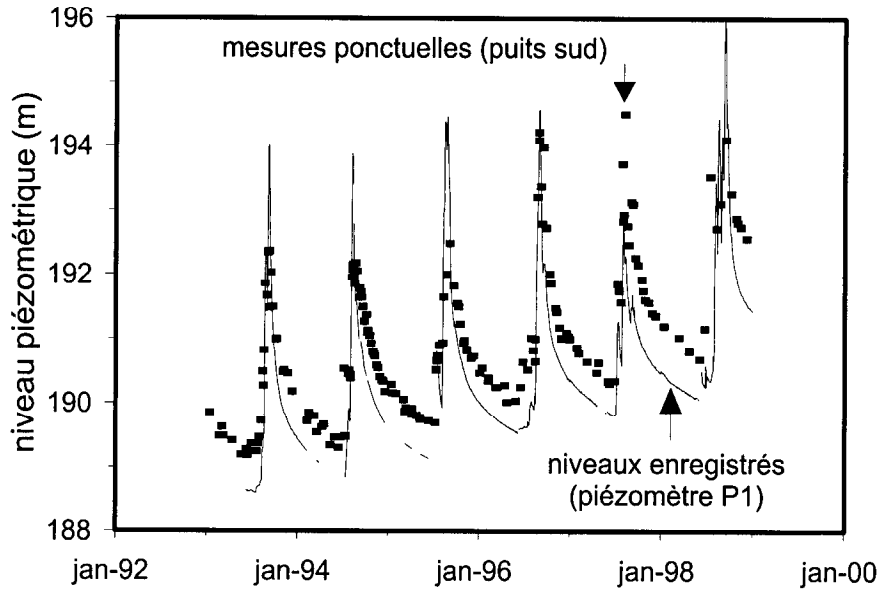


Figure III-1-2- Enregistrement piézométrique au P1 (fluctuations naturelles) et mesures ponctuelles dans le puits sud (inondable) entre 1993 et 1998 à Wankama.

III-1-1-2-2- Influence des puisages

Les mesures piézométriques sont réalisées en majorité dans des puits villageois en usage et représentent rarement le niveau statique. Pour certaines chroniques, des mesures ponctuelles du niveau statique en fin de nuit montrent que cette influence journalière est minime, de l'ordre de quelques centimètres ou décimètres, et perturbe peu l'interprétation (*e.g.* Banizoumbou "école" et Korto "domestique", Fig. III-1-15). Dans certains cas plus difficiles, l'influence du puisage sur le niveau statique a été estimée par des enregistrements piézométriques ou par des enquêtes sur l'utilisation des puits.

Dans les deux cas présentés figure III-1-3, les mesures ponctuelles pourraient suggérer l'existence d'un cycle saisonnier, avec une hausse piézométrique attendue en saison des pluies. L'enregistrement à

Birni Kolondia (A) montre cependant que les niveaux statiques enregistrés en fin de nuit sont stables au cours de l'année ; ici, les fluctuations apparentes sont dues au puisage plus important en cours de journée lors de la saison sèche. À Baboussay (B), le puits mesuré est dédié à l'alimentation des troupeaux en saison sèche, mais est temporairement abandonné et situé dans un champ de mil pendant l'hivernage. Le niveau statique vrai n'est donc obtenu que pendant la saison des pluies. Dans les deux cas, l'influence extrême du puisage sur le niveau statique est de l'ordre de 2,3 m, valeur maximale observée sur la zone d'étude.

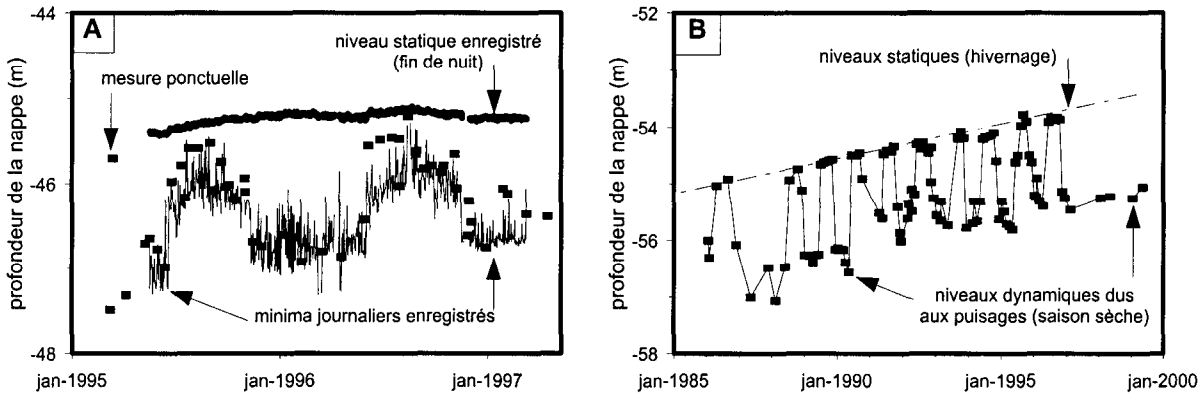


Figure III-1-3- Enregistrement piézométrique et mesures ponctuelles de 1995 à 1997 au puits de Birni Kolondia (A) et suivi piézométrique par mesures ponctuelles à Baboussay de 1986 à 1999 (B).

III-1-1-2-3- Choix des puits-piézomètres, fréquence des mesures

L'ensemble des perturbations possibles rend difficile le choix des puits-piézomètres. Dans l'absolu, un bon puits-piézomètre devrait être non-inondable, peu puisé ou peu influençable par les prélèvements, avoir une margelle parfaitement plane... Ces caractéristiques sont rarement réunies en un seul point, et le choix des ouvrages est limité. La qualité scientifique des ouvrages peut varier sur de courtes distances, sans qu'il soit toujours possible de déterminer a priori les meilleurs puits d'observation. L'exemple le plus typique est celui des puits de Falinke (Fig. III-1-4). Alors que le puits de Falinke Kaina (A) est peu sensible aux puisages ou aux inondations et constitue un bon puits-piézomètre, celui de Falinke Béri (B) situé à une distance de 1 500 m est fortement influencé par ces deux perturbations, et fournit une chronique totalement inexploitable, même après 8 années d'observations ; dans de nombreux cas cependant, on peut compenser une éventuelle médiocrité de la mesure instantanée par une augmentation de la fréquence des mesures.

De même que l'aptitude des puits à fournir des mesures fiables, la fréquence de mesure est

difficile à définir. Sur certains points peu influencés par les puisages ou même abandonnés, sans fluctuation saisonnière, une fréquence annuelle peut suffire (*e.g.* Habaka, Fig. III-1-12). D'autres points plus sensibles aux puisages, ou à fluctuations saisonnières nécessitent une fréquence hebdomadaire de mesures, voire des enregistrements en continu. Sur notre zone d'étude, une fréquence mensuelle en saison sèche et bimensuelle en saison des pluies semble cependant suffisante pour la majorité des points.

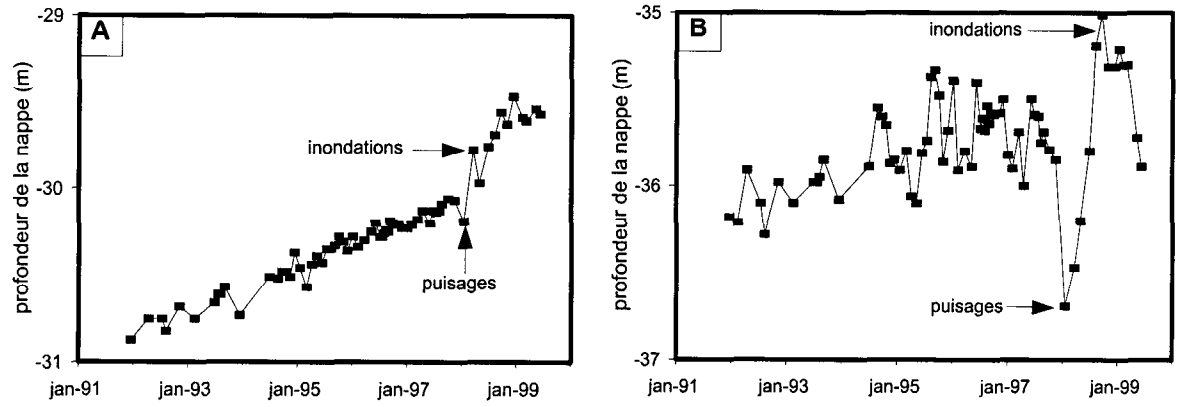


Figure III-1-4- Suivis piézométriques aux puits de Falinke Kaïna (A) et Falinke Béri (B), distants de 1 500 m.

III-1-1-3- Répartition des charges : une dépression piézométrique fermée

III-1-1-3-1- Choix des niveaux statiques

La fiabilité et la représentativité des cartes piézométriques dépendent de la densité et de la précision des nivellements (± 0,20 m, ch. III-1-1-1-3), mais aussi du choix des niveaux statiques, qui présentent parfois une amplitude de fluctuation de plusieurs mètres au cours de la saison des pluies. À l'échelle du degré-carré de Niamey, les fluctuations saisonnières n'influencent pas le schéma de répartition de la piézométrie (Leduc *et al.*, 1997). Cette constatation reste valable à une échelle plus réduite, même pour des années à forte recharge comme 1998 (Fig. III-1-5). Cependant, seuls les niveaux statiques de fin de saison sèche sont réellement comparables d'un point à un autre. Les cartes piézométriques de la thèse, excepté celle de la figure III-1-5-B, sont toutes tracées pour des niveaux de fin de saison sèche (avril-juin).

III-1-1-3-2- Piézométrie de la dépression

La zone d'étude (2°20'/2°50'E, 13°20'/14°00'N) a été choisie pour recouvrir dans l'espace la

dépression piézométrique mise en évidence dès les années 1960 (Boeckh, 1965) et toujours confirmée depuis (Brodbeck, 1986-b ; Schroeter, 1993 ; Leduc *et al.*, 1997). L'approche critique des mesures piézométriques, la trentaine de nouveaux points suivis depuis 1996-97, et les nivellements complémentaires réalisés en 1996-98 ont permis de préciser sa morphologie.

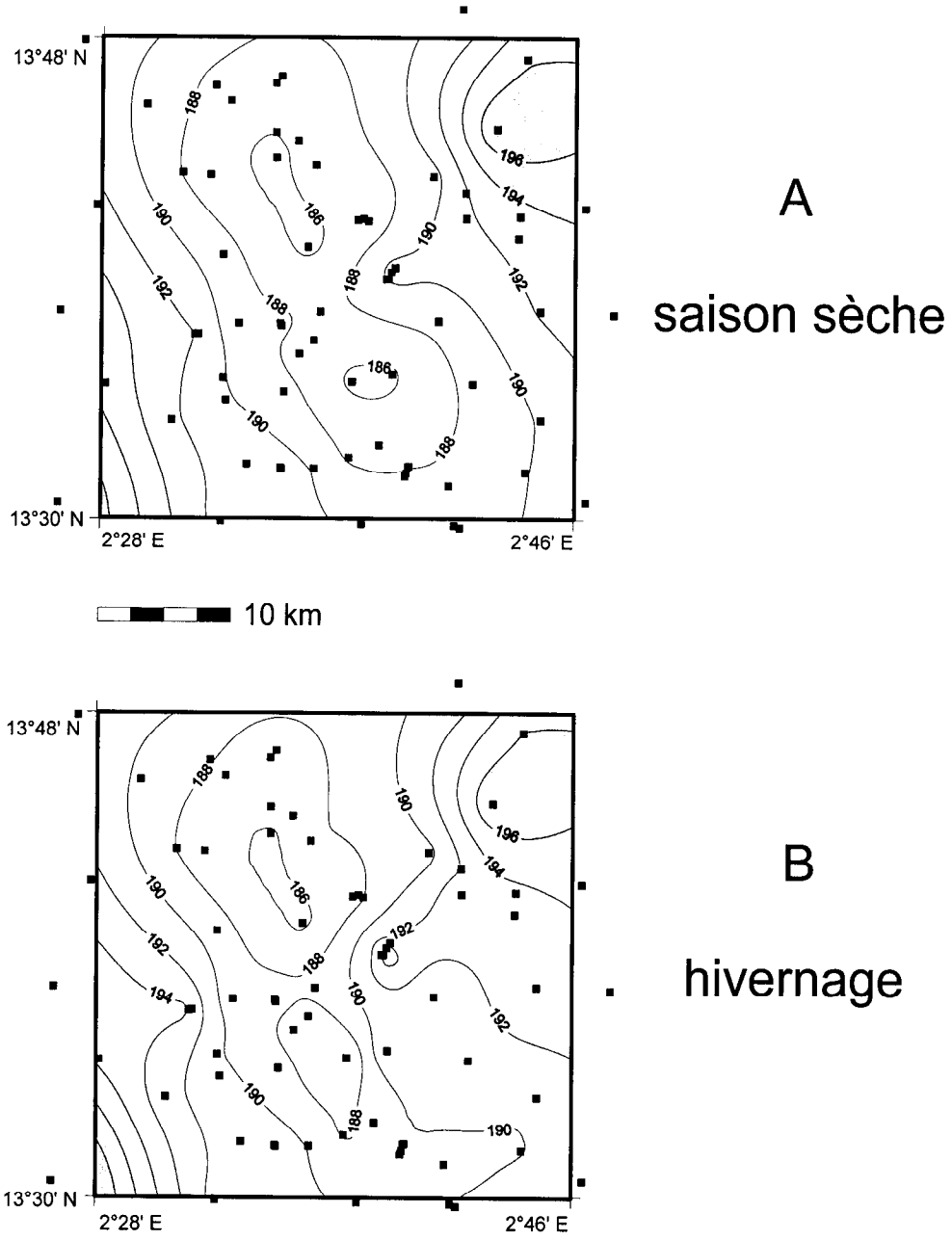


Figure III-1-5- Comparaison de la piézométrie du centre de la dépression en fin de saison sèche (A, avril-juin 1998) et en fin de saison des pluies (B, septembre 1998).

La figure III-1-6 montre la répartition de la piézométrie en rive gauche du fleuve Niger sur le degré-carré de Niamey. À cette échelle, il n'existe pas d'orientation privilégiée des flux. Les gradients hydrauliques sont faibles, le plus souvent inférieurs à 1‰. Le fleuve Niger constitue un exutoire naturel de la nappe, qui s'y déverse localement par des sources (Greigert, 1968). Les points hauts de la nappe sont au nord-ouest et au centre-est (198-202 m), ainsi que sur un large dôme piézométrique à une vingtaine de kilomètres à l'est de Niamey (202 m). Les points bas se situent au sud (190 m) et surtout au centre, dans la dépression piézométrique (186-190 m). La vallée fossile du kori de Dantiandou prête son nom à la dépression (Leduc *et al.*, 2000-c). La superficie de la dépression peut être estimée à près de 4 000 km^2, pour un creux en 1998 de 5 à 15 m entre le point le plus bas de la nappe et les bordures. Au centre de la zone d'étude, la dépression piézométrique présente une morphologie complexe avec notamment plusieurs points bas (Fig. III-1-5-A), dont l'origine sera discutée dans le chapitre III-3.

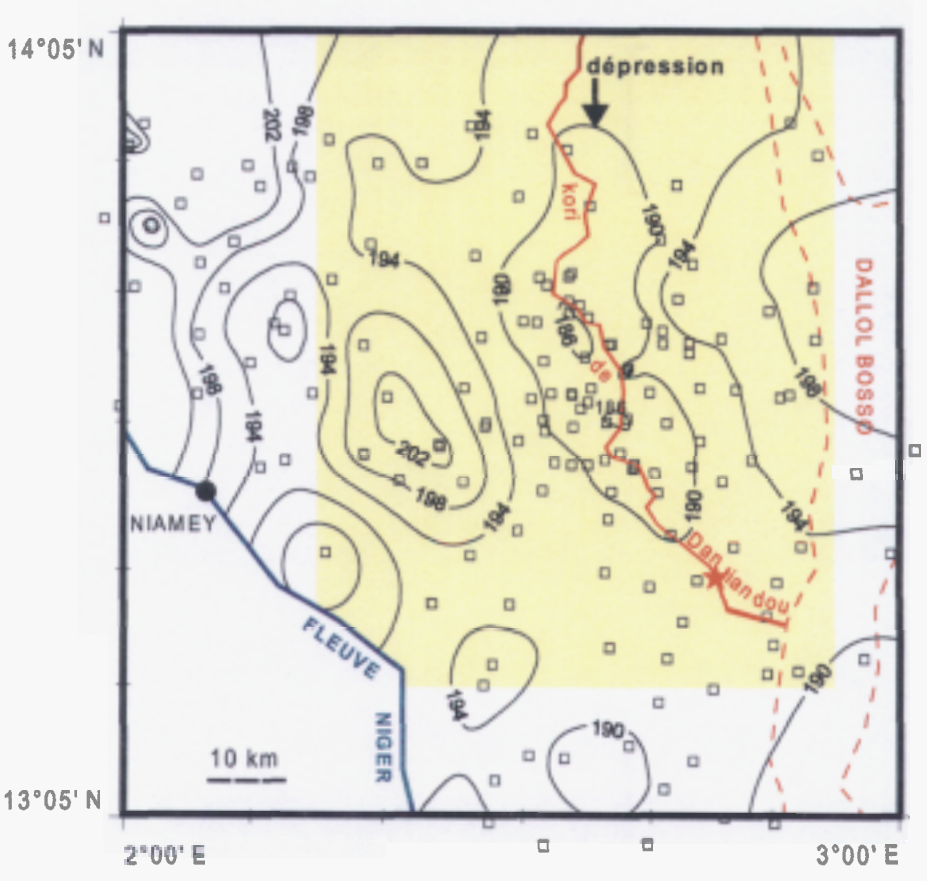
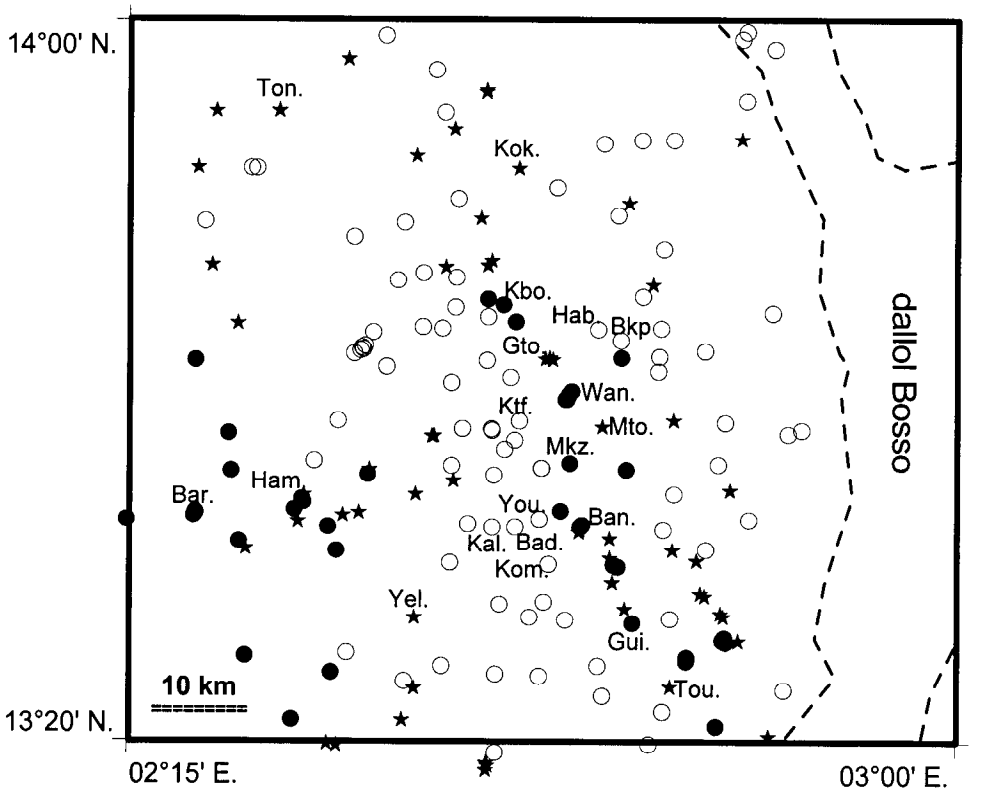


Figure III-1-6- Carte piézométrique de la nappe phréatique en rive gauche du fleuve sur le degré-carré de Niamey, mai 1998. La dépression piézométrique est matérialisée par l'isopièze 190 m au centre de la zone d'étude (en jaune). Le kori de Dantiandou est représenté en trait rouge continu (le village de Dantiandou par une étoile).

III-1-1-4- Fluctuations piézométriques

Depuis l'origine des chroniques les points de mesures ont été répartis en deux groupes, caractéristiques d'une recharge locale, de type indirect (Schroeter, 1993 ; Leduc *et al.*, 1997) : les points à fluctuations saisonnières, proches des zones de recharge, et les points sans fluctuation saisonnière, éloignés des zones de recharge. Un troisième groupe, intermédiaire, doit être distingué ; il rassemble les points à fluctuations saisonnières occasionnelles. Ces trois types de chroniques sont localisés sur la figure III-1-7.



Bad.	Banka Dey	**Gui.**	Guileyni	**Kok.**	Kokorbe Fandou	**Ton.**	Tongom
Bkp.	Bani Kossey	**Hab.**	Habaka	**Kom.**	Koma Koukou	**Tou.**	Touliel
Ban.	Banizoumbou	**Ham.**	Hamdallay	**Ktf.**	Kida Tafa Kouara	**Wan.**	Wankama
Bar.	Barkiawal Béri	**Kal.**	Kalassi	**Mkz.**	Maourey Kouara Zeno	**Yel.**	Yelouma
Gto.	Garbey Tombo	**Kbo.**	Kolo Bossey	**Mto.**	Maourey Tokobinkani	**You.**	Youloua

Figure III-1-7- Répartition spatiale des types de chroniques piézométriques sur la zone d'étude. ● : points à fluctuations saisonnières annuelles. ★ : points à fluctuations saisonnières occasionnelles. ○ : points sans fluctuation saisonnière. Les points nommés sont ceux cités dans la partie "fluctuations piézométriques".

III-1-1-4-1- Les points à fluctuations saisonnières annuelles

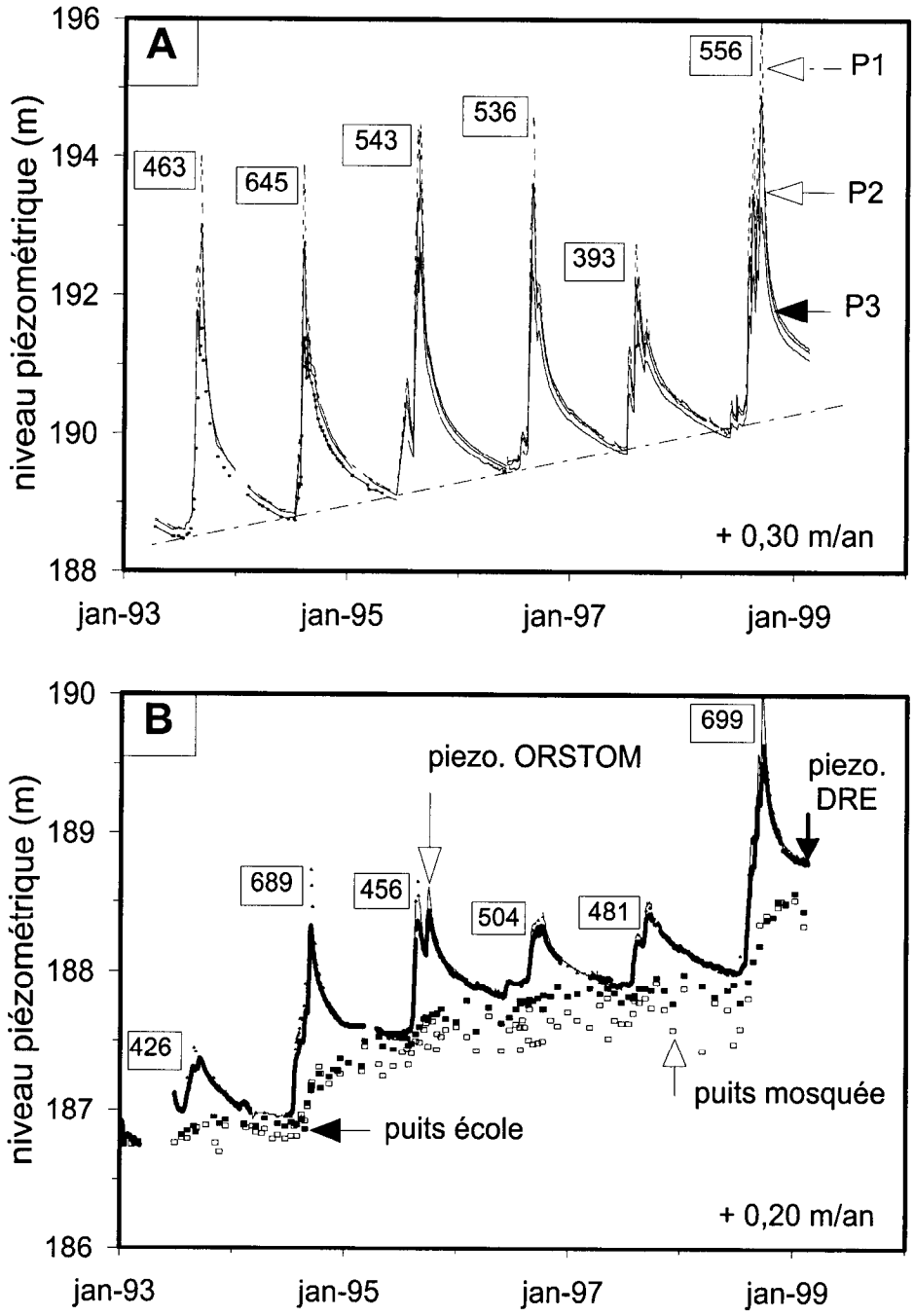


Figure III-1-8- Fluctuations piézométriques enregistrées à Wankama (A) et Banizoumbou (B) entre 1993 et 1998. Les chiffres encadrés représentent la pluviométrie annuelle en mm.

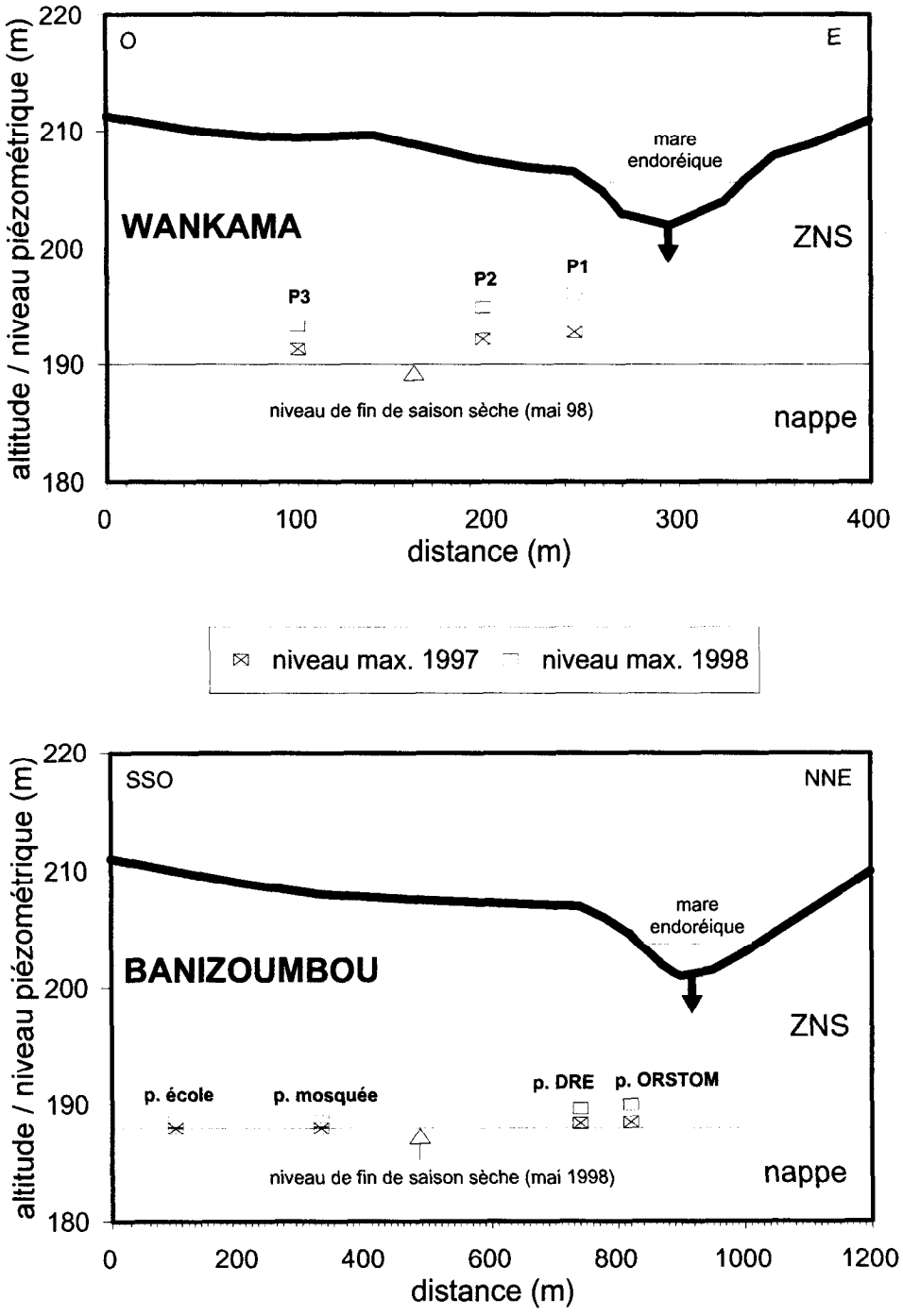


Figure III-1-9- Coupes topographiques des bas-fonds endoréiques de Wankama et de Banizoumbou. En coupe piézométrique, les amplitudes maximales des fluctuations lors des années de mesure les plus contrastées, 1997 et 1998.

Sur la zone d'étude, 30% des points subissent des fluctuations saisonnières annuelles du niveau statique (Fig. III-1-7 à III-1-11). Ces points sont majoritairement situés dans des points bas du paysage où la nappe est à relativement faible profondeur, près de mares temporaires endoréiques (*e.g.* Barkiawal Béri, Wankama, Banizoumbou), mais aussi près de bas-fonds à écoulement temporaire (*e.g.* Hamdallay, Maourey Tokobinkani). Parmi ces points, le site de Kolo Bossey (nappe à -27 m / -30 m) est parmi les plus profonds qui présentent des fluctuations saisonnières annuelles (Fig. III-1-11).

D'un point de vue conceptuel, la propagation d'un impact piézométrique dû à une recharge massive et localisée dépend de l'intensité et du volume d'infiltration, des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère et de la distance au point de recharge. L'ensemble de ces paramètres est rarement connu, et seuls quelques sites ont été bien instrumentés. Les mesures et enregistrements piézométriques à Wankama et Banizoumbou (Fig. III-1-8 et III-1-9) sont typiques de ces chroniques.

À Wankama, un volume infiltré de l'ordre de 100 000 m^3 sur près de 35 000 m^2 en quelques mois (Desconnets *et al.*, 1997) provoque une hausse saisonnière maximale en moyenne de 5,0 m à 30 m de la mare (P1), et de 2,9 m à 180 m de distance (P3), avec un décalage des pics piézométriques de l'ordre de 3 jours entre ces deux points (Fig. III-1-8-A et III-1-9) ; ces amplitudes sont parmi les plus fortes de la zone d'étude. Une modélisation numérique de la recharge à partir de la mare fournit une transmissivité de l'ordre de 10^{-3} $m^2.s^{-1}$, une porosité utile de 5%, pour une distance d'influence modélisée de l'ordre du kilomètre (Favreau, 1996).

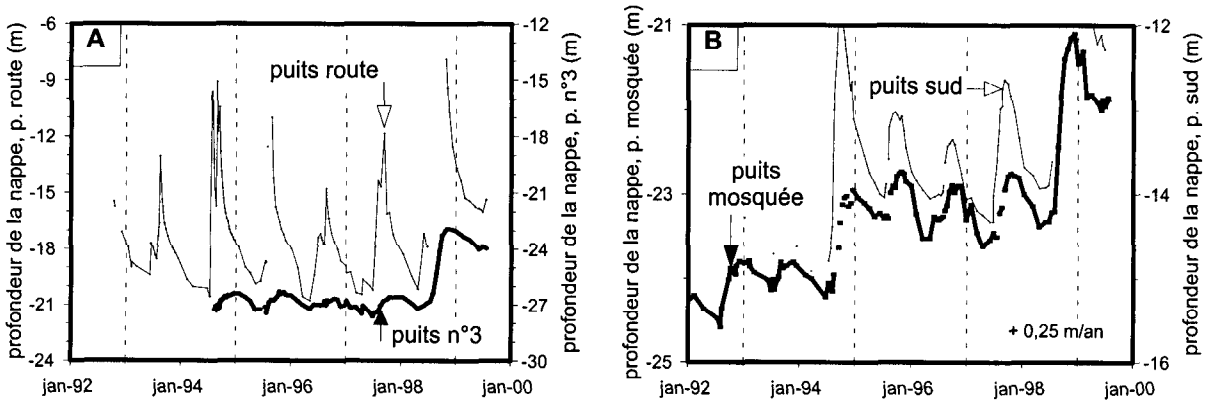


Figure III-1-10- Deux autres sites typiques à fluctuations saisonnières annuelles de la piézométrie : Barkiawal Béri (A) et Hamdallay (B). À Barkiawal Béri en 1994, le pic piézométrique n'a été atteint qu'en décembre au puits "n°3" ; de même, en 1994 et 1998, au puits "mosquée" à Hamdallay.

À Banizoumbou, le volume infiltré en année moyenne est moindre (~ 15 000 $m^3.an^{-1}$, sur ~ 15

000 m^2) et les propriétés hydrodynamiques obtenues par essais de pompage sont meilleures (transmissivité de 2.10^{-3} $m^2.s^{-1}$, porosité de 15%). Les fluctuations piézométriques maximales observées à 50 m de la mare sont plus faibles, en moyenne de 1,10 m d'amplitude, et le décalage des pics est de quelques heures entre les piézomètres situés respectivements à 50 m et 80 m de la mare. À 600 et 800 m de l'axe d'infiltration, l'influence de la recharge saisonnière n'est sensible que pour les années à forte recharge (Fig. III-1-9).

D'autres sites, où les informations disponibles sont moindres, confirment l'ordre de grandeur de ces chiffres (Fig. III-1-10). À Barkiawal Béri (A), pour une transmissivité estimée à 3.10^{-4} $m^2.s^{-1}$, la recharge à partir de la mare temporaire provoque des fluctuations saisonnières en moyenne de 1,3 m (1994-98) à 400 m de la mare. À Hamdallay (B), pour une transmissivité estimée à 6.10^{-3} $m^2.s^{-1}$, la recharge à partir du kori à écoulement temporaire provoque des fluctuations saisonnières en moyenne de 0,8 m à 350 m au puits "mosquée" (les fluctuations aux puits de Barkiawal Béri "route" et de Hamdallay "sud" sont difficilement quantifiables car ces puits sont inondables).

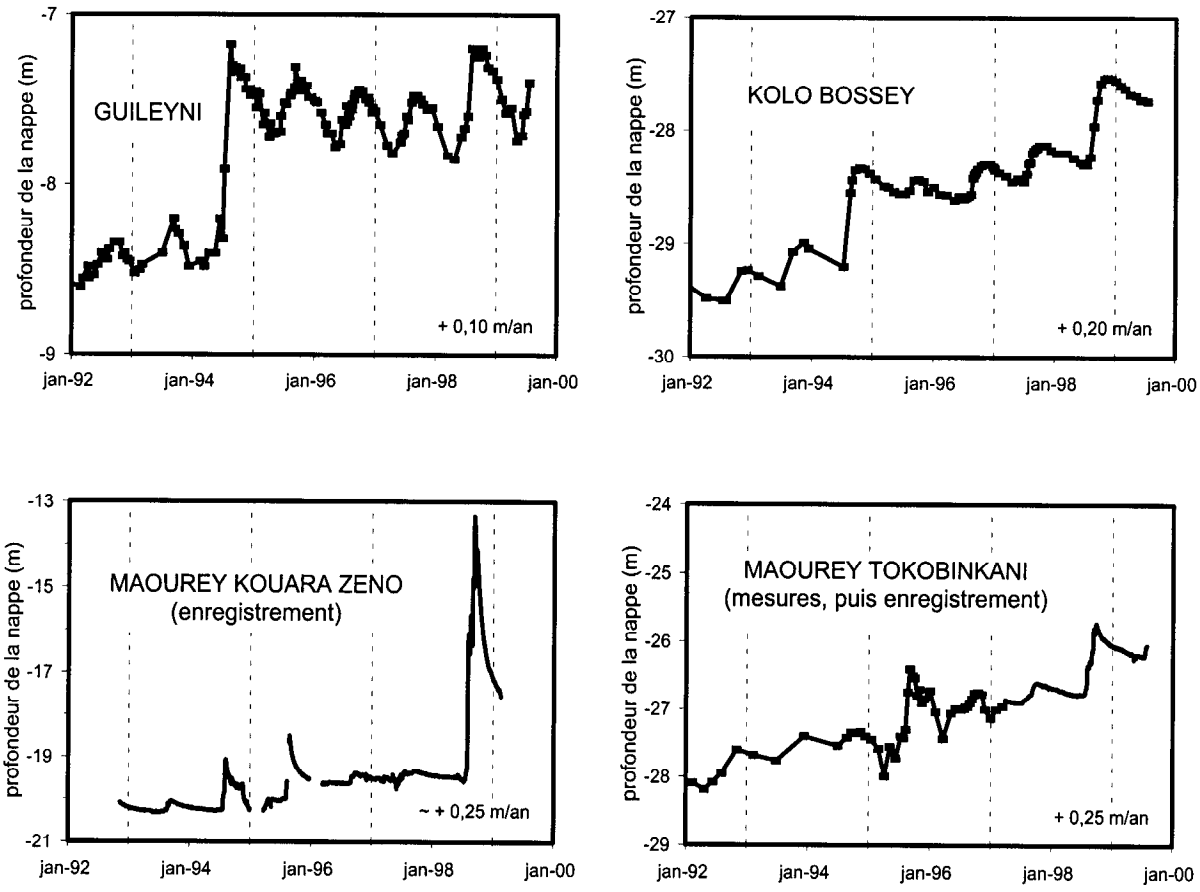


Figure III-1-11- Autres exemples de sites à fluctuations saisonnières annuelles de la piézométrie : Guileyni, Kolo Bossey, Maourey Kouara Zeno et Maourey Tokobinkani.

Pour ces deux sites, le décalage des pics piézométriques est de l'ordre de 1 à 3 mois entre l'aire de recharge et le point de mesure ; ainsi, certaines années les maxima peuvent se situer jusqu'en décembre (Barkiawal Béri "n°3" en 1994 et Hamdallaye "mosquée" en 1994 et 1998, Fig. III-1-10), soit plus de 3 mois après la fin de la saison des pluies ! Les intégrations différées des pics de recharge sont responsables de ces délais dans les fluctuations piézométriques des points éloignés des aires de recharge.

Sur l'ensemble des sites à fluctuations piézométriques saisonnières, les fluctuations moyennes mesurées sont comprises entre 0,4 m (Kolo Bossey, Guileyni, Fig. III-1-11) et 5,0 m (Wankama "P1"), pour des aires de recharge situées à des distances toujours inférieures au kilomètre. Exceptionnellement, certains points peuvent cependant présenter des fluctuations encore plus fortes (*e.g.* Maourey Kouara Zéno en 1998 avec 6,2 m d'amplitude, ch. III-1-1-5-2).

III-1-1-4-2- Les points sans fluctuation saisonnière

Les points sans fluctuation piézométrique saisonnière sont les plus nombreux et représentent plus de 50% des chroniques (Fig. III-1-7 et III-1-12). Ces points éloignés des zones de recharge se situent majoritairement dans les points hauts du paysage, où la nappe est assez profonde (*e.g.* Habaka, -73 m/-76 m), mais certains situés près des bas fonds montrent également une absence de fluctuation piézométrique saisonnière (*e.g.* Youloua, -24 m/-26 m). Sur ces chroniques, seule s'observe une hausse piézométrique interannuelle (*cf. infra*, ch. III-1-1-6).

III-1-1-4-3- Les points à fluctuations saisonnières occasionnelles

Les points à fluctuations saisonnières occasionnelles représentent environ 20% des chroniques piézométriques. Ils existent sur l'ensemble du paysage (Fig. III-1-7), à la fois dans l'axe des koris (Garbey Tombo "pastoral", Kokorbe Fandou), dans les vallées sèches secondaires (Touliel, Kalassi), ou en bordure des plateaux (Yelouma, Tongom) pour des profondeurs de la nappe variables entre plus de 60 m et moins de 20 m (Fig. III-1-13). Cette troisième catégorie de chroniques peut rassembler des sites où la recharge s'effectue localement de manière exceptionnelle (tous les points de la figure III-1-13), et des points où l'impact d'une recharge annuelle à distance ne se fait sentir que lors d'infiltrations très importantes (*e.g.* Banizoumbou, "école" et "mosquée", Fig. III-1-9). Distinguer ces deux causes n'est possible que par la connaissance du contexte topographique et hydrologique du point de mesure ; on atteint ici les limites d'une interprétation basée uniquement sur les chroniques piézométriques. Ces deux origines possibles aux fluctuations occasionnelles traduisent cependant une forte variabilité interannuelle de la recharge.

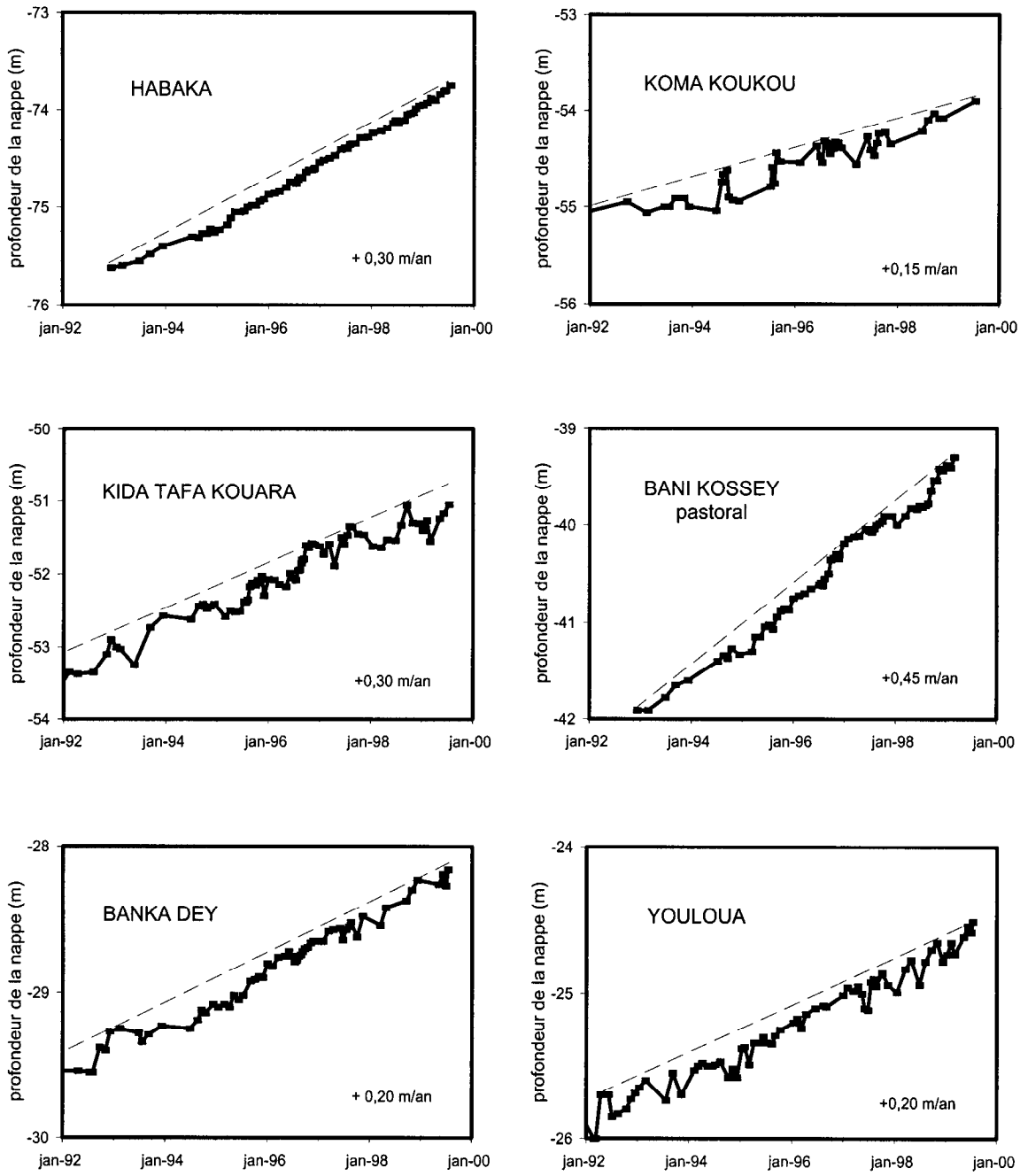


Figure III-1-12- Exemples de chroniques piézométriques sans fluctuation saisonnière : Habaka, Koma Koukou, Kida Tafa Kouara, Bani Kossey "pastoral", Banka Dey et Youloua. Seule apparaît la hausse interannuelle de la nappe (les indentations des chroniques, comme à Koma Koukou ou à Kida Tafa Kouara, sont dues à l'influence des puisages).

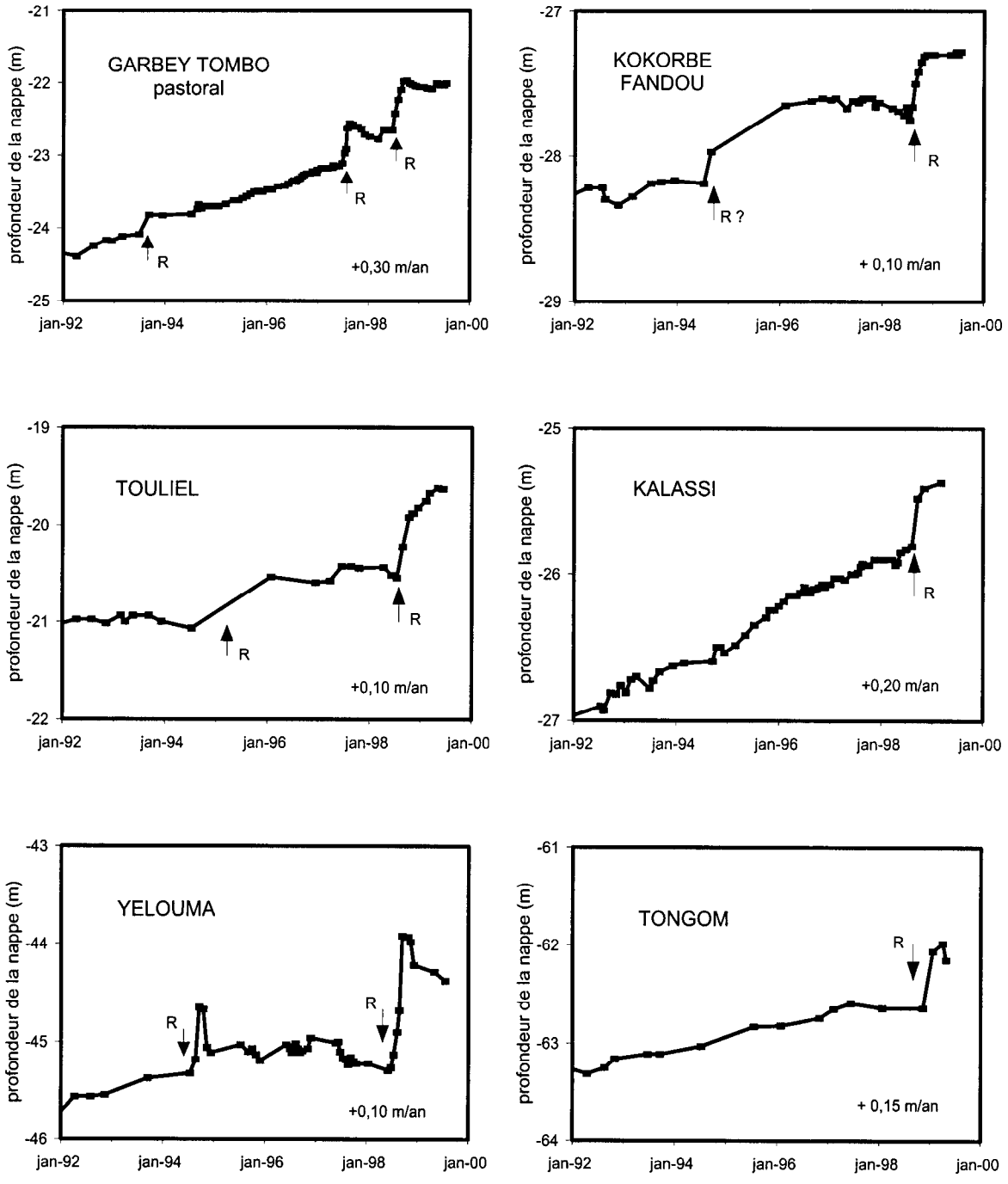


Figure III-1-13 - Exemples de chroniques piézométriques avec fluctuations saisonnières occasionnelles : Garbey Tombo "pastoral" et Kokorbe Fandou (kori de Dantiandou), Touliel et Kalassi (koris secondaires), Yelouma et Tongom (bordure de plateaux). Les "R" signalent les années avec fluctuations.

Quantitativement, ces fluctuations occasionnelles peuvent traduire des volumes de recharge importants. Desconnets (1994) a calculé des infiltrations de l'ordre de 10 000 m^3 pour l'année 1992 à la mare de Yelouma, année qui n'est pourtant pas marquée par des fluctuations piézométriques au puits situé à 500 m ; les fluctuations mesurées en 1994 et 1998 traduisent nécessairement des volumes infiltrés plus élevés. En 1997, les observations effectuées à Garbey Tombo ont montré qu'un volume considérable, au moins égal à celui d'une mare de moyenne importance (~10 à 20 000 m^3) s'était infiltré à travers le fond sableux du kori entre le 24 juillet (bas-fond totalement en eau) et le 31 juillet (bas-fond à sec), soit en moins d'une semaine.

III-1-1-5- Variabilité spatio-temporelle de la recharge

III-1-1-5-1- Variabilité spatiale

La mise en évidence d'un processus de recharge localisé, de type indirect, traduit une forte variabilité spatiale de la recharge. La quantification de cette variabilité est fonction de l'échelle considérée. Typiquement, sous les bas-fonds qui concentrent le ruissellement de bassins versants de quelques km^2, la recharge est extrêmement forte, tandis que sous les plateaux et les glacis elle est faible voire inexistante. À Wankama, en considérant une recharge moyenne de 100 000 m^3 par an pour une surface d'infiltration de 35 000 m^2, le taux de recharge sous la mare peut être estimé à 2 800 $mm.an^{-1}$. Ce chiffre volontairement provocateur - à comparer avec les 567 mm de pluie annuelle - représente évidemment davantage un processus qu'une estimation représentative de la recharge régionale ; la même remarque est valable pour l'estimation d'une recharge faible ou nulle sous les glacis et les plateaux latéritiques.

Une comparaison de la recharge entre plusieurs bassins versants endoréiques pourrait être plus significative. La superficie des bassins versants des mares endoréiques est cependant très difficile à calculer précisément. À titre d'exemple, Desconnets *et al.* (1997) estiment la superficie du bassin versant de la mare de Wankama à 2,2 km^2, Vieux *et al.* (1998) l'estiment à 2,48 km^2, tandis qu'à partir d'un modèle numérique hydrologique, Buisson (2000) l'estime à 4,8 km^2 ! De plus, les limites des bassins versants sont susceptibles de varier en cours de saison, certaines parties pouvant ou non participer à l'alimentation des ravines en fonction de l'intensité et de l'importance des averses (Peugeot, *com. pers.*, et ch. II-3-3). Pour un volume infiltré annuel de 100 000 m^3, les taux de recharge déduits à Wankama en fonction des bassins versants considérés varient entre 20 et 45 $mm.an^{-1}$. En conséquence, une forte variabilité spatiale de la recharge apparaît évidente sur la zone d'étude, mais reste difficile à quantifier

de manière pertinente.

III-1-1-5-2- Variabilité temporelle

De même que la variabilité spatiale, la variabilité temporelle de la recharge est fonction de l'échelle considérée, et peut être décrite à l'échelle d'un site ou de l'ensemble de la zone d'étude.

Les dates du début de la hausse et celles du pic piézométrique dépendent étroitement de la répartition temporelle des pluies rechargeantes. Les chroniques de Wankama et de Banizoumbou fournissent de nouveau des exemples typiques. Au piézomètre "P1" de Wankama, la hausse piézométrique a débuté en juin ou juillet sur la période 1993-1998 (entre le 08/06 et le 21/07), pour un maximum piézométrique atteint en août ou septembre (entre le 02/08 et le 10/09). À Banizoumbou les dates de début de hausse au piézomètre "orstom" sont similaires (du 11/06 au 20/07) mais le maximum n'est atteint qu'en septembre ou octobre (entre le 14/09 et le 15/10). Sur tous les points situés à moins de 100 m des bas-fonds d'infiltration, les périodes de recharge sont uniquement observées entre juin à septembre, ce qui indique notamment que les pluies de début de saison ne sont pas efficaces en terme de recharge.

À l'échelle d'un site, la variabilité interannuelle de la recharge peut être estimée par l'importance relative de l'amplitude piézométrique saisonnière. Cette approximation suppose que la variabilité piézométrique est une image de la variabilité de l'infiltration ; les calculs des volumes annuels infiltrés sur les sites de Wankama et de Banizoumbou montrent que cet indicateur fournit une image assez fiable de la variabilité de la recharge. À Wankama, le rapport maximal des volumes annuels infiltrés sur la période 1993-99 est de 1,5 (Fourcade, 2000) ; ce rapport est proche de celui de 1,7 calculé à partir des amplitudes piézométriques des années à fortes (1995, 1998) et faibles (1997) fluctuations (*cf.* Fig. III-1-8-A). À Banizoumbou, le rapport des volumes annuels infiltrés en 1998 et 1997 est de 5,0 (Martin-Rosales, *com. pers.*), une valeur proche de celle de 4,4 calculée entre les amplitudes piézométriques de ces deux années extrêmes (*cf.* Fig. III-1-9). Sur d'autres site, la variabilité est plus importante. À Barkiawal Béri et Hamdallay, le rapport entre les amplitudes saisonnières les plus contrastées est de 1 à 10 (*cf.* Fig. III-1-10) ; ce même rapport est de 1 à 30 à Maourey Kouara Zeno (Fig. III-1-11), où l'amplitude saisonnière, habituellement comprise entre 0,2 et 1,3 m de 1993 à 1997, a atteint 6,2 m en 1998 ! Ce rapport de 1 à 30, le plus élevée enregistré, traduit la plus forte variabilité interannuelle de la recharge observée à l'échelle d'un site.

À l'échelle de l'ensemble de la zone d'étude, du fait de l'extrême hétérogénéité spatio-temporelle

des précipitations, une même année peut avoir un impact très différent en terme de recharge selon les sites. Cependant, certains hivernages apparaissent particulièrement favorables à la recharge, tandis que d'autres se distinguent par une relative faiblesse des réponses piézométriques. Les années 1997 et 1998 sont respectivement la moins et la plus favorable à la recharge depuis le début des chroniques. Ainsi, l'année 1998 a provoqué des fluctuations saisonnières sur l'ensemble des points à fluctuations occasionnelles, parfois pour la première fois (Kalassi, Tongom, Fig. III-1-13) ; de même, les amplitudes des points à fluctuations saisonnières annuelles ont souvent été importantes (*e.g.* Fig. III-1-8 à III-1-11). Sur quelques points, des fluctuations occasionnelles apparaissent pour d'autres années (comme en 1993 et 1997 à Garbey Tombo, Fig. III-1-13) ; ces fluctuations traduisent alors l'impact de fortes précipitations locales favorables à la recharge. En 1997 en revanche, les fluctuations saisonnières ont souvent été réduites (Fig. III-1-8 à III-1-11), et traduisent une année à faible recharge à l'échelle régionale.

L'intégration spatiale des hausses annuelles permet d'apprécier la variabilité de la recharge à l'échelle de l'ensemble de la zone d'étude. Sur la période 1992-99, les hausses intégrées varient entre +0,10 m (mai 997 - mai 1998) et + 0,45 m (mai 1998 - mai 1999). En contexte de hausse interannuelle de la nappe (*cf. infra*, ch. III-1-1-6) ce rapport de 1 à 4 est l'équivalent d'une estimation de la variabilité de l'excès de recharge annuel ; il constitue une estimation basse de la variabilité de la recharge annuelle, puisqu'il intègre des points sans fluctuation saisonnière, éloignés des zones de recharge. Sur la période des chroniques, les années 1994 et 1998 cumulent 50% de la hausse interannuelle observée depuis 1992. À l'opposé, les deux années à plus faible recharge - 1995 et 1997 - ne constituent que 15% de la hausse interannuelle sur la période récente des chroniques (*cf.* Fig. III-1-30).

III-1-1-5-3- Aperçu sur la relation complexe pluie-recharge

Dans ce paragraphe la relation pluie-recharge n'est abordée que du point de vue des processus ; une étude approfondie aurait nécessité un traitement statistique des données avec intégration des processus hydrologiques de surface (*e.g.* Seguis *et al.*, 2001), au-delà des objectifs de la thèse. D'un point de vue qualitatif, les deux années les plus pluvieuses de la dernière décennie sur le degré-carré (1994 avec 663 mm, *in* Taupin *et al.*, 1995-b ; 1998 avec 665 mm, *in* Taupin et Robin, 1999) ont provoqué les hausses piézométriques les plus importantes. Cependant, les facteurs qui influencent la relation pluie-ruissellement et donc le remplissage de la mare, et ceux qui interviennent dans le transfert mare-nappe jouent un rôle au moins aussi fondamental que la pluviométrie dans la relation pluie-recharge.

En terme de relation pluie → ruissellement → remplissage des mares, les investigations hydrologiques récentes confirment l'existence de seuils en deçà desquels les précipitations ne produisent

aucun ruissellement. À Wankama par exemple, ce seuil a été estimé à 5 mm (Peugeot, *com. pers.*) ; à Banizoumbou, le seuil des précipitations induisant un remplissage de la mare semble un peu supérieur (~15 mm, *cf.* Fig. III-1-14). Le seuil de ruissellement est cependant susceptible de varier en cours de la saison, d'un bassin à un autre. En réalité, le seuil minimal dépend autant de l'intensité de l'averse que du seul cumul de l'événement ; il dépend également des conditions géomorphologiques propres à chaque bassin versant (pente, caractéristiques hydro-pédologiques des états de surface, ch. II-3-1-2-2). Un autre paramètre influent pourrait être l'état de saturation en eau des sols des ravines, réputées soustraire une part importante du volume de ruissellement (Peugeot *et al.*, 1997). Selon ces considérations, une année sans forte précipitation serait donc plutôt inefficace en terme de recharge ; de même, une succession rapprochée d'événements pluvieux semble intuitivement favorable au remplissage des mares.

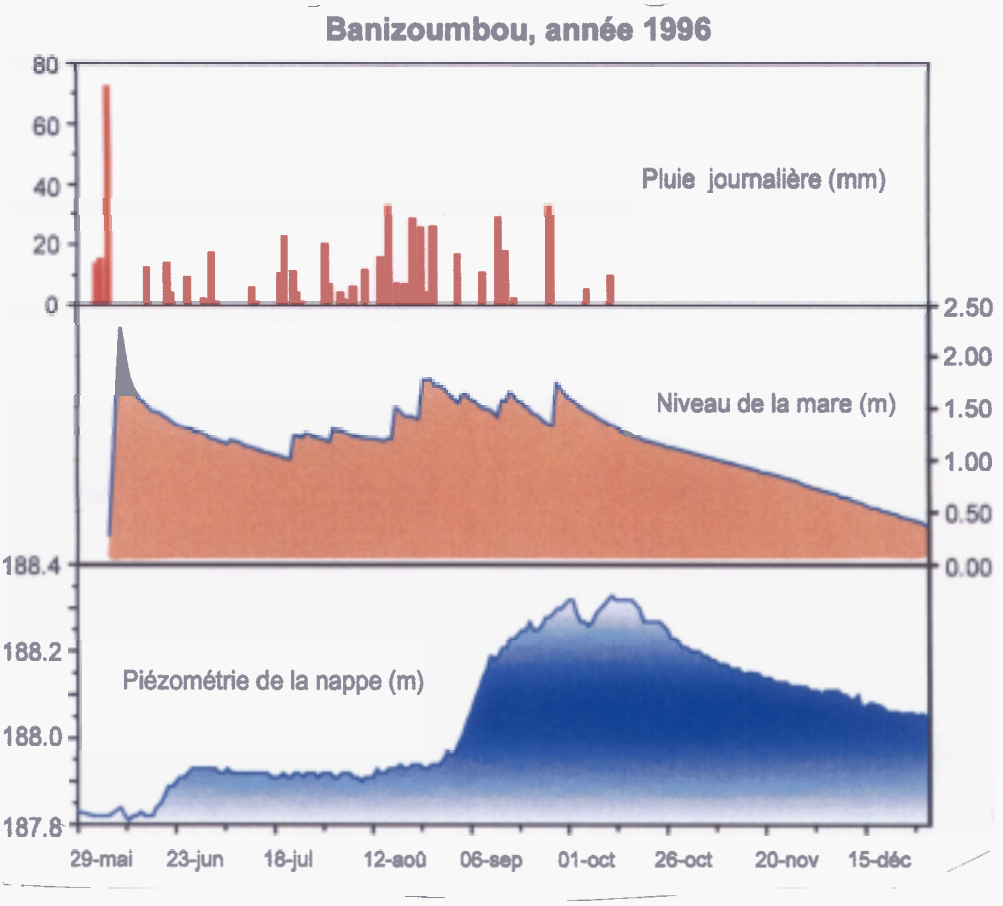


Figure III-1-14- Illustration de la relation complexe pluie-recharge : Pluviométrie, remplissage de la mare et fluctuations piézométriques sur le site de Banizoumbou pendant l'hivernage 1996 (Martin-Rosales, inédit).

Une fois l'eau de ruissellement accumulée dans la mare, d'autres paramètres sont susceptibles de soustraire une partie du volume de remplissage à l'infiltration profonde vers la nappe. Dans les bas-fonds endoréiques, les capacités d'infiltration sont souvent très faibles au centre, alors qu'au delà d'un

seuil bien défini les marges sont plus sableuses et donc plus infiltrantes (Desconnets, 1994). À Wankama, le seuil colmaté est à 2,20 m de haut et implique un remplissage minimal d'environ 5 000 m^3 avant les premières infiltrations efficaces. Sur d'autres mares, le seuil est plus bas (*e. g.* 1,60 m à Banizoumbou pour un volume équivalent de 2 000 m^3) ou même parfois inexistant (Garbey Tombo, Sama Dey). La réalité est même plus complexe dans le détail, puisque la hauteur du colmatage évolue en cours de saison : à Banizoumbou par exemple, le seuil argileux est à moins de 1,0 m en début d'hivernage, et ne se stabilise à 1,60 qu'après une succession de plusieurs crues (Leduc *et al.*, 2000-c). En conséquence, selon les mares considérées, le colmatage diminue le rapport infiltration / évaporation dans des proportions variables, qu'il faut estimer au cas par cas.

Sous les bas-fonds endoréiques, une ultime soustraction de l'eau infiltrée peut se produire dans la zone non-saturée. La modélisation de la recharge sous la mare temporaire de Wankama (Favreau, 1996) a tout d'abord montré que les premières réponses de la nappe ne débutent pas lors des premières vidanges, mais seulement lorsqu'un certain volume est stocké dans la zone non-saturée. Des investigations supplémentaires sur ce site ont permis d'estimer ce volume à environ 10 000 $m^3.an^{-1}$ sur la période 1993-99, un chiffre qui semble cependant variable selon les années (Fourcade, 2000). À Banizoumbou, ce volume soustrait dans la zone non saturée n'a pas été quantifié, mais le phénomène apparaît nettement sur la figure III-1-14, où la première vidange de la mare en 1996, pourtant la plus importante de l'hivernage (5 000 m^3 soit près de 35% du volume annuel infiltré) provoque une hausse piézométrique de seulement 0,10 m, moins de 20% de l'amplitude saisonnière (0,52 m). Sur d'autres sites en revanche comme à Sama Dey, ce stockage préalable dans la zone non-saturée semble inexistant et implique des transferts très rapides à travers la zone non-saturée (Leduc *et al.*, 1997).

L'absence de relation univoque pluie - recharge est également illustrée par la figure III-1-8, où les pluviométries annuelles sont reportées en parallèle aux fluctuations piézométriques saisonnières. À Wankama (A), les plus fortes fluctuations se sont produites pour une année moyenne en terme de total pluviométrique (556 mm, 1998). De plus, si l'année au plus faible total pluviométrique (393 mm, 1997) correspond bien à la plus faible recharge, l'année au total pluviométrique le plus important (645 mm, 1994) est en revanche une année moyenne en terme de fluctuations piézométriques. Les mêmes constatations sont valables pour Banizoumbou (Fig. III-8-B), et donc probablement pour l'ensemble des sites de recharge.

III-1-1-6- Évolution interannuelle de la piézométrie (1986-1999)

III-1-1-6-1- Hausses interannuelles

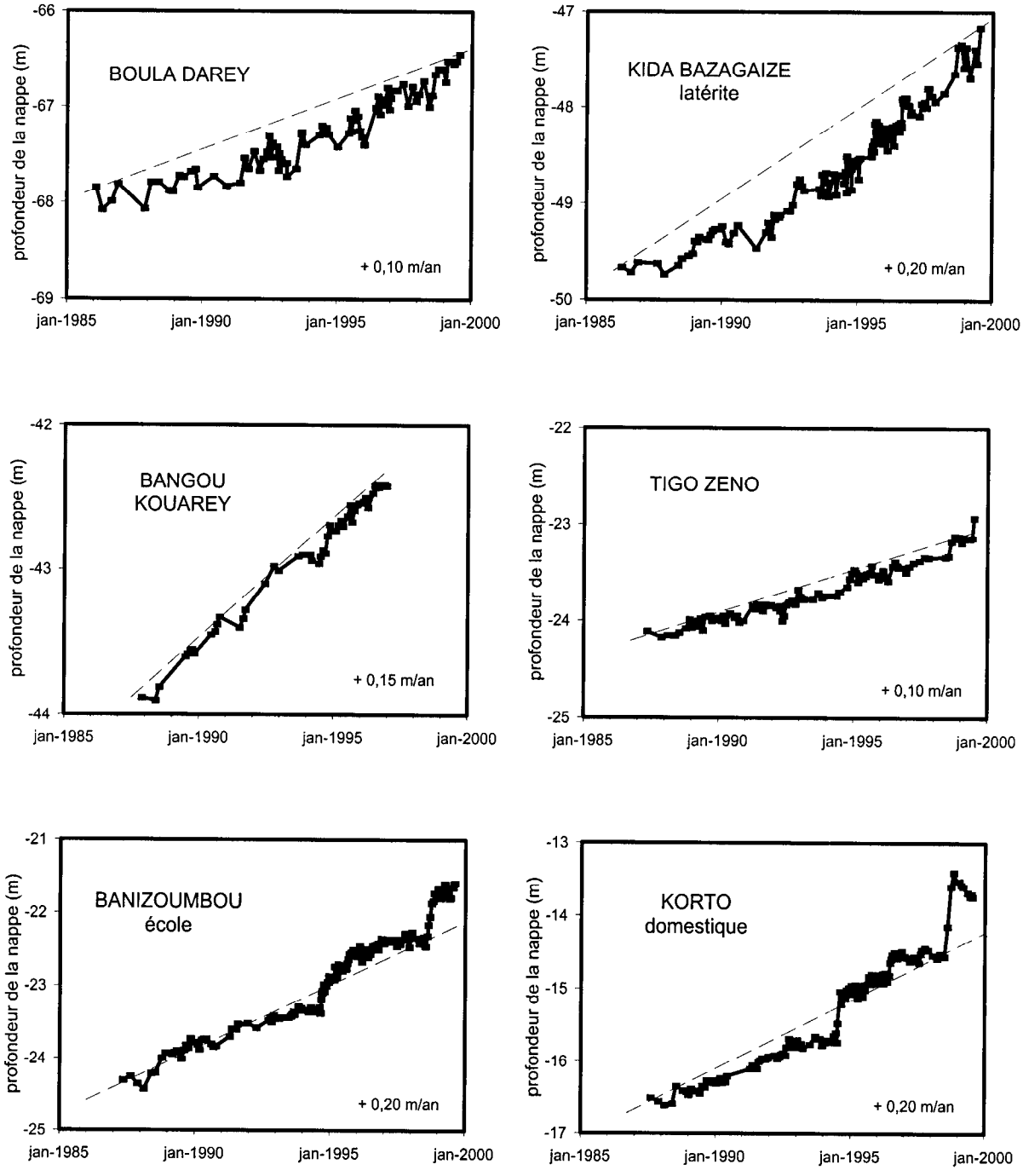


Figure III-1-15- Exemples de chroniques piézométriques depuis 1986 sur la zone d'étude. Points sans fluctuation saisonnière avec accélération récente de la hausse interannuelle (Boula Darey, Kida Bazagaïze "latérite"), ou à hausse linéaire (Bangou Kouarey, Tigo Zeno). Points avec fluctuations saisonnières (Banizoumbou "école", Korto "domestique").

Depuis le début des années 1990, une hausse à long terme de la nappe est évidente sur l'ensemble des points de mesure. Sur les points à fluctuations saisonnières, cette hausse varie selon l'importance annuelle de la recharge (Fig. III-1-8, III-1-10, III-1-11, III-1-13). Elle est plus régulière sur les points sans fluctuation saisonnière, qui intègrent plusieurs années de recharge (Fig. III-1-12), avec des hausses linéaires (*e.g.* Kida Tafa Kouara, Koma Koukou) ou à tendance exponentielle (*e.g.* Habaka, Youloua). À plus long terme, les suivis piézométriques effectués depuis 1986 supportent les mêmes descriptions (Fig. III-1-15).

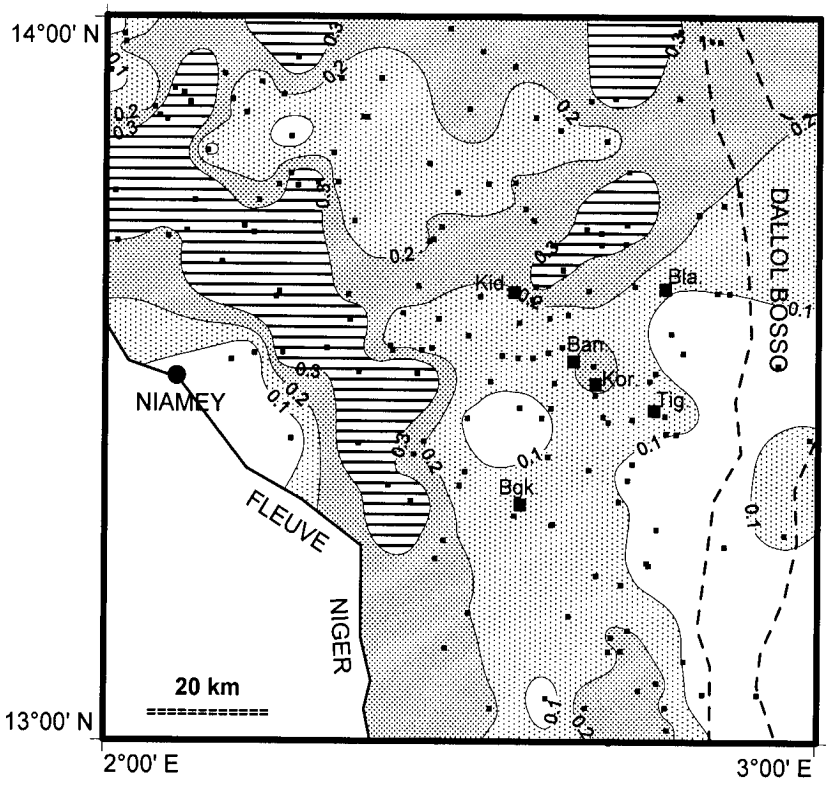


Figure III-1-16- Carte des vitesses de hausse de la nappe phréatique en rive gauche du fleuve sur le degré-carré de Niamey (1991-99). Les points localisés correspondent à la figure III-1-15.

Les vitesses de hausse varient entre 0,05 et 0,45 $m.an^{-1}$. En moyenne intégrée dans l'espace sur la période 1991-999, cette hausse est de 0,20 $m.an^{-1}$ sur la zone d'étude (le même chiffre est obtenu à l'échelle du degré-carré de Niamey). La figure III-1-16 montre la répartition spatiale des vitesses de hausse (environ 200 chroniques, dont 120 sur la zone d'étude). Cette répartition spatiale apparaît structurée, en accord avec le caractère continu de l'aquifère. Certaines zones présentent des vitesses

supérieures à 0,30 m.an^{-1}, alors que d'autres montent à moins de 0,10 m.an^{-1}. D'un point de vue conceptuel, l'intensité des hausses interannuelles implique les mêmes variables que l'amplitude des fluctuations piézométriques saisonnières (importance de la recharge, lithologie du réservoir).

Sur certaines parties de l'aquifère aux propriétés hydrodynamiques probablement homogènes, les intensités de hausse semblent liées à l'importance locale des volumes de recharge (*e.g.* la zone de Banizoumbou - Korto, Fig. III-1-16, *in* Leduc et Loireau, 1997). Cependant à l'échelle de la zone d'étude, cette propriété n'est pas vérifiée. Les intensités de hausse n'apparaissent liées ni à l'existence de fluctuations piézométriques saisonnières, ni à la profondeur de la nappe ; des points à fluctuations saisonnières présentent des vitesses élevées (*e.g.* Wankama, 0,30 m.an^{-1}), moyennes (*e.g.* Banizoumbou, 0,20 m.an^{-1}) ou faibles (*e.g.* Guileyni, 0,10 m.an^{-1}). Réciproquement, des points éloignés des zones de recharge présentent des intensité de hausse élevées (*e.g.* Kida Tafa Kouara, 0,30 m.an^{-1}), moyennes (*e.g.* Banka Dey, 0,20 m.an^{-1}) ou faibles (*e.g.* Boula Darey, 0,10 m.an^{-1}). Ces constatations suggèrent que l'intensité de la hausse piézométrique est liée principalement aux propriétés hydrodynamiques de l'aquifère (porosité, perméabilité), plutôt qu'à l'importance locale de la recharge. À l'échelle du degré-carré, cette remarque est corroborée par la répartition spatiale des intensités de hausse : élevées vers l'ouest où l'aquifère se biseaute et est peu transmissif, plutôt faibles à l'est dans les alluvions plus grossières du dallol Bosso (Fig. III-1-16). Les paramètres hydrodynamiques estimés par essais de pompage tendent également à valider cette interprétation des vitesses de hausse (ch. III-2).

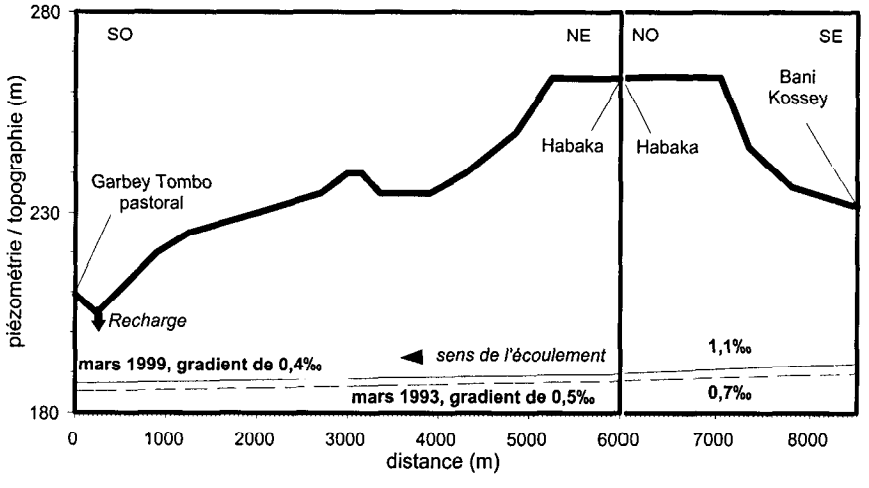


Figure III-1-17- Coupe topographique et gradients piézométriques entre Garbey Tombo "pastoral", Habaka et Bani Kossey "pastoral" (localisation Fig. III-1-7). La vitesse de hausse n'est pas liée à la situation topographique.

Un exemple d'absence de relation entre profondeur de la nappe, localisation de la recharge et

vitesse de hausse est présenté figure III-1-17. Les chroniques piézométriques prouvent l'existence d'une recharge occasionnelle à Garbey Tombo "pastoral" (Fig. III-1-13) et l'absence de recharge décelable à Habaka et Bani Kossey "pastoral" (Fig. III-1-12) ; pour ces deux derniers points, la hausse ne s'effectue donc que par transfert latéral de pression à partir de l'amont hydraulique situé à l'est (Fig. III-1-17). Malgré les différences de contextes hydrologique et topographique, les vitesses de hausse à Habaka et Garbey Tombo apparaissent quasi-identiques (0,30 $m.an^{-1}$), et plus faibles qu'à Bani Kossey "pastoral" (0,45 $m.an^{-1}$). Le gradient hydraulique a donc peu évolué de 1993 à 1999 entre Garbey Tombo et Habaka (~ 0,5‰), mais a augmenté de 0,7 à 1,1‰ entre Habaka et Bani Kossey "pastoral". Cette constatation prouve que l'intensité de la hausse interannuelle n'est pas liée à la situation topographique dans le paysage ni à la proximité d'une recharge localisée, mais dépend probablement davantage des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère.

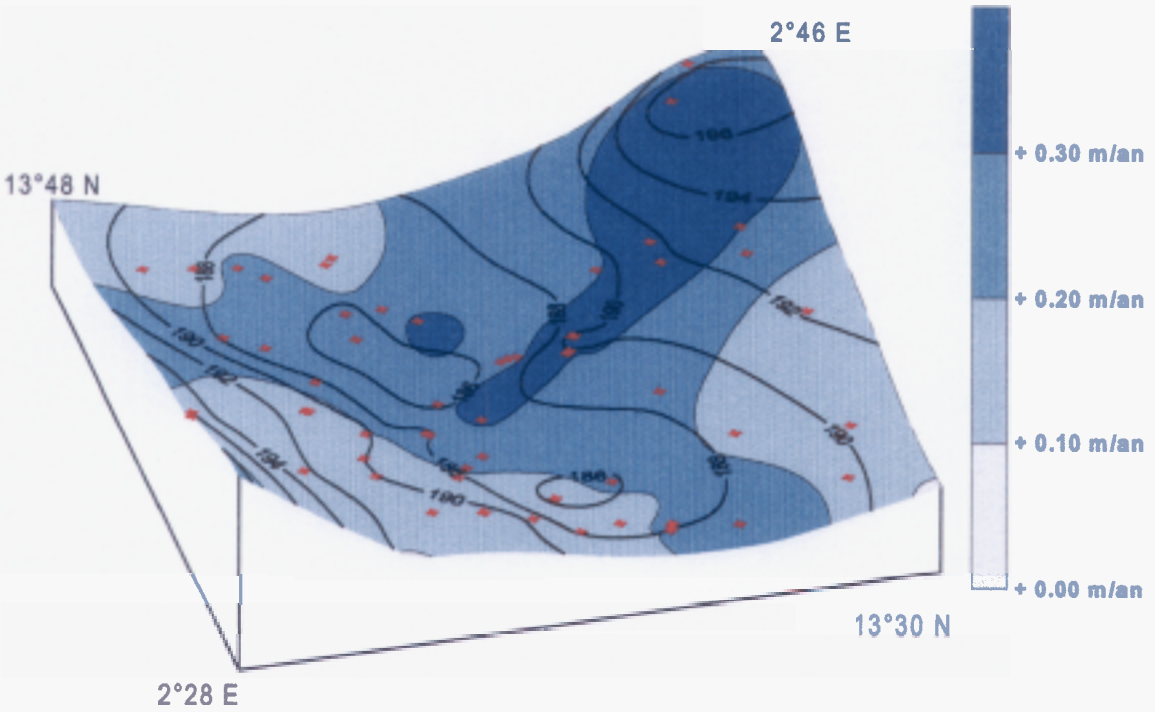


Figure III-1-18- Bloc-diagramme de la partie centrale de la dépression (mai 1997), et carte des vitesses de hausse superposée. Le caractère transitoire de la piézométrie actuelle apparaît clairement.

Une conclusion similaire est obtenue par comparaison de la piézométrie actuelle avec les vitesses de hausse (Fig. III-1-18). Sur la zone centrale de l'étude, la répartition spatiale des charges n'est pas liée à celle des intensités de la hausse interannuelle ; au nord-est de la figure par exemple, les charges plus élevées (194 m, 196 m) correspondent effectivement à de fortes vitesses de hausse (> 0,30 $m.an^{-1}$), mais au nord-ouest ou au sud-est ce n'est pas le cas ; cette absence de corrélation prouve une nouvelle fois la nécessité d'interpréter les vitesses de hausse en terme de variabilité des paramètres hydrodynamiques de

l'aquifère plutôt qu'en fonction des caractéristiques piézométriques de la nappe. Cette figure prouve en outre le caractère transitoire de la morphologie actuelle de la dépression piézométrique (*cf. infra*, ch. III-1-1-6-2).

III-1-1-6-2- Évolution récente de la dépression piézométrique

La centaine de chroniques et de nivellements sur la zone d'étude permettent de reconstituer avec précision l'évolution piézométrique de la dépression depuis le début des années 1990 (Fig. III-1-19). La hausse piézométrique se traduit par la disparition (186 m), un resserrement (190 m) ou un élargissement (194 m, 198 m) des isopièzes. Si la morphologie piézométrique d'ensemble de la nappe se maintient, la morphologie de détail n'est pas conservée, ce qui se traduit par une déformation de la dépression. Cette constatation s'explique facilement si l'on considère l'inadéquation entre la piézométrie actuelle de la nappe et les intensités interannuelles de hausse (Fig. III-1-18).

Une approche plus détaillée de l'évolution récente de la morphologie de la dépression est possible sur la zone centrale de l'étude, où environ 75 chroniques sont réparties uniformément sur près de 1 000 km^2 (Fig. III-1-20). Le coeur de la dépression apparaît formé d'un double creux, probablement lié à la hausse à long terme de la nappe si l'on considère la répartition actuelle des vitesses de hausse (Fig. III-1-18). Comme à l'échelle de l'ensemble de la dépression (Fig. III-1-19) mais de manière encore plus nette, la dépression se révèle en déformation continue sur les trois dernières années, et témoigne d'un état transitoire de la nappe. Ces figures seront de nouveau citées dans le chapitre III-3 où elles serviront d'argument pour expliquer l'origine et le fonctionnement de la dépression piézométrique.

III-1-1-6-3- Vitesses de hausse et estimation de la recharge

L'intensité de la hausse piézométrique apparaît principalement liée aux propriétés hydrodynamiques de l'aquifère. En conséquence, la moyenne de la hausse interannuelle sur la zone d'étude (0,20 $m.an^{-1}$) permet une estimation de la recharge. En considérant une porosité de l'aquifère entre 10 et 25 %, l'excès de recharge (infiltration efficace moins flux exporté) peut être estimé entre 20 et 50 $mm.an^{-1}$ sur la dernière décennie. Le flux de recharge vrai est nécessairement plus important, car ces chiffres ne tiennent pas compte du renouvellement équilibrant de la nappe. Cette gamme de valeurs est en accord avec des estimations basées sur des bilans hydrologiques de mares, qui montrent des recharges variables entre 10 et 80 $mm.an^{-1}$ selon les années et les systèmes endoréiques considérés (Desconnets *et al.*, 1997). La tendance exponentielle à la hausse observée sur certaines chroniques piézométriques semble

traduire une augmentation progressive de la recharge depuis 1986.

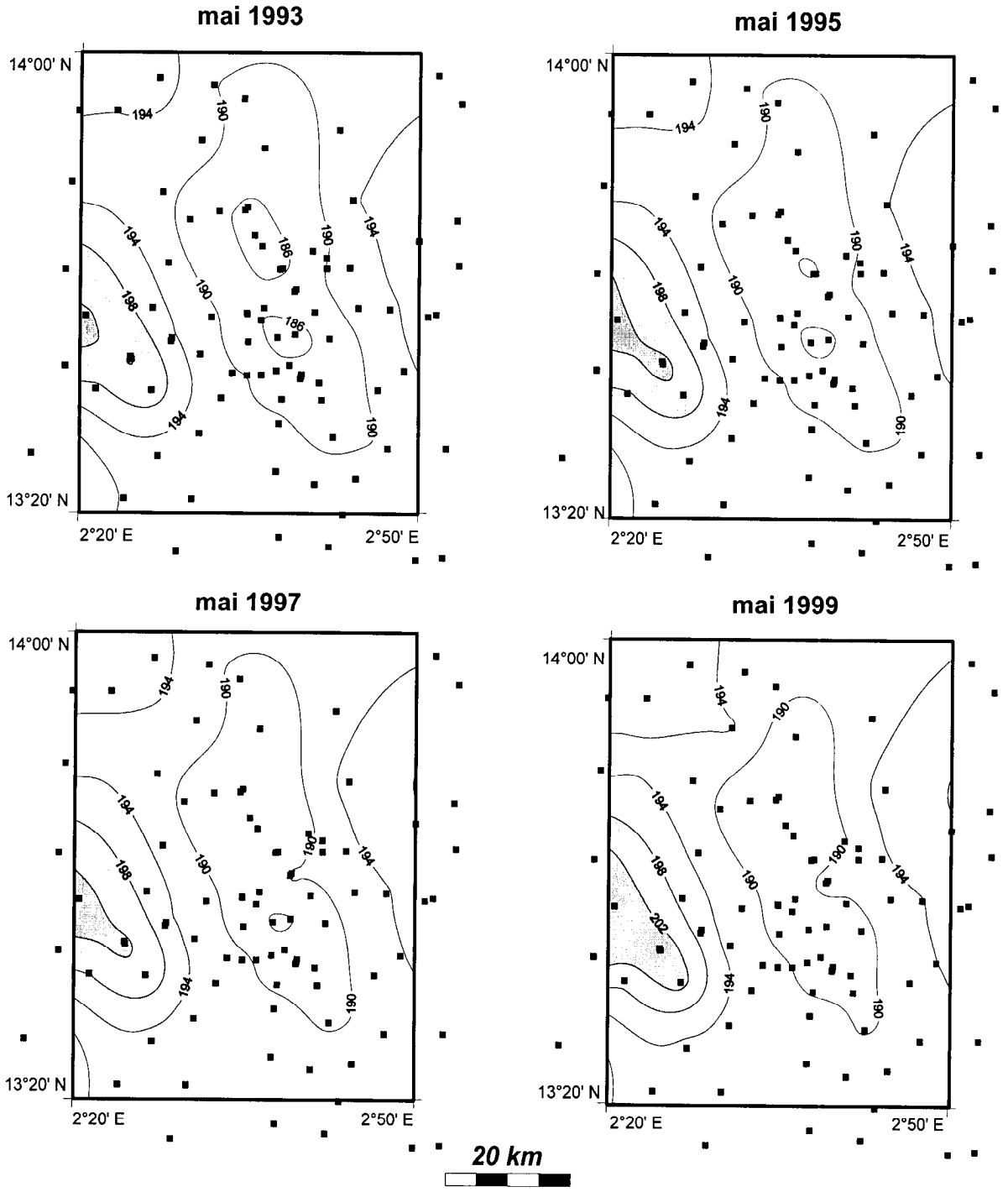


Figure III-1-19- Évolution morphologique de la dépression sur la zone d'étude : piézométrie en 1993, 1995, 1997 et 1999 à partir d'un réseau invariant.

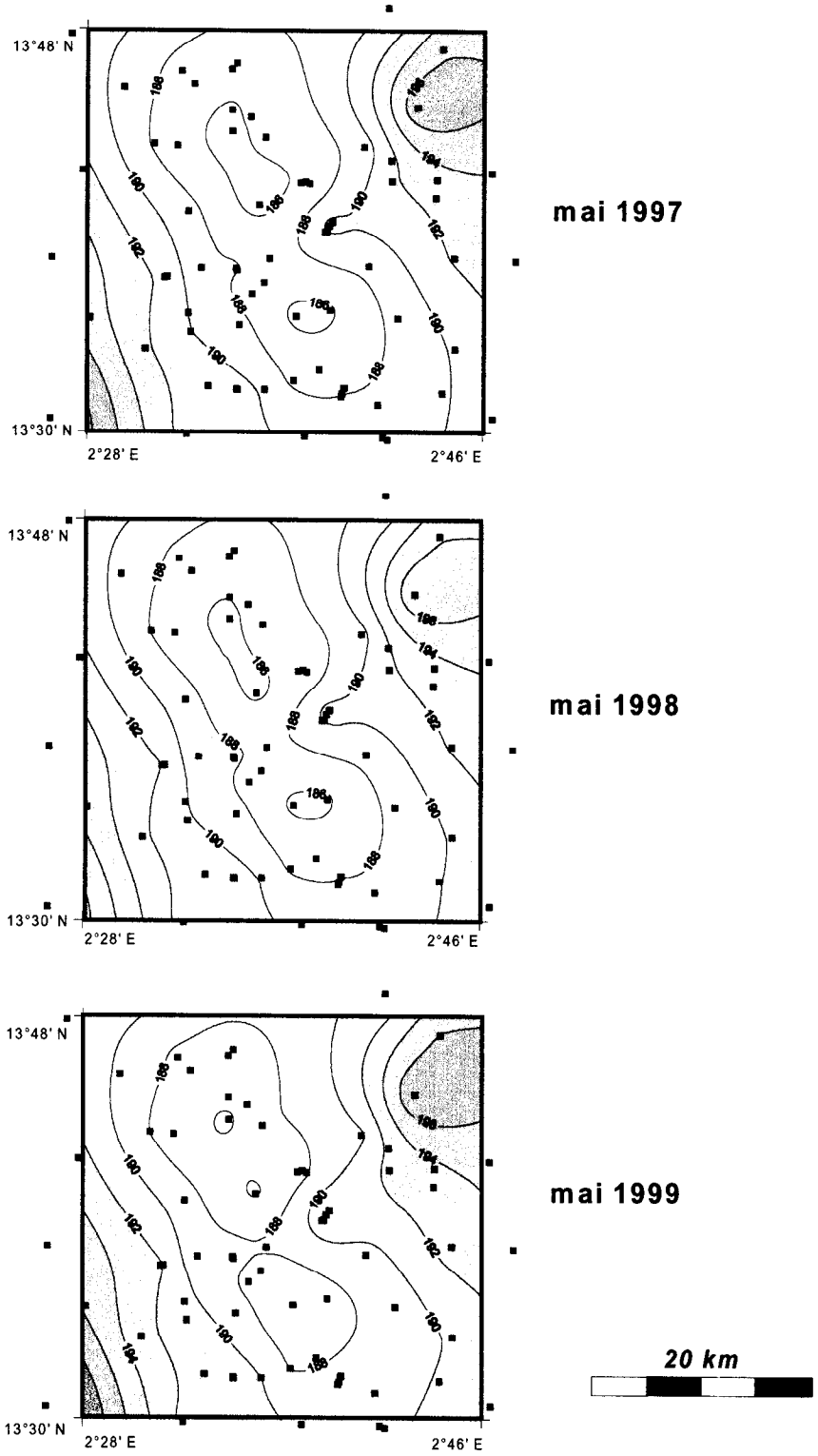


Figure III-1-20- Évolution morphologique de la zone centrale de la dépression : piézométrie en 1997, 1998 et 1999 à partir d'un réseau invariant.

III-1-2- Les mesures anciennes

Alors qu'auparavant la hausse piézométrique était interprétée majoritairement comme un recouvrement des réserves suite aux sécheresses récurrentes des années 1970-80 (Leduc *et al.*, 1997 ; Leduc et Loireau, 1997), l'analyse critique de mesures piézométriques anciennes a permis de mettre en évidence une hausse piézométrique à long terme de la nappe phréatique depuis plusieurs décennies. Les résultats issus de ce chapitre sont partiellement publiés *in* Favreau et Leduc (1998) et Leduc *et al.* (2001).

III-1-2-1- Données disponibles

Grâce à l'aide d'anciens ou récents hydrogéologues au Niger (*cf."remerciements"*, ch. I-5), de nombreuses mesures piézométriques effectuées sur la zone d'étude depuis le début du siècle ont pu être redécouvertes. Les plus anciennes figurent dans la thèse de Garde (1910) et concernent quelques puits traditionnels (*cf.* Fig. I-2-1). Par les suite, des mesures ont été effectuées par certains administrateurs coloniaux (*e.g.* Perret, 1952). Dans les années 1950-60 de nombreuses mesures ont été effectuées ou reportées par Greigert (1957, 1968) Tirat (1964) et Boeckh (1965). Des indications sur la nature des puits mesurés sont fournies dans ces rapports - puits cimentés ou traditionnel, n° de référence...- mais la date exacte des mesures et des précisions supplémentaires ont été obtenues dans les fiches de visite originales (MHE, 1957-1973). Par la suite les études sont plus rares, et à l'exception d'un rapport technique (CONSIND, 1973) les mesures de la fin des années 1960 et des années 1970-80 sont liées au creusement ou à l'entretien des puits cimentés par l'Office des Eaux et du Sous-sol du Niger (OFEDES, 1979, 1982-a et -b). Là encore, les données originales ont pu être obtenues en consultant les fiches de visites manuscrites (OFEDES, 1966-1983). Au début des années 1980, des mesures ponctuelles effectuées au cours d'une mission scientifique de l'IUED complètent la somme des données anciennes (*in* Brodbeck, 1986-a).

La principale difficulté dans l'exploitation de ces mesures anciennes réside dans l'estimation de leur représentativité.

III-1-2-2- Représentativité et intégration aux chroniques récentes

Plusieurs types d'erreurs peuvent perturber la représentativité des mesures anciennes et leur comparaison avec des mesures récentes. La première source d'erreur consiste dans une mauvaise

identification du puits, tout particulièrement quand plusieurs puits dans un même village existent lors de la mesure (actuellement certains villages d'importance moyenne possèdent jusqu'à 4 puits très rapprochés, Fig. I-4-1). Même actuellement, la majorité des puits sont de type traditionnel, incomplètement ou non cimentés (*cf.* ch. I-4-1), et cette proportion était plus grande encore dans les années 1950-60. Ces puits nécessitent un entretien régulier et s'effondrent puis disparaissent souvent lorsqu'ils sont abandonnés. Un exemple possible d'erreur d'identification est présenté Figure III-1-21. À Guileyni, le puits cimenté actuellement mesuré date du début des années 1980 (OFEDES, 1982-b), et son foncement a entraîné l'abandon puis l'effondrement vers 1990 du puits traditionnel. L'emplacement de ce puits traditionnel mesuré dans les années 1960 (Boeckh, 1965 ; MHE, 1957-1973) se situe à une centaine de mètres du puits cimenté, 1,20 m en contrebas. L'assimilation directe de la mesure ancienne à la chronique récente (*in* Leduc et Loireau, 1997) conduit à une interprétation imprécise de l'évolution piézométrique sur ce site.

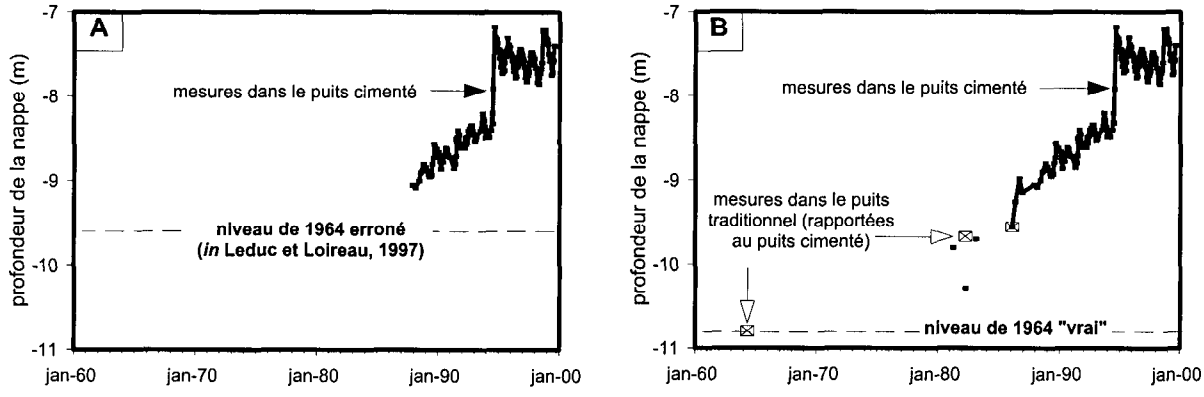


Fig. III-1-21- Interprétation de l'évolution piézométrique à Guileyni sans tenir compte du point de mesure effectif dans les années 1960 (A), et évolution piézométrique "vraie" reconstituée (B).

Un deuxième type d'erreur peut être induit par la méconnaissance du référentiel de mesure ou par sa modification. Pour Greigert (1957), Plote (1961), Tirat (1964) et Boeckh (1965), les profondeurs indiquées sont rapportées au sol, alors que nos mesures récentes sont compilées par rapport à la margelle de l'ouvrage. Ce dernier référentiel est probablement le plus pertinent, le ruissellement et l'érosion des sols entraînant souvent une sédimentation préférentielle autour des puits ; au puits cimenté de Baboussay par exemple, la margelle située à l'origine à 0,7 m au dessus du sol (CONSIND, 1973) est aujourd'hui totalement enfouie. À plus long terme, les margelles peuvent également être rehaussées. Au puits cimenté d'Agharous, l'ensablement des abords du puits a nécessité un rehaussement cumulé de la margelle de près de 1,50 m depuis son creusement en 1957. Alors qu'il est possible de mesurer le rehaussement des margelles cimentées grâce aux joints de cimentation, le rehaussement des puits traditionnels, effectué par simple ajout de nouveaux rondins de bois, rend l'estimation difficile (*cf.* Fig. I-4-2). Les enquêtes de

terrain permettent de quantifier l'importance relative de ces erreurs. Fin 1996, sur 62 puits visités par Tirat (1964), plus de 50% des puits traditionnels étaient effondrés, et près de 25% des puits cimentés avaient subi un rehaussement de la margelle.

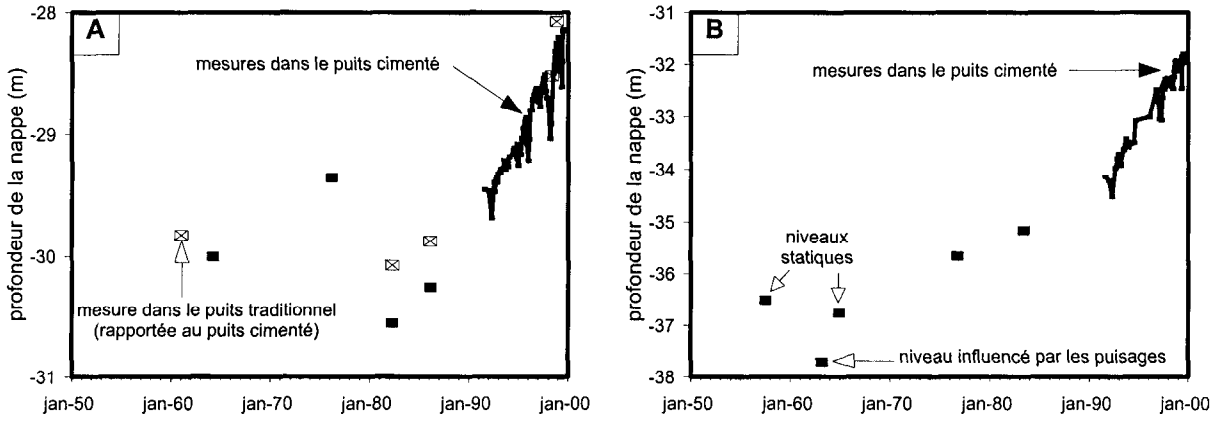
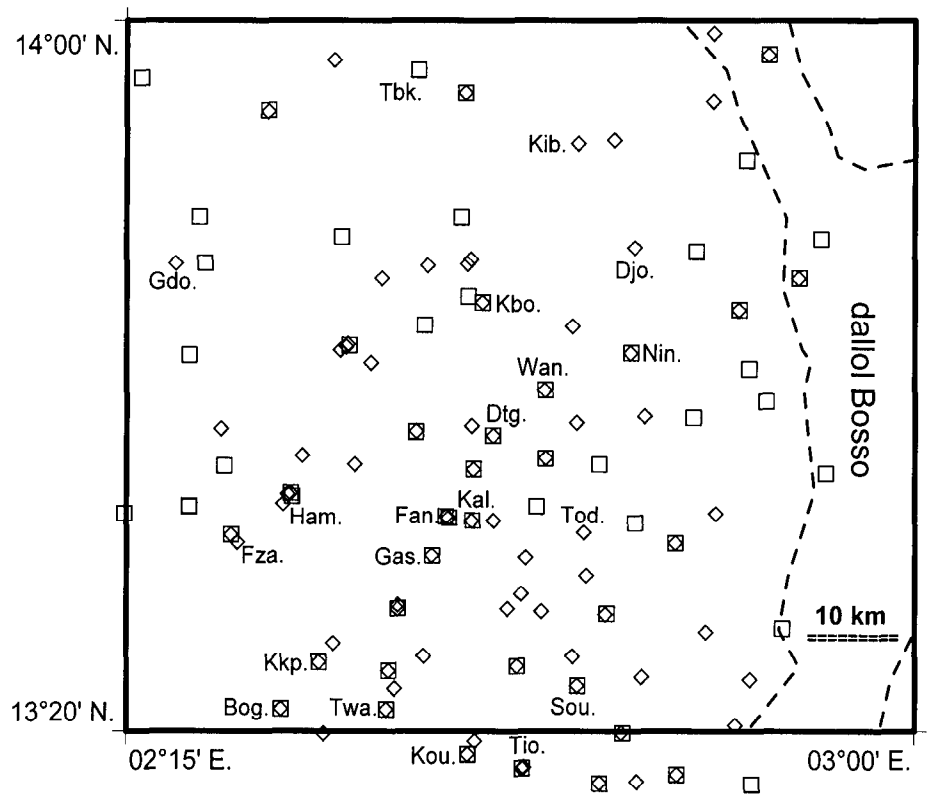


Fig. III-1-22- Interprétation de l'évolution à long terme de la piézométrie : à Fandou Béri (A), les niveaux anciens représentatifs sont-ils ceux du puits traditionnel ou du puits cimenté ? En B, influence des puisages sur les mesures anciennes au puits cimenté de Nine Founo.

Des difficultés liées au moment ou au contexte de la mesure existent, et leur impact a été estimé par comparaison avec les chroniques récentes. La date exacte de mesure, importante pour les points à fluctuation piézométrique saisonnière, apparaît rarement dans les rapports scientifiques mais est notée dans les fiches de visites originales ; cette difficulté a donc généralement pu être surmontée. De même, l'importance des puisages au moment de la mesure ancienne est difficile à évaluer, sauf lorsque des indications dans ce sens apparaissent dans les fiches de visite. Pour estimer cet impact, l'influence actuelle des puisages sur le niveau statique peut être utilisée si la sollicitation de l'ouvrage est restée identique. La figure III-1-22 illustre ce type de difficulté. À Fandou Béri (A), on dispose de mesures anciennes effectuées à la fois dans le puits traditionnel et dans le puits cimenté. L'influence des puisages sur le niveau statique est toujours inférieure à 0,6 m sur la dernière décennie, mais apparaît souvent beaucoup plus faible. La reconstitution des niveaux anciens montre un décalage de 0,4 à 0,5 m entre les niveaux issus de mesures dans le puits traditionnel et ceux déduits de mesures dans le puits cimenté. Il n'est pas possible ici de déterminer si ce décalage est dû à l'influence des puisages dans le puits cimenté lors des mesures anciennes, ou si le puits traditionnel boisé a subi depuis ces mesures un rehaussement de quelques décimètres (même si cette hypothèse semble la plus vraisemblable au vu des mesures récentes). Un autre exemple est celui du puits cimenté de Nine Founo (B), où des mesures au début des années 1960 montrent une différence de près d'un mètre. Les fiches de visite indiquent que le niveau le plus bas a été mesuré lors de forts puisages, alors que les niveaux supérieurs sont des niveaux statiques. De telles

indications ne sont pas toujours notées, et certains niveaux anciens se sont révélés inexploitables. Dans la pratique lorsque l'on ne dispose pas d'indication sur les niveaux statiques, seules ont été prises en compte les mesures anciennes effectuées sur des points actuellement suivis en piézométrie.



Bog.	Boggol	**Gdo.**	Gadabo	**Kkp.**	Ko Kouarey Peul	**Tbk.**	Teko B. Kouara
Dtg.	Dantiand. Tégui	**Gas.**	Gassan Kournié	**Kbo.**	Kolo Bossey	**Tio.**	Tioubi
Djo.	Djouré	**Ham.**	Hamdallay	**Kou.**	Kouré	**Twa.**	Tiou Dawa
Fan.	Fandou Béri	**Kal.**	Kalassi	**Nin.**	Nine Founo	**Tod.**	Tondi Kiboro
Fza.	Fédobo. Zarma	**Kib.**	Kirib Béri	**Sou.**	Sourgourou	**Wan.**	Wankama

Figure III-1-23- Carte de localisation des données anciennes utilisables sur la zone d'étude. □ : mesures de la fin des années 1950 (1956-57) ou du début des années 1960 (1961-64). ◇ : mesures du début des années 1980 (1981-83). Les points localisés sont ceux cités dans la partie "les mesures anciennes".

III-1-2-3- Fluctuations à long terme de la piézométrie

III-1-2-3-1- Évolution piézométrique depuis le début du XXe siècle

Les premières mesures disponibles sont celles de Garde (1910), reportées dans le tableau III-1-1. Les puits retrouvés montrent des niveaux actuels comparables (Fandou Béri) ou nettement plus élevés

localisation	1906-1909 (± 2,5 m)	avril 1998	différence
dallol Bosso	quelques mètres	quelques mètres	insensible
Saga Gorou (2°13', 13°31')	20 m	10 m	+ 10 m
Barkiawal Béri (2°19', 13°33')	25 m	18 m	+ 7 m
Fandou Béri (2°34', 13°32')	30 m	29 m	+1 m (insensible)
Moussadeye (3°12', 13°24')	40 m	31 m	+ 9 m
Dériki (3°19', 13°26')	70 m	58 m	+ 12 m

Tableau III-1-1- Niveaux piézométriques du début du XXe siècle (*in* Garde, 1910).

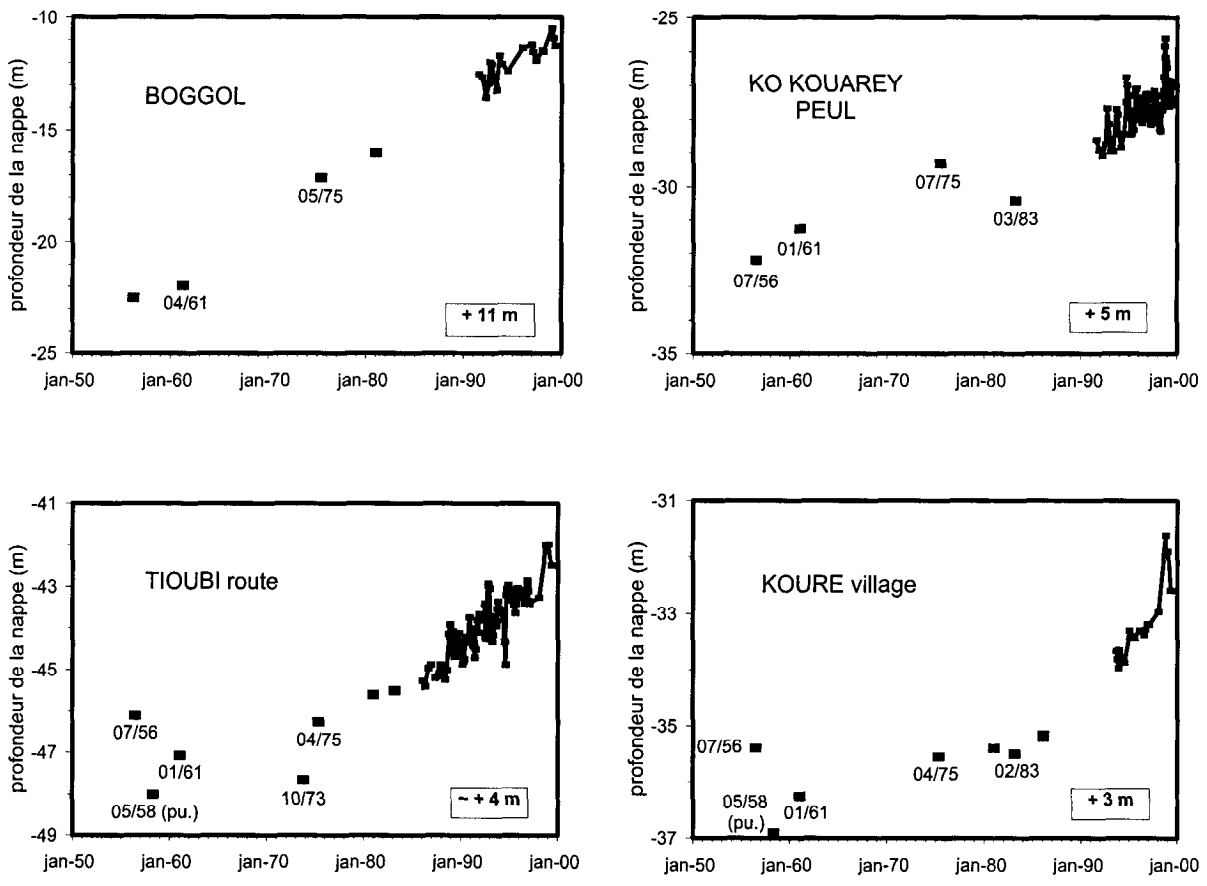


Figure III-1-24- Exemples de chroniques piézométriques depuis la fin des années 1950. Les chiffres représentent les dates de mesure connues. pu. : puisages.

(*e.g.* Saga Gorou, Barkiawal Béri) qu'au début du siècle. Parce que l'estimation du rehaussement de ces puits traditionnels est difficile, l'existence de niveaux piézométriques peu différents de l'actuel ne signifie pas forcément que la nappe est restée stable depuis le début du siècle : le rehaussement de la margelle a pu suivre plus ou moins la hausse piézométrique. Par contre et malgré la faible précision de ces mesures anciennes (± 2,5 m), les niveaux actuels plus élevés de 7 à 12 m signifient de manière indubitable une hausse de la nappe, même si des précautions doivent être prises dans l'interprétation de ces résultats obtenus sur un nombre limité de sites.

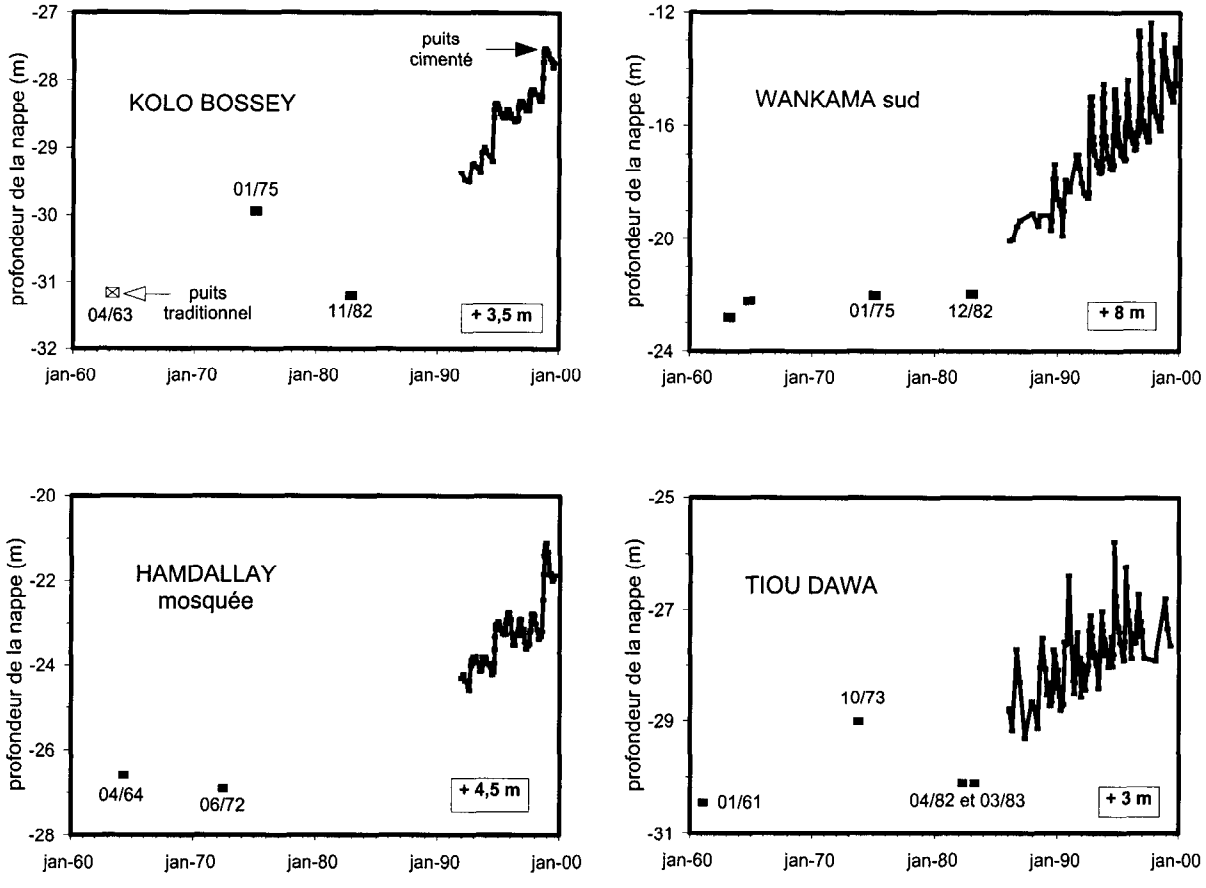


Figure III-1-25- Exemples de chroniques piézométriques depuis le début des années 1960 : points à fluctuations saisonnières annuelles. Les chiffres représentent les dates de mesure connues. À Kolo Bossey, la mesure dans le puits traditionnel est rapportée à l'altitude du puits cimenté.

III-1-2-3-2- Évolution piézométrique depuis les années 1950-1960

Parce que les mesures sont plus nombreuses et concernent des puits cimentés, l'évolution

piézométrique de la nappe est connue avec précision depuis la fin des années 1950. Une dizaine de mesures des années 1956-58 sur des puits cimentés sont exploitables ; leur comparaison avec les niveaux du début des années 1960 montre peu de différences (Fig. III-1-22-B et III-1-24). Tous les niveaux sont plus bas qu'actuellement, de moins d'un mètre à plus de 10 m. Les reconstitutions montrent de rares hausses linéaires (*e.g.* Boggol), des hausses suivies de baisses temporaires à partir du milieu des années 1970 (*e.g.* Ko Kouarey Peul), et le plus souvent des hausses de type exponentiel (Tioubi "route", Kouré "village").

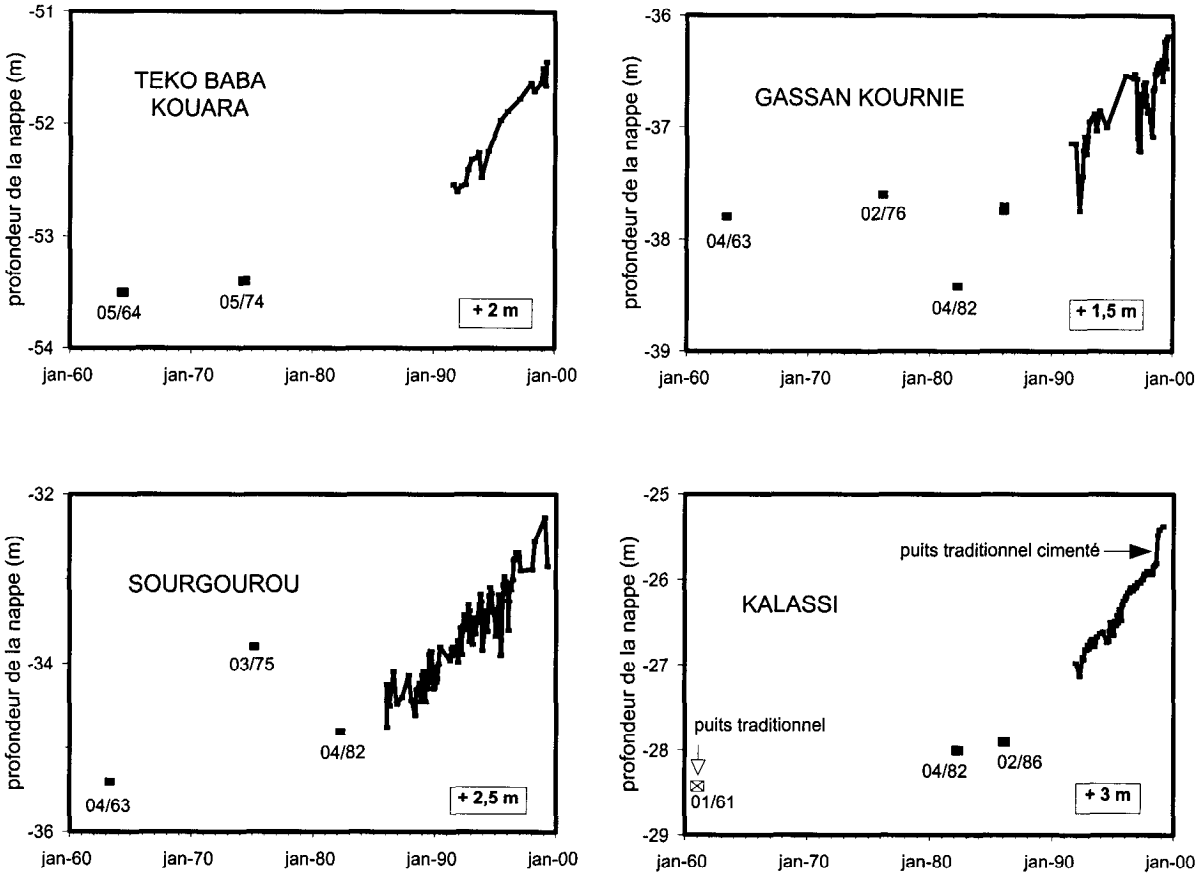


Figure III-1-26- Autres exemples de chroniques piézométriques depuis le début des années 1960 : puits sans fluctuation saisonnière (les indentations dans les chroniques sont dues à des puisages). Les chiffres représentent les dates de mesure connues. À Kalassi, la mesure dans le puits traditionnel est rapportée à l'altitude du puits traditionnel cimenté.

Les mesures exploitables du début des années 1960 sont plus nombreuses (une cinquantaine) et concernent à la fois des puits cimentés et des puits traditionnels. Les figures III-1-25 et III-1-26 montrent

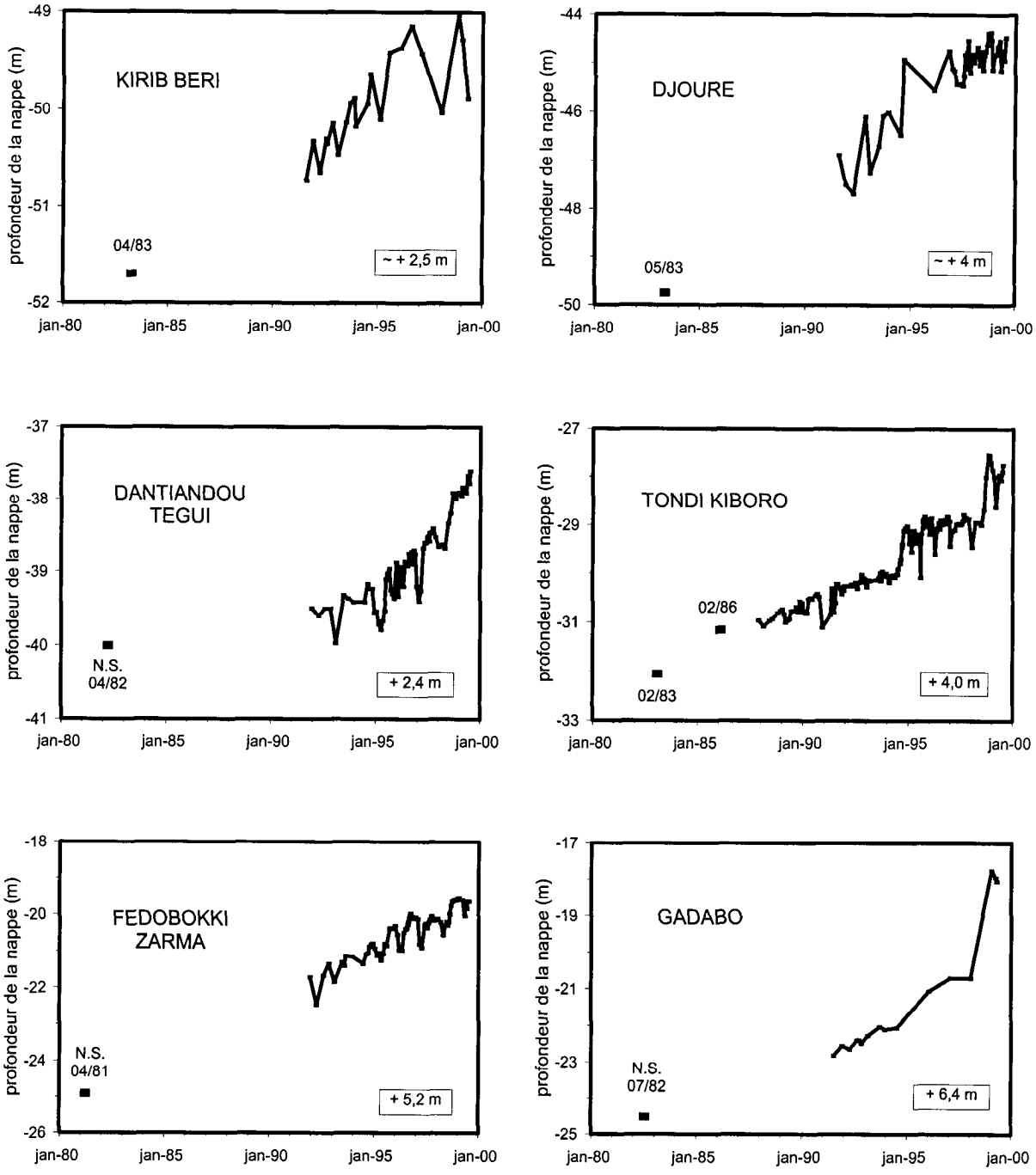


Figure III-1-27- Exemples de chroniques piézométriques depuis le début des années 1980. Les chiffres représentent les dates de mesure. N.S. : niveau statique.

les évolutions reconstituées pour respectivement des puits avec ou sans fluctuation piézométrique saisonnière annuelle. Les mêmes constatations peuvent être faites pour ces mesures des années 1960 que

pour celles de la fin des années 1950. Les niveaux sont tous plus bas que l'actuel, et montrent soit des hausses suivies de baisses temporaires à partir du milieu des années 1970 (*e.g.* Sourgourou, Kolo Bossey, Tiou Dawa), soit des hausses de type exponentiel (Teko Baba Kouara, Kalassi, Wankama "sud"). Aucune différence n'apparaît entre les puits avec ou sans fluctuations saisonnières (Fig. III-1-25 *vs* III-1-26). Les amplitudes des hausses à long terme, qui pourraient sembler plus importantes sur les puits à fluctuations saisonnières, sont en réalité davantage liées aux faibles propriétés hydrodynamiques de l'aquifère : les points à fortes hausses sont également ceux à fortes vitesses de hausse actuelles (Fig. III-1-29) et se localisent principalement à l'ouest de la zone d'étude, où l'aquifère se biseaute et présente une moindre transmissivité (Fig. III-1-31).

III-1-2-3-3- Évolution piézométrique depuis le début des années 1980

Les mesures du début des années 1980 proviennent de plusieurs sources concordantes (OFEDES, 1982-b ; OFEDES, 1966-1983 ; Brodbeck, 1986-a). Près de 80 mesures sont exploitables sur la zone d'étude (Fig. III-1-23). Les chroniques de la figure III-1-27 complètent les données du début des années 1980 déjà présentées sur les figures III-1-24 à III-1-26. Comparées aux chroniques piézométriques depuis 1986 (Fig. III-1-15), l'ensemble des mesures du début des années 1980 montre des niveaux plus bas, dans le prolongement de la hausse piézométrique observée sur la dernière décennie. L'amplitude de la hausse varie entre près de 1 m à plus de 6 m. Comme les chroniques précédentes, certains niveaux du début des années 1980 suggèrent une hausse linéaire (*e.g.* Fedobboki Zarma ou Tondi Kiboro), d'autres une hausse de type exponentiel (*e.g.* Dantiandou Tégui, Gadabo).

III-1-2-3-4- Évolution à long terme de la dépression piézométrique

L'évolution à long terme de la morphologie de la dépression piézométrique a pu être reconstituée depuis le début des années 1960 (Fig. III-1-28). Contrairement à la reconstitution sur la dernière décennie (Fig. III-1-19), les points utilisés varient en fonction des années considérées. En particulier pour la carte de 1986-87, aucune mesure n'existe dans la partie nord de la dépression ; les piézométries ont été interpolées à partir des mesures du début des années 1980 et de celles des chroniques récentes depuis 1991. La densité variable des données disponibles influence localement la précision des reconstitutions, mais non l'évolution d'ensemble de la morphologie de la dépression.

À l'image de l'évolution piézométrique de la dépression sur la période 1993-99 (Fig. III-1-19), la variabilité spatiale des hausses piézométriques a provoqué une déformation de la dépression depuis le

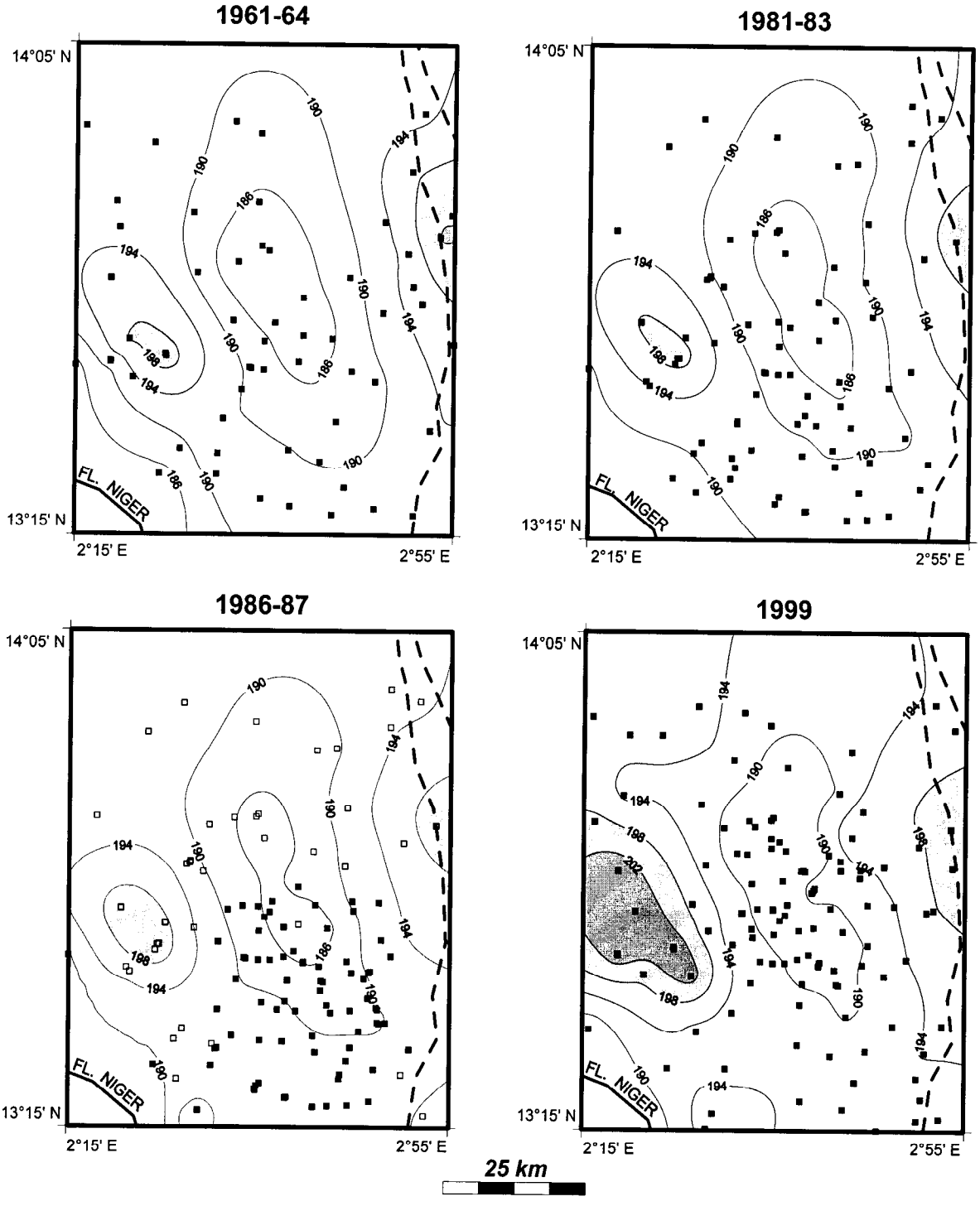


Figure III-1-28- Évolution de la morphologie de la dépression piézométrique à long terme, depuis le début des années 1960. ■ : mesures anciennes ou récentes. □ : mesures interpolées (1986-87). Les pointillés signalent les limites du dallol Bosso.

début des années 1960. Même si le schéma de répartition des charges est resté identique - charges élevées à l'est et à l'ouest, persistance de l'axe longitudinal de la dépression - la morphologie de détail a considérablement évolué, en particulier au centre-ouest et au centre-est de la dépression (Fig. III-1-28). L'examen des cartes piézométriques reconstituées montre que la majeure partie des modifications s'est produite sur la dernière décennie (1986-87 / 1999). Comme pour les figures III-1-18 à III-1-20, la figure III-1-28 sera rappelée dans le chapitre III-3 lors de la discussion sur l'origine et le fonctionnement de la dépression piézométrique.

III-1-2-3-5- Accélération de la hausse, importance vis-à-vis des réserves

L'ensemble des chroniques reconstituées depuis la fin des années 1950 montre une tendance progressive à l'accélération de la hausse piézométrique. La Figure III-1-29 illustre cette tendance à partir d'une trentaine de points, où sont disponibles à la fois des mesures anciennes du début des années 1960 et où des vitesses de hausse sur la période des chroniques ont pu être calculées. Près de 90% des points

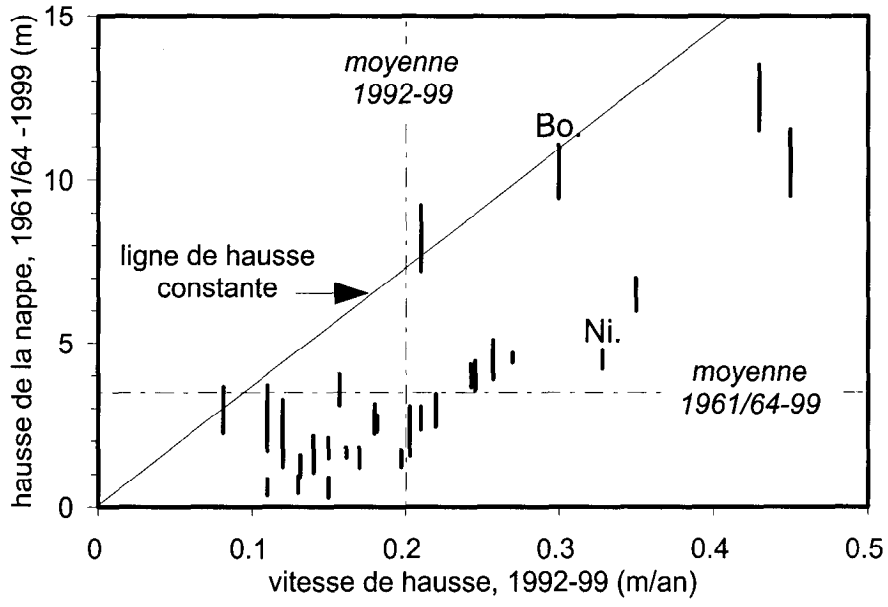


Figure III-1-29- Amplitude de la hausse sur la période 1961/64-1999 en fonction de la vitesse de hausse sur la dernière décennie (1992-99). La plupart des points présentent une hause récente plus forte que la tendance à long terme. Bo. : Boggol (à hausse constante, *cf.* Fig. III-1-24). Ni. : Nine Founo (à hausse de type exponentiel, *cf.* Fig. III-1-22-B). La barre verticale représente l'incertitude sur la mesure ancienne (*e.g.* puisages) ; la vitesses de hausse récente est connue avec une précision de l'ordre du $cm.an^{-1}$.

montrent des vitesses de hausse actuelles plus importantes que celles impliquées par le bilan de la hausse depuis le début des années 1960. La vitesse de hausse moyenne sur la dernière décennie (0,20 $m.an^{-1}$) impliquerait une amplitude de hausse proche de 7 m depuis 1961-64 si l'intensité de la hausse avait été constante, une valeur très supérieure à l'amplitude moyenne de 3,5 m calculée sur cette période.

La figure III-1-29 montre également une corrélation positive entre l'amplitude de la hausse depuis 1961/64 et les vitesses de hausse calculées sur la dernière décennie. Cette observation confirme notamment que les hausses récentes ne sont pas dues à un recouvrement des réserves de la nappe, auquel cas les fortes hausses récentes seraient plutôt liées aux amplitudes de hausses les plus faibles depuis le début des années 1960. Le phénomène responsable de la hausse n'est donc pas conjoncturel, mais résulte plutôt d'une modification à long terme du bilan hydrologique.

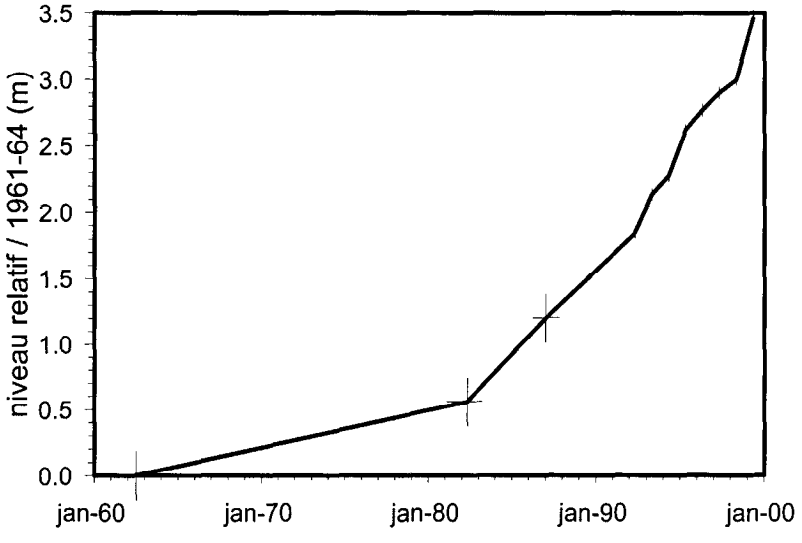


Figure III-1-30- Évolution piézométrique moyenne reconstituée de la nappe phréatique depuis le début des années 1960 sur la zone d'étude (2°20' / 2°50' E, 13°20' / 14°00' N).

La reconstitution spatialisée de la hausse piézométrique à long terme a été effectuée à partir des cartes des figures III-1-19 et III-1-28 (*cf. supra*), augmentée pour la dernière décennie des piézométries reconstituées des années intermédiaires 1992, 1994, 1996, 1998. La précision relative pour les niveaux anciens a été estimée à ± 0,2 m à partir des différentes reconstitutions possibles de la piézométrie de chacune des cartes de la figure III-1-28. Sur la dernière décennie, la précision est nettement meilleure en raison d'une densité de points constante et d'une connaissance quasi centimétrique de l'évolution relative des niveaux statiques (*cf.* chroniques des figures III-1-8 à III-1-15). L'évolution moyenne reconstituée montre clairement la tendance exponentielle à la hausse ; en moyenne, la hausse de la nappe est proche

de 3,5 m depuis le début des années 1960. Les niveaux du début des années 1960 et 1980 sont cependant peu différents (0,5 m) et l'essentiel de la hausse s'est produit sur les 20 dernières années.

L'importance relative de la hausse vis à vis des réserves initiales dans les années 1960 est illustrée par la figure III-1-31. L'augmentation des réserves est très variable dans l'espace, supérieure à 100% près du fleuve Niger où l'aquifère se biseaute sur le socle, en moyenne de l'ordre de 10 à 15% sur la zone d'étude. À l'est, le dallol Bosso où la nappe est subaffleurante présente un bilan nul ou même négatif, probablement dû à l'évapotranspiration élevée de la nappe en période de sécheresse (*cf. infra*, ch. III-1-3-2-1).

III-1-3- Explications, implications de la hausse piézométrique

La hausse piézométrique à long terme mise en évidence sur la zone d'étude signifie nécessairement une modification du bilan hydrologique. Cette modification est-elle réversible, due à un impact climatique ou anthropique ? Quelques explications possibles sont d'abord à écarter.

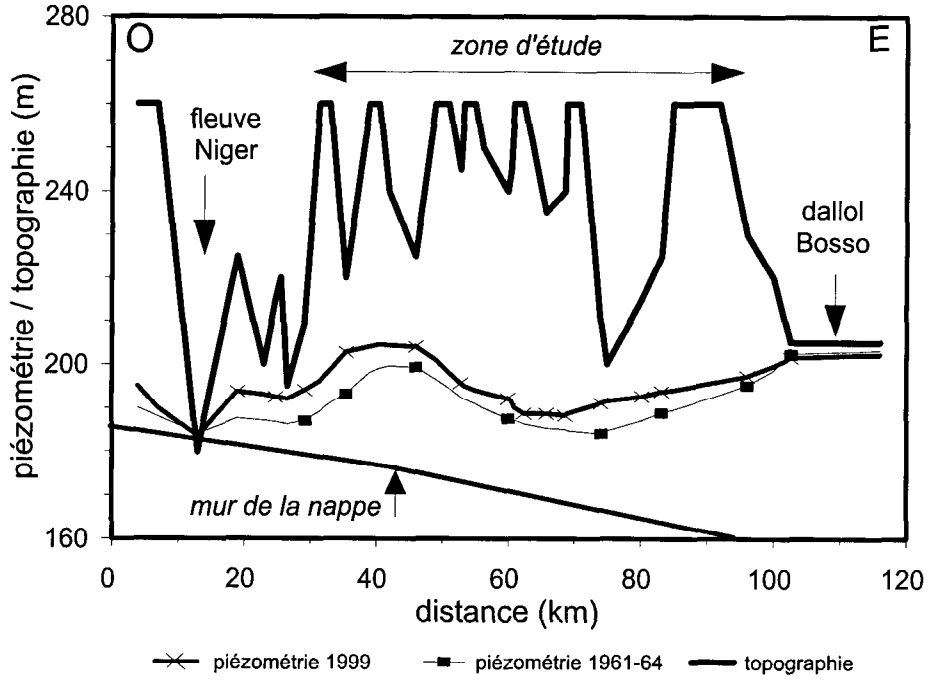


Figure III-1-31- Coupe piézométrique est-ouest à travers le degré-carré à la latitude de Niamey (~ 13°30'N) illustrant l'importance relative de la hausse à long terme vis-à-vis des réserves de l'aquifère (+ 10 à + 15% depuis le début des années 1960 sur la zone d'étude). L'échelle verticale est très exagérée.

Une augmentation de la recharge due à l'irrigation est impossible, puisque excepté la vallée alluviale du fleuve Niger, l'irrigation est inexistante près de Niamey. Le déversement dans la nappe phréatique des forages artésiens à débit non maîtrisé pourrait être localement une explication convaincante, mais de nombreux points très éloignés, et en amont hydraulique des zones artésiennes présentent des hausses importantes ; sur la dizaine de sites où existent des forages artésiens à débit permanent, les hausses ont pour la plupart débuté plusieurs années avant la mise en place des forages artésiens (*e.g.* Guileyni, Fig. III-1-21, où le forage existe depuis 1989, *in* Dehays/BRGM, 1990).

Une drainance accrue depuis les aquifères captifs est également à écarter : les niveaux piézométriques des nappes captives sont restés constants depuis 1987-88 ou montrent une légère baisse, aisément imputable au seul pompage (Fig. II-4-9) ; de plus, aucun indice géochimique de mélange n'a pu être mis en évidence, et les hausses les plus fortes se situent à l'ouest du degré-carré (Fig. III-1-31), où les nappes captives sont absentes.

Enfin, l'hypothèse d'une réduction de l'importance des puisages doit être éliminée : la population croît de manière continue depuis plusieurs décennies (ch. II-1) et de nombreux nouveaux puits et forages ont fortement augmenté la sollicitation de la nappe. D'autres explications sont donc à rechercher.

III-1-3-1- Une première explication : l'impact des fluctuations pluviométriques

Comme partout au Sahel, les précipitations sont très variables dans le temps. Les valeurs annuelles extrêmes à Niamey-ville depuis 1905 sont de 281 mm en 1915 et de 1160 mm en 1998 (*cf.* ch. II-2-1) ; sur une plus longue période, la moyenne 1950-70 est de 619 mm, contre 503 mm pour les années 1970-90, soit respectivement 10% au dessus et au dessous de la moyenne interannuelle. Une première explication pourrait être liée à une modification de la pluviométrie. La tendance à la hausse piézométrique observée depuis le milieu des années 1980 apparaît simultanée à une tendance à l'augmentation des précipitations. Malheureusement, les variations antérieures réfutent cette corrélation. La chute relative de 20% de la pluviométrie moyenne entre 1950-70 et 1970-90 aurait dû avoir un impact significatif sur les réserves en eau souterraine ; en réalité, les niveaux récents sont supérieurs à ceux des années 1960-70.

L'absence d'une relation simple entre fluctuations de la pluviométrie et de la piézométrie indique que le principal processus responsable de la hausse à long terme n'est pas d'origine climatique. Cela ne signifie pas que les fluctuations pluviométriques n'ont aucun impact ; par exemple, la baisse relative de certains niveaux piézométriques pendant la période 1970-80 pourrait être une indication de l'influence des sécheresses ; plus récemment, la variabilité des hausses saisonnières sur la dernière décennie semble

en partie liée à la variabilité des précipitations annuelles (ch. III-1-1-6-1). Du point de vue des processus, une explication à l'occurrence d'une recharge significative de la nappe même en période sèche existe. Selon Le Barbé et Lebel (1997) et D'Amato et Lebel (1998), la baisse du total pluviométrique en année sèche est due principalement à une diminution du nombre d'événements plutôt qu'à une baisse de leur magnitude. Comme la recharge est davantage dépendante des précipitations les plus intenses (ch. III-1-1-5-3), la recharge peut se produire également en année sèche.

III-1-3-2- Une deuxième explication : l'évolution du couvert végétal

L'évolution du couvert végétal sur les dernières décennies a déjà été décrite dans le chapitre II-3-2-2 ; ce paragraphe en constitue un résumé. Pendant la première moitié du XXe siècle, le déboisement semble avoir été limité, principalement le fait des éleveurs nomades (Aubréville, 1936) ; les photographies aériennes de 1950 sur la zone d'étude confirment un état du couvert végétal relativement proche des conditions climaciques. L'évolution du couvert végétal sur les dernières décennies a été estimée par comparaison de photographies aériennes ultérieures avec cette situation initiale, et par des enquêtes de terrain (Loireau, 1998). Sur la zone centrale de l'étude, les surfaces cultivées sont passées d'environ 27% de la surface totale cultivable en 1950 à plus de 90% en 1992 (Fig. II-3-3). La savane arborée originelle a aujourd'hui presque disparu, et les champs de mil ont envahi le paysage.

III-1-3-2-1- Baisse de l'évapotranspiration

Au Sahel, la plupart de l'évapotranspiration provient des premiers mètres du sol, qui contiennent la presque totalité de la biomasse racinaire (Breman et Kessler, 1995). Le déboisement pourrait avoir résulté en une diminution de la transpiration, et par conséquent dans une plus forte infiltration. En réalité des travaux récents sur la zone d'étude (*e.g.* Desconnets *et al.*, 1996 ; Peugeot *et al.*, 1997 ; Leduc *et al.*, 1997) ont montré que dans presque toutes les situations topographiques excepté dans les mares de bas-fonds, la pluie ne s'infiltre pas à plus de quelques mètres de profondeur (ch. II-3-3). La disparition quasi-totale du couvert végétal originel au cours des dernières décennies a modifié les flux mais l'absence de recharge diffuse demeure une caractéristique fondamentale du paysage hydrologique.

Un changement dans l'extraction racinaire de l'eau de la nappe est aussi envisageable, puisque une grande partie de la strate arborée sahélienne est susceptible de développer des racines profondes. Canadell *et al.* (1996) citent par exemple des racines de *Boscia*, *Acacia* et *Prosopis* à plus de 50 m de profondeur. Dans notre région, les puisatiers rapportent avoir rencontré des racines vivantes d'*Acacia*

albida à des profondeurs de plus de 40 m. L'extraction racinaire est probablement négligeable sous les plateaux latéritiques où la nappe est à plus de 60 m, mais peut être plus importante, de l'ordre de quelques dizaines de $mm.an^{-1}$ dans les vallées où la nappe se situe à des profondeurs de quelques mètres sous le sol (Smith *et al.*, 1997 ; Roupsard *et al.*, 1999). Dans le dallol Bosso où la nappe est subaffleurante, une évapotranspiration accrue pendant les périodes de sécheresse des années 1970-80 est l'hypothèse la plus plausible pour expliquer que les niveaux piézométriques actuels soient inférieurs à ceux du début des années 1960 (Fig. III-1-31). Sur la zone d'étude en revanche où la profondeur moyenne de la nappe est de l'ordre de 30 à 40 m, l'impact d'une diminution de la transpiration semble négligeable en comparaison des modifications induites par le déboisement sur les propriétés hydrauliques des sols.

III-1-3-2-2- Modification des états de surface des sols

L'augmentation du ruissellement engendré par l'encroûtement des sols est l'hypothèse la plus plausible pour expliquer la hausse à long terme de la nappe. Au Sahel, les caractéristiques des états de surface sont très sensibles aux modifications de l'environnement tels que le déboisement ou les sécheresses récurrentes, qui tendent à augmenter le rapport ruissellement / infiltration (Casenave et Valentin, 1992). La réduction du couvert végétal naturel et de la période des jachères ne peut qu'avoir augmenté les propriétés ruisselantes des sols. Sur le degré-carré de Niamey et sur des superficies jusqu'à 5 000 m^2, les coefficients de ruissellement sont de 24 à 29% pour les jachères longues, de 30 à 35% pour les jachères courtes, et de 27 à 38% pour les champs cultivés, contre moins de 10% pour les fourrés arborés (D'Herbès et Valentin, 1997). En réalité le ruissellement mesuré sur des parcelles définies de la zone d'étude est difficilement transposable à des bassins versants entiers en raison de l'imbrication des parcelles de nature pédologique différentes, et une approche quantitative de l'augmentation du ruissellement demeure difficile.

Des évidences qualitatives existent néanmoins d'une augmentation générale du ruissellement depuis plusieurs décennies. Les enquêtes de terrain menées auprès des villageois permettent de conclure que les mares de bas-fonds sont plus nombreuses et plus remplies en hivernage qu'il y a quelques décennies, malgré des conditions pluviométriques comparables ou mêmes plus défavorables (ch. II-3-3). Des analyses des photographies aériennes montrent une forte augmentation de la largeur des ravines près de Niamey depuis plusieurs décennies (*in* Valentin, 1994), et la création de nouvelles mares endoréiques (Fig. II-3-7). Ces constatations sont en accord avec celles déduites de mesures comparatives du ruissellement sur de petits bassins versants au Burkina-Faso, ou le déboisement entre le début des années 1960 et le début des années 1980 a provoqué une augmentation parfois de près de 50% du coefficient de ruissellement (Albergel, 1987). Sur notre zone d'étude, cet afflux supplémentaire d'eau de ruissellement

dans les zones endoréiques de recharge apparaît comme le facteur permettant d'expliquer la hausse de la nappe depuis plusieurs décennies.

III-1-3-3- Implications de la hausse à long terme pour les autres approches

La hausse à long terme de la nappe influence potentiellement l'ensemble des interprétations : un système hydrogéologique en état transitoire nécessite une adaptation des approches. La mise en évidence de cette hausse a des implications multiples.

En hydrodynamique, la dépression piézométrique ne peut être comprise que si l'on considère l'état actuel comme le résultat d'une évolution pluridécennale. La dépression piézométrique est en régime transitoire depuis le début des années 1960, et la morphologie actuelle est une image très déformée de l'état initial reconstitué (Fig. III-1-28).

En hydrochimie et géochimie, le déboisement récent a pu avoir des conséquences en terme de minéralisation des eaux de recharge. Les points proches des zones de recharge devront donc être considérés séparément des points plus éloignés, qui représentent potentiellement des eaux rechargées dans un paysage proche de conditions naturelles. La même remarque est valable pour les isotopes de l'environnement qui tracent l'origine des éléments dissous (carbone-13) ou les processus de recharge (oxygène-18, deutérium).

La hausse à long terme de la nappe a nécessairement pour origine une augmentation de la recharge de la nappe. Les méthodes radioisotopiques (tritium, carbone-14) ou la modélisation hydrodynamique de la dépression en régime permanent sont susceptibles de permettre une quantification de cette augmentation par comparaison avec les estimations de la recharge récente.

III-2- PARAMÈTRES HYDRODYNAMIQUES

Les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère nécessitent d'être estimés avec précision, notamment pour contraindre la modélisation hydrodynamique de la dépression piézométrique (ch. III-3). Plusieurs sources de données, de qualité variable, ont été utilisées : des mesures de débits spécifiques dans des puits cimentés de la zone d'étude ont été compilées à partir de différents rapports hydrogéologiques (ch. III-2-2-1). Lors des campagnes d'hydraulique villageoise, des estimations de la transmissivité par pompages d'essai ont été effectuées sur quelques heures, mais sont de fiabilité douteuse ; plus récemment, des pompages d'essai prolongés sur plusieurs jours ont été réalisés, pour la plupart sur des puits cimentés mais aussi sur quelques forages (ch. III-2-2). Dans quelques cas favorables, des porosités efficaces ont pu être calculées (ch. III-2-3-1). En introduction, la nature lithologique et les limites de l'aquifère sont précisées pour apprécier la variabilité naturelle des paramètres (ch. III-2-1).

III-2-1- Lithologie et limites de l'aquifère

La lithologie et la puissance de l'aquifère de la nappe phréatique sont connues à partir d'une cinquantaine de forages "profonds" (*i.e.* de 50 m à plus de 100 m selon la situation topographique). Outre les rapports de campagnes de forages cités dans l'"historique des études de l'aquifère" (ch. I-2), plusieurs coupes lithologiques supplémentaires de forages isolés (*e.g. in* IUED, 1988 ; OFEDES, 1996) ont été utilisées. Les descriptions stratigraphiques des forages sont souvent assez détaillées, et permettent notamment de délimiter avec précision le mur de la nappe (Fig. III-2-1). Pour lever l'incertitude sur la topographie du mur, une trentaine de forages ont été nivelés avec une précision d'ordre décimétrique en 1997-98 (Fig. III-2-2).

L'aquifère de la nappe phréatique est constitué par les grès argileux du Continental Terminal "3", d'âge tertiaire (ch. II-4). Sur la zone d'étude comme à l'échelle du bassin, le CT3 comprend des sables fins à argileux, de silts argileux plus ou moins grésifiés. Les sédiments sont oxydés, le plus souvent blanchâtres, beiges, jaunes, rougeâtres. Leur nature est toujours siliceuse, et toutes les descriptions confirment l'absence dans l'aquifère de matières organiques (lignites) ou de carbonates (sidérite, calcite), pourtant présents plus en profondeur (CT2) et plus à l'est dans le bassin (ch. II-4-1). Selon des analyses minéralogiques réalisées sur des sédiments du CT3 (Boeckh, 1965), la phase argileuse est quasi-exclusivement de la kaolinite, et la phase sablo-silteuse composée de quartz, avec quelques très rares minéraux lourds (tourmaline, zircon, rutile). Les descriptions lithologiques les plus récentes confirment la variabilité importante de la sédimentation : verticalement, des argiles sableuses peuvent précéder sans

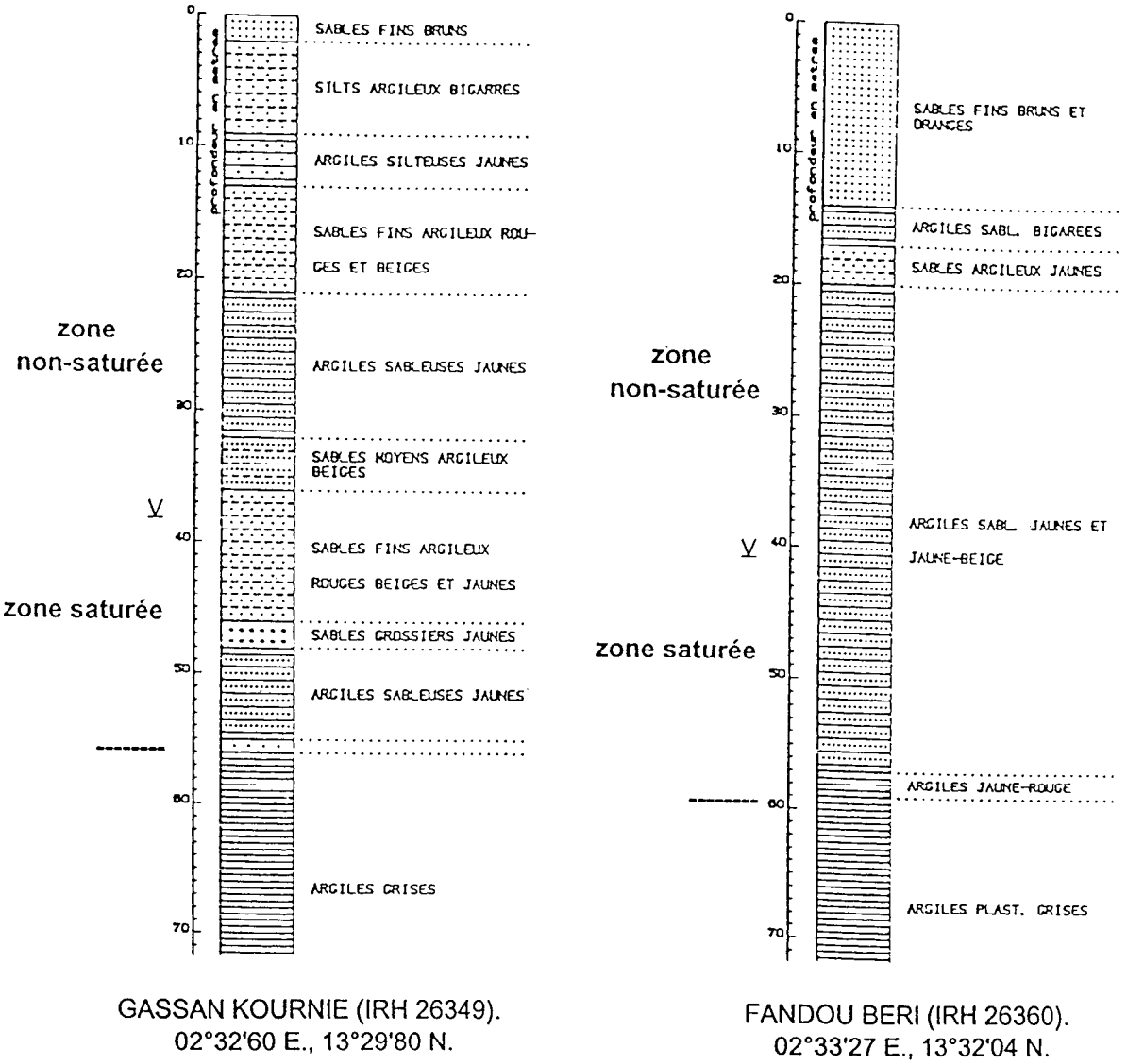
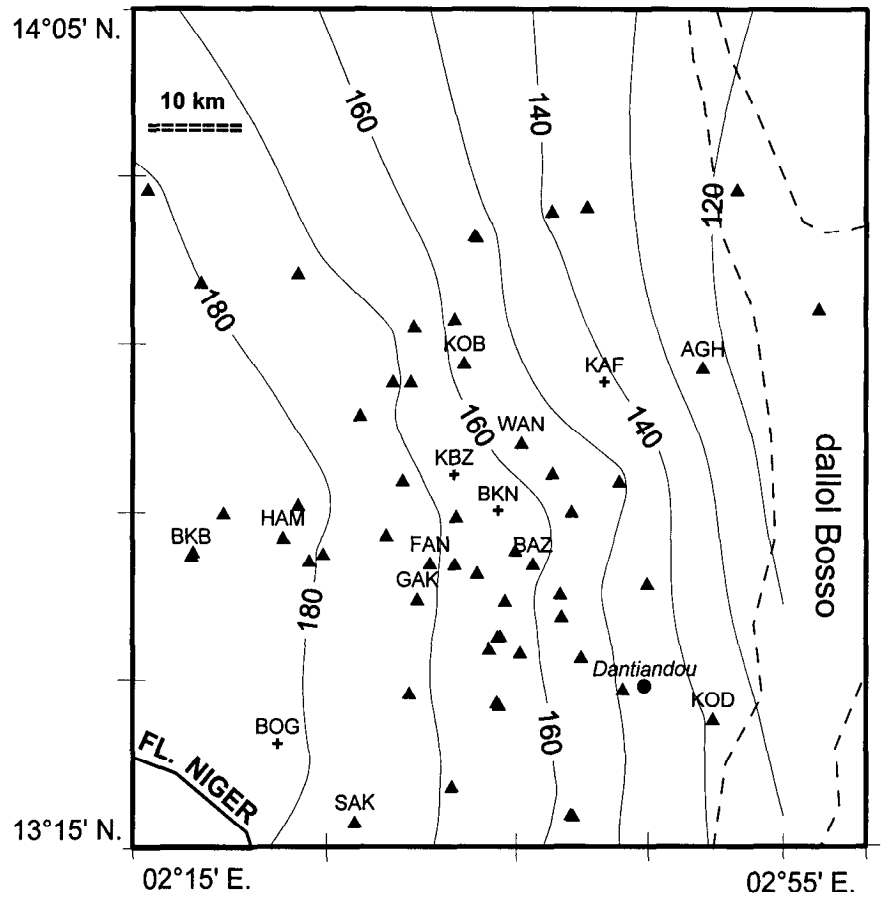


Figure III-2-1- Exemple typique de la variabilité lithologique du CT3 sur la zone d'étude. Les deux forages sont à la même altitude (230,5 ± 1 m) et distants de 4 km (*cf.* Fig. III-2-2). Les argiles grises (CT2) forment le mur de l'aquifère (coupes lithologiques *in* Dehays/BRGM, 1990).

transition des sables grossiers, et latéralement, des coupes lithologiques de forages proches peuvent présenter des successions lithologiques très différentes (Fig. III-2-1) ; à une échelle plus réduite, les investigations réalisées dans la zone non-saturée montrent la fréquence de niveaux grésifiés décimétriques (*e.g.* Kida Bazagaïzé, ch. III-2-3-2). Des corrélations stratigraphiques à l'intérieur de l'aquifère du CT3 se révèlent donc hasardeuses, voire impossibles, en accord avec l'environnement de dépôt continental reconstitué (Lang *et al.*, 1990). À l'est, le dallol Bosso s'individualise par un remplissage quaternaire sableux qui entaille le CT3 sur une vingtaine de mètres (ch. II-3-1-1).



AGH. Agharous **BAZ.** Banizoumbou **BKB.** Barkiawal Béri **BKN.** Banikane **BOG.** Boggol
FAN. Fandou Béri **GAK.** Gassan Kournié **HAM.** Hamdallay **KAF.** Kafina **KBZ.** Kida Bazagaize
KOB. Kolo Bossey **KOD.** Ko Dey **SAK.** Sakey Kouara Zéno **WAN.** Wankama

Figure III-2-2- Topographie reconstituée du mur de l'aquifère phréatique (toit des argiles grises du CT2, altitudes en m). ▲ : forage "profond" utilisé pour la reconstitution du mur. ✚ : autre lieu cité dans le chapitre III-2.

À cette forte variabilité lithologique propre au CT3, s'oppose une limite verticale nette et tranchée avec les argiles grises du CT2 sous-jacentes. Cette limite CT3/CT2, bien visible sur notre secteur de par sa nature et sa couleur, permet de définir sans ambiguïté le mur de la nappe phréatique (Fig. II-4-7). La morphologie reconstituée du mur est conforme à la structure générale du bassin (Fig. III-2-2) : approfondissement progressif vers le centre, d'environ 185 m d'altitude à l'ouest à moins de 120 m à l'est, mais avec augmentation progressive de la pente, inférieure à 1‰ à l'ouest de 2°30' E, proche de 2‰ vers 2°50' E. En considérant l'altitude moyenne du plateau cuirassé proche de 260 m, la puissance maximale de l'aquifère varie d'environ 80 m à l'ouest à près de 150 m à l'est de la zone d'étude. L'épaisseur saturée de l'aquifère varie dans des proportions plus importantes, inférieure à 20 m à l'ouest

-Barkiawal Béri, Sakey Kouara Zeno, de l'ordre de 60 à 80 m vers l'Est -Ko Dey, Agharous- (Fig. III-2-2), pour une épaisseur saturée moyenne de 33 m en 1998 sur la zone d'étude.

III-2-2- Estimation de la perméabilité

III-2-2-1- Approche semi-quantitative : les débits spécifiques des puits

Une première approche, semi-quantitative, des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère est fournie par une cinquantaine de mesures anciennes de débits spécifiques (Qs) sur des puits cimentés (Greigert, 1957 ; MHE, 1957-1973 ; Tirat, 1964 ; Boeckh, 1965 ; Greigert, 1968). La validité de ces mesures est difficile à estimer. Pour la plupart des mesures, le chiffre est fourni sans indication de la durée du pompage, et l'estimation du Qs semble avoir été faite dès la mise en service du puits, sans développement préalable. Dans le rapport de Boeckh (1965), les niveaux non stabilisés lors du pompage sont indiqués, et les résultats critiques de cette étude sont probablement fiables. Cet auteur note cependant que "la précision de ces données n'est pas très grande" et qu'il faut "envisager les valeurs statistiquement, sans surestimer le cas individuel" (Boeckh, 1965, p.30). Dans un rapport technique (CONSIND, 1973), une série de photographies laisse à penser que par le passé, les essais de débits étaient souvent effectués au moyen de bidons de 100 à 200 L descendus dans les puits, puis remontés et vidés par un treuil (Fig. III-2-3). Une comparaison des résultats des années 1950-60 avec des mesures récentes du Qs dans les

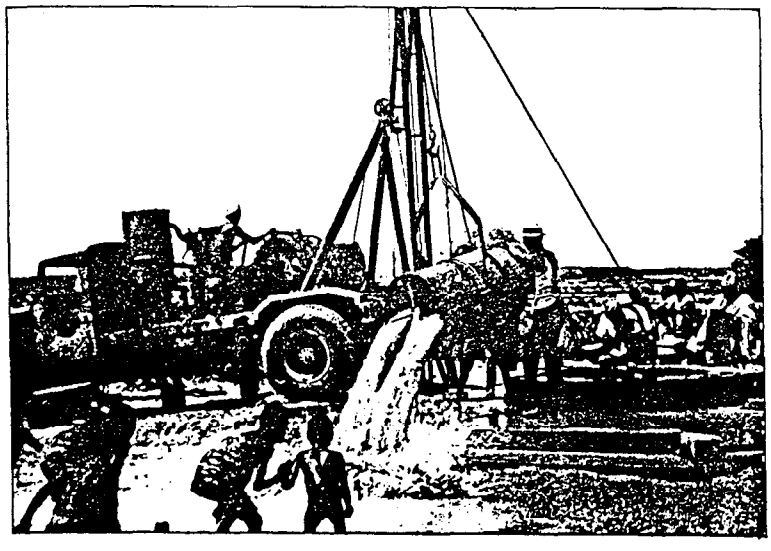


Photo N° 8 - Essais de débit - Réception.

Figure III-2-3- Un exemple d'estimation du débit spécifique dans le passé... (*in* CONSIND, 1973).

mêmes puits (comparaison approximative, car les niveaux piézométriques de la nappe ont augmenté depuis 40 ans) suggère que l'ordre de grandeur des estimations anciennes est probablement correct. Au puits d' Hamdallay "mosquée", le Qs en 1965 était de 6,5 $m^3.h^{-1}.m^{-1}$, contre 6,8 en 1998 (avec 4 m de hausse piézométrique entre ces deux dates) ; à Kolo Bossey l'estimation était de 2,4 $m^3.h^{-1}.m^{-1}$ en 1968, contre 5,8 en 1997 (pour 2 m de hausse) ; à Boggol, le Qs en 1957 a été estimé à 1,0 $m^3.h^{-1}.m^{-1}$, contre 6,7 en 1998, mais avec une hausse piézométrique entre ces deux dates de plus de 10 m (Fig. III-1-24).

Les estimations des débits spécifiques des puits sur la zone d'étude varient entre 0,1 et 15,4 (28,7?) $m^3.h^{-1}.m^{-1}$, pour une moyenne / médiane de 4,4 / 3,0 $m^3.h^{-1}.m^{-1}$. Ces chiffres encadrent les valeurs obtenues sur des forages, comprises entre 0,5 et 20,7 $m^3.h^{-1}.m^{-1}$, et celles obtenues lors de nos propres pompages d'essai, où les Qs s'échelonnent entre moins de 1 et 9,0 $m^3.h^{-1}.m^{-1}$. La répartition statistique des valeurs (Fig. III-2-4) est dissymétrique, avec une dominance de valeurs faibles (60 % < 4,0 $m^3.h^{-1}.m^{-1}$), et une dispersion assez élevée (écart-type de 5,0). Cette répartition est conforme à celle obtenue à l'échelle de l'ensemble du Continental Terminal (Greigert, 1968). Si l'on considère que le principal facteur des mauvaises perméabilités est la présence d'argile, cette dissymétrie tend à confirmer les observations anciennes, selon lesquelles l'argile est rarement rigoureusement absente des séries silteuses ou sableuses (Greigert et Bernert, 1979). Les Qs obtenus dans le dallol Bosso sont logiquement tous nettement plus élevés que ceux représentatifs du CT3, et confirment le caractère plus perméable et poreux du remplissage alluvial du dallol (Fig. III-2-5).

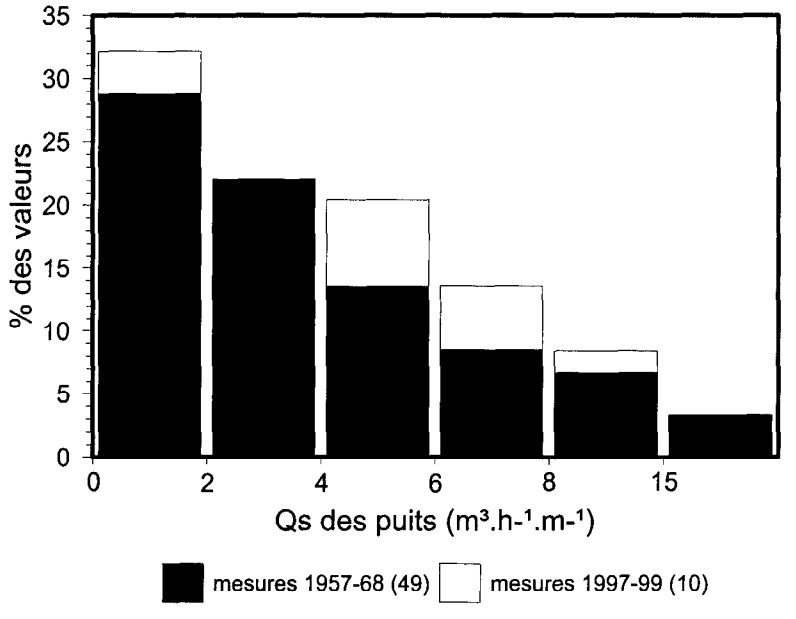


Figure III-2-4- Histogramme de répartition des débits spécifiques (Qs) dans des puits cimentés de la zone d'étude (aquifère du CT3).

La répartition spatiale des débits spécifiques des puits est présentée Figure III-2-5. Au centre de la zone d'étude et en bordure du fleuve, les Qs sont supérieurs à 3,5 $m^3.h^{-1}.m^{-1}$ (médiane de l'ensemble des mesures sur des puits). Au nord ouest, et sur une bande plus ou moins parallèle au fleuve, les Qs semblent plus faibles, ainsi que sur une bande méridienne d'au moins 10 km de large à l'ouest du dallol Bosso. Avec l'ajout de nouvelles mesures, cette répartition reste cependant assez similaire à celle proposée par Boeckh (1965) ou Greigert (1968).

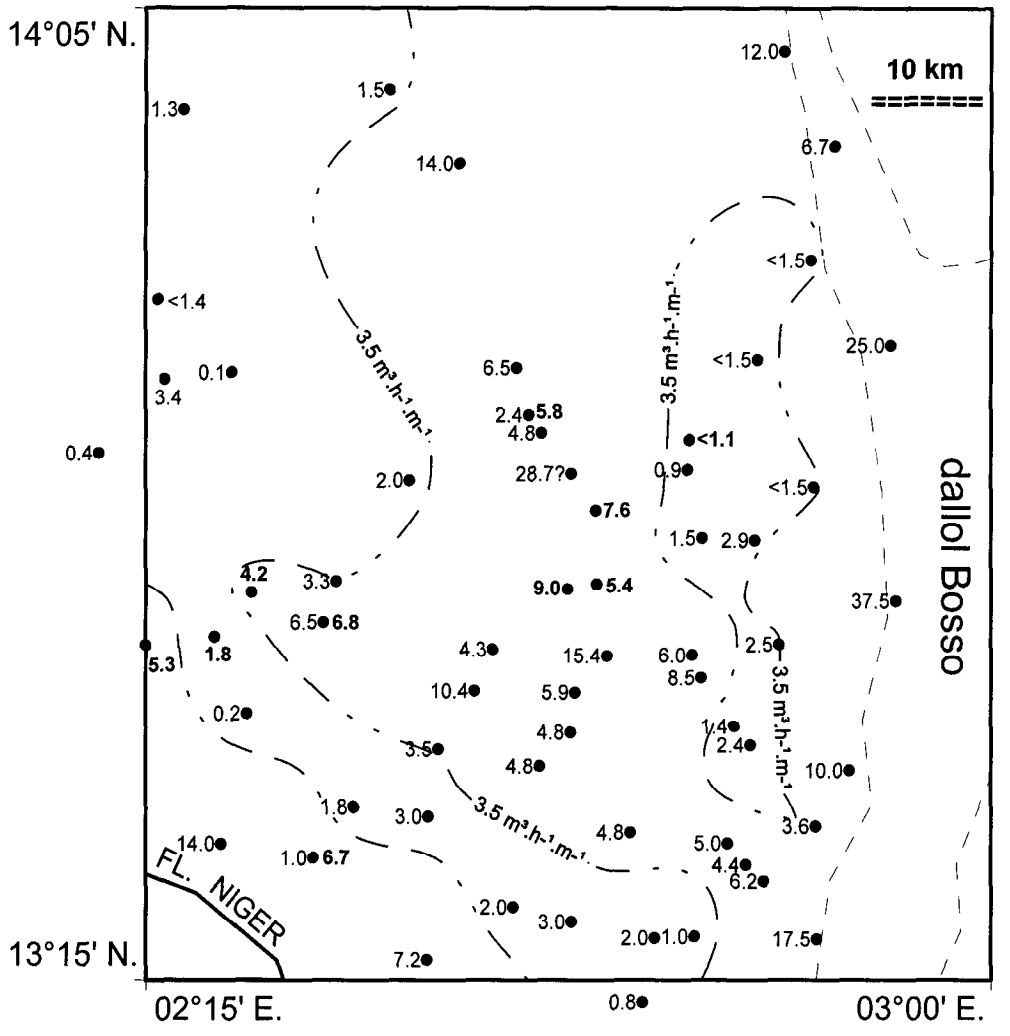


Figure III-2-5- Répartition spatiale des débits spécifiques mesurés sur des puits cimentés de la zone d'étude. En gras, les mesures récentes à partir de nos pompages d'essai.

L'interprétation de cette structure apparente est délicate. Latéralement, la figure III-2-5 montre que les valeurs peuvent varier du simple au double sur quelques kilomètres, mais la densité d'information disponible est peut-être encore insuffisante pour apprécier toute la variabilité spatiale de l'aquifère.

Verticalement, des variations de la perméabilité sont également très probables dans le contexte sédimentaire du CT3 (Fig. III-2-1). Comme les puits ne captent que les premiers mètres saturés de l'aquifère, cette hétérogénéité verticale est probablement en partie responsable des différences de Qs obtenues sur un même puits à plusieurs décennies d'intervalle, lorsque la nappe a subi forte hausse. La répartition spatiale obtenue sur la zone d'étude doit donc être considérée avec précaution, la validité d'une extrapolation verticale ou même latérale de ces valeurs ponctuelles demeurant hypothétique.

Les vitesses de hausse interannuelle de la nappe constituent une image potentielle des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère. D'un point de vue conceptuel, la vitesse de hausse de la nappe dépend *i)* de la porosité (et dans une moindre mesure, de la transmissivité) et *ii)* du volume localement infiltré. L'absence de relation directe entre la vitesse de hausse et la proximité d'aires de recharge a déjà été notée (ch. III-1-1-6). La relation existant entre les Qs mesurés lors de nos pompages d'essai dans des puits et les vitesses de hausse calculées sur ces points est présentée Figure III-2-6. Sur les couples de valeurs disponibles, les Qs les plus faibles sont logiquement mesurés sur des puits où les vitesses de hausse interannuelle sont élevées, supérieures à 0,30 $m.an^{-1}$, et réciproquement les vitesses les plus faibles sont calculées pour des puits à Qs relativement élevé, supérieur à 5,0 $m^3.h^{-1}.m^{-1}$; la corrélation reste cependant faible ($n = 10$, $r^2 = 0,24$). Une tentative de corrélation entre les vitesses de hausse récentes de la nappe et les débits spécifiques mesurés dans les années 1950-60 apparaît encore moins satisfaisante. Les intensités de hausse de la nappe sont donc probablement le reflet de paramètres de l'aquifère mal décrits par le Qs (*e.g.* la porosité), ou bien sont le résultat d'interactions plus complexes.

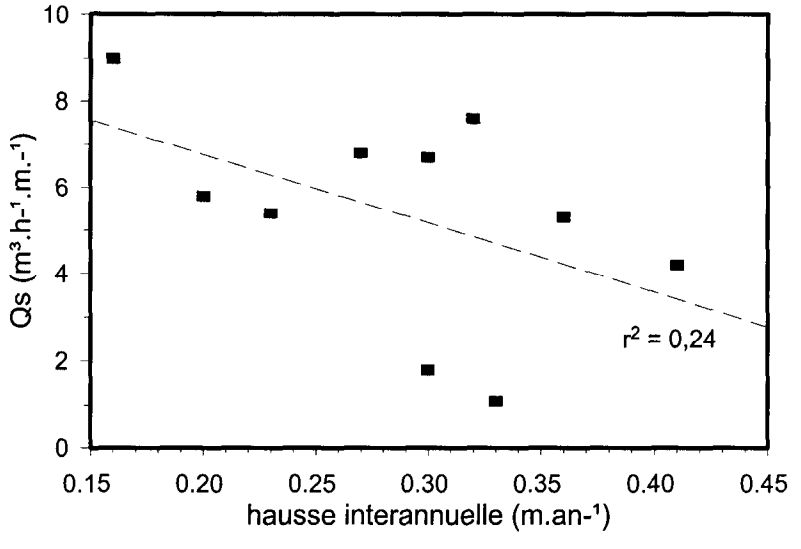


Figure III-2-6- Diagramme des débits spécifiques (Qs) en fonction des vitesses de hausse interannuelle sur la période 1992-99 pour les puits à pompage d'essai récent.

III-2-2-2- Transmissivité et perméabilité

III-2-2-2-1- Pompages d'essai dans des forages

Une vingtaine de pompages d'essai dans des forages captant la nappe phréatique ont été réalisés sur la zone d'étude (Greigert, 1966-b ; BRGM, 1986-a, 1986-b ; OFEDES, 1988 ; Dehays/BRGM, 1990). Le plus souvent effectués immédiatement après fonçage, ces essais souffrent, outre de l'hétérogénéité lithologique propre à l'aquifère, de plusieurs lacunes : *i)* seule la partie la plus perméable de l'aquifère est captée, à un niveau variable, en général sur une dizaine de mètres ; *ii)* la durée du pompage est très souvent insuffisante, entre 3 et 4 h pour 85% des pompages ; *iii)* l'essai s'accompagne dans 65% des cas d'un développement de l'ouvrage, ce qui fait parfois remonter le niveau dynamique en cours de pompage.

Ces remarques amènent à considérer la plupart des résultats proposés dans ces rapports avec de fortes réserves. Les transmissivités obtenues au cours de 8 de ces essais sans développement apparent de l'ouvrage varient entre 5.10^{-4} et 1.10^{-2} $m^2.s^{-1}$, et montrent une bonne corrélation avec les débits spécifiques mesurés ($r^2 = 0,67$). Même si les valeurs obtenues par ces pompages de trop courte durée sont sujettes à caution, une variabilité des transmissivités dans l'aquifère de deux ordres de grandeur est vraisemblable, les tests ayant été réalisés partout plus ou moins dans les mêmes conditions. Deux essais à plus long terme, de 24 et 72 heures, ont été effectués ; les transmissivités calculées, respectivement de 1.10^{-3} et de 2.10^{-3} $m^2.s^{-1}$, ont été reportées sur la figure III-2-10.

III-2-2-2-2- Pompages d'essai dans des puits

Une dizaine de pompages d'essai complémentaires sur la zone d'étude ont été réalisés en collaboration avec le Centre de Formation aux Techniques de l'Eau et de l'Assainissement du Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement (CFTEA/MHE), de 1997 à 1999. Trois de ces essais ont été financés par A. Dodo, enseignant-chercheur à l'Université de Niamey. La durée des pompages varie de 12 à 72 heures ; les puits cimentés étant âgés d'au moins 10 ans, aucun développement des ouvrages n'a été observé. La stabilité recherchée du débit a été régulièrement contrôlée, au moins pour les essais de 1997. À l'image des suivis présentés sur la figure III-2-8, les transmissivités ont été interprétées selon la méthode combinée de Theis/Jacob. Pour tenir compte du caractère libre de l'aquifère, une interpréation comparative de type Neuman (1975) a été effectuée avec le logiciel *Aquifer Test* (Waterloo Hydrogeologic, 1998). Les conditions d'application de ces deux méthodes ne sont cependant qu'approchées, les puits ne captant notamment que les premiers mètres saturés de l'aquifère.



Figure III-2-7- Pompage d'essai en cours au puits de Banikane, août 1997. Les moyens logistiques disponibles ne permettent pas toujours de refouler l'eau pompée à une distance idéale.

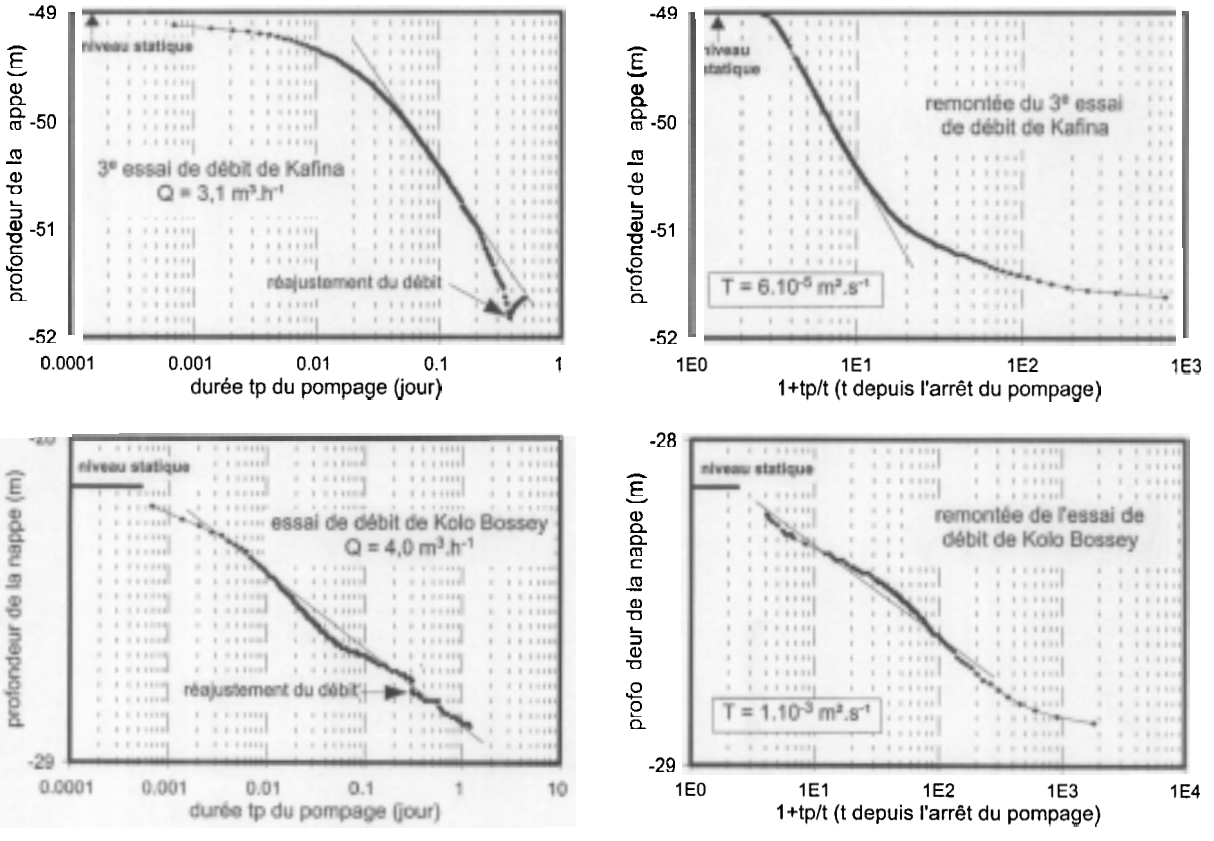


Figure III-2-8- Deux exemples typiques de mes pompages d'essai dans des puits cimentés : Kafina et Kolo Bossey, septembre 1997. Interprétations de la transmissivité selon la méthode combinée de Theis/Jacob.

Les résultats montrent des transmissivités calculées par la méthode de Theis/Jacob variables, de 6.10^{-5} et 1.10^{-3} $m^2.s^{-1}$, pour des perméabilités déduites de l'ordre de 10^{-5} à 10^{-4} $m.s^{-1}$. Une meilleure corrélation existe entre les débits spécifiques mesurés et les transmissivités obtenues par la méthode de Theis/Jacob ($r^2 = 0,62$, Fig. III-2-9), qu'avec celles déduites de la méthode de Neuman ($r^2 < 0,10$), ce qui semble indiquer que dans notre cas, la première approche est probablement plus robuste. À Wankama, une validation indirecte de la perméabilité déduite de l'interprétation par la méthode de Theis/Jacob a été obtenue par modélisation hydrodynamique de la recharge sur ce site (Favreau, 1996). La perméabilité de l'aquifère modélisée est de 5.10^{-5} $m.s^{-1}$, en assez bon accord avec celle obtenue par pompage d'essai (8.10^{-5} $m.s^{-1}$).

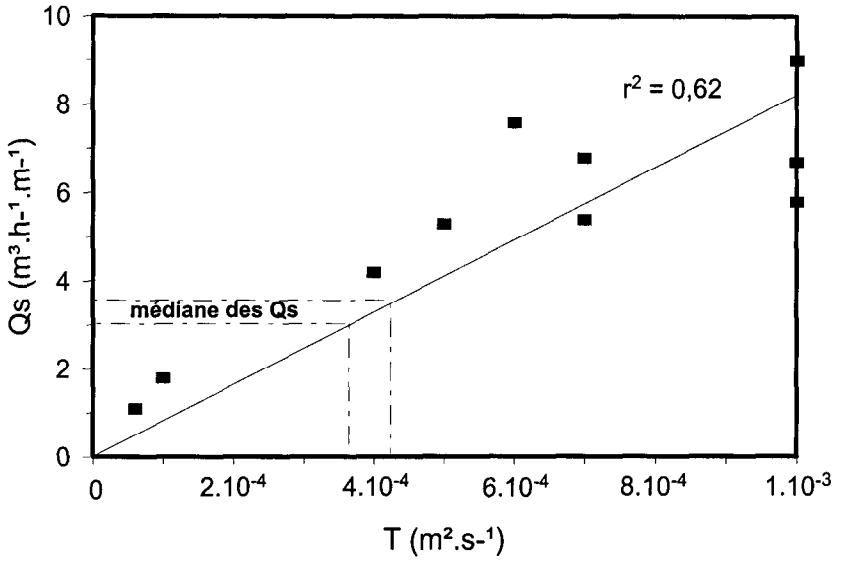


Figure III-2-9- Diagramme de corrélation entre le débit spécifique (Qs) et la transmissivité calculée (T) pour les pompages d'essai de longue durée dans des puits de la zone d'étude.

À partir du diagramme de corrélation Qs / T de la figure III-2-9, une estimation de la transmissivité représentative de l'aquifère semble possible. La médiane des Qs des puits sur la zone d'étude est de 3,0 $m^3.h^{-1}.m^{-1}$ pour les mesures anciennes, de 3,5 en ajoutant la dizaine de mesures récentes. La transmissivité correspondante est de l'ordre de 4.10^{-4} $m^2.s^{-1}$, une estimation qui, bien qu'indirecte, permet de considérer une population plus importante et mieux répartie dans l'espace que celle des seules mesures récentes (Fig. III-2-5).

Les transmissivités obtenues à partir des dix pompages d'essai récents sur des puits cimentés, et celles déduites de deux pompages d'essai de longue durée dans des forages (ch. III-2-2-2-1) ont été localisées par rapport à la répartition des Qs des puits sur la zone d'étude (Fig. III-2-5). La répartition des transmissivités des puits est logiquement en accord avec celle des Qs (Fig. III-2-10). Les valeurs obtenues

sur forages confirment et précisent la délimitation établie des zones de perméabilité. Dans l'état actuel des connaissances, cette répartition sera considérée comme hypothèse initiale pour la modélisation de la dépression piézométrique (ch. III-3).

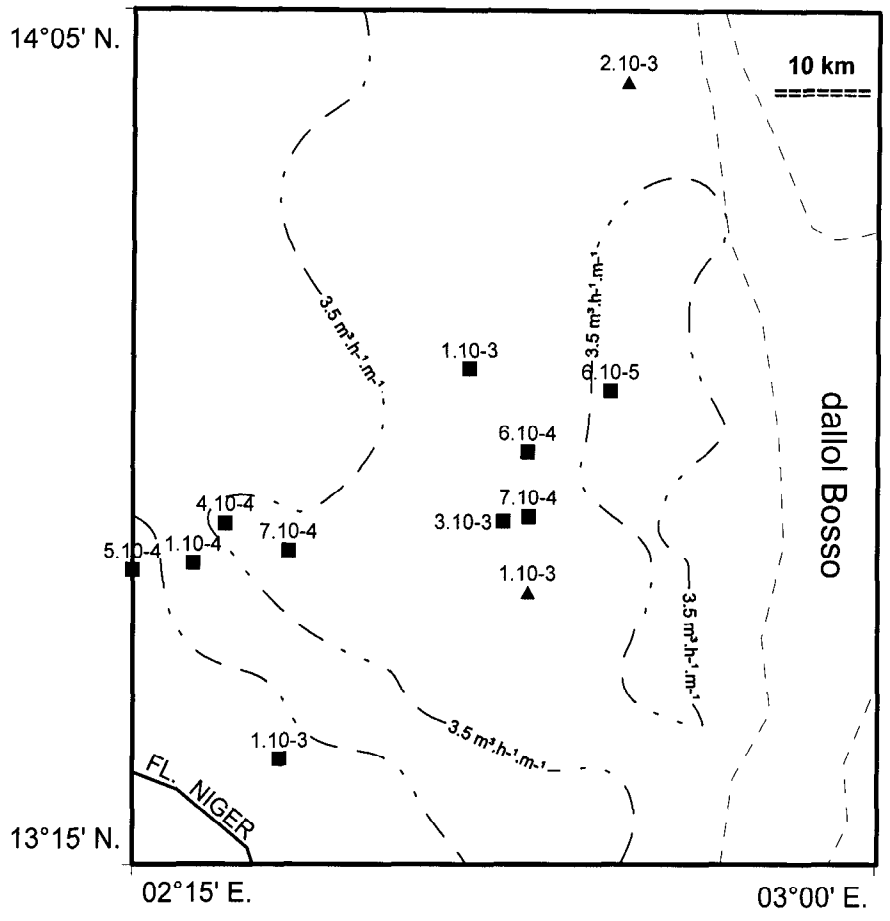


Figure III-2-10- Répartition spatiale des transmissivités calculées à partir d'essais de pompage de longue durée (≥ 12 h) sur la zone d'étude. ■ : puits cimenté. ▲ : forage. Les chiffres représentent les transmissivités calculées, en $m^2.s^{-1}$; les délimitations en trait discontinu se rapportent à la figure III-2-5.

III-2-3- Estimation de la porosité

III-2-3-1- Porosité efficace

Les données sur la porosité efficace de l'aquifère sont encore plus rares que celles concernant la perméabilité. Sur le secteur d'étude, seules deux mesures directes ont été obtenues par pompages d'essai : à Banikane, la porosité efficace a été estimée à 1% par pompage dans le puits cimenté et observation

des fluctuations dans le puits traditionnel situé à 64 m ; à Banizoumbou, les multiples pompages d'essai réalisés dans la station expérimentale (OFEDES, 1988) permettent d'estimer la porosité efficace à 15%. Alors que la transmissivité estimée à Banikane et Banizoumbou est identique, proche de 1.10^{-3} $m^2.s^{-1}$, la différence des porosités efficaces est de plus d'un ordre de grandeur (1% *vs* 15%), le tout sur une distance inférieure à 10 km (localisation Fig. III-2-2). Ceci illustre de nouveau la forte variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère.

Une autre approche de la porosité efficace a été possible sur deux autres sites où seules des transmissivités ont pu être calculées par pompage, les puits d'observation étant trop éloignés pour être influencés pendant la durée de l'essai (Barkiawal Béri et Hamdallay). Sur ces deux sites, des fluctuations piézométriques sont mesurées depuis 1994 en plusieurs points, dont l'amplitude saisonnière est fonction de la distance à une zone de recharge localisée (Fig. III-1-10). Une modélisation hydrodynamique des fluctuations piézométriques permet d'estimer la valeur locale de la diffusivité (T/S) à partir de l'équation suivante (*in*, *e.g.*, Dieng *et al.*, 1990) :

$$h(x,t) = h_0 \, \mathrm{erfc} \, [x.(S/[4.T.t])^{1/2}]$$

où S et T représentent respectivement le coefficient d'emmagasinement et la transmissivité de l'aquifère, $h(x,t)$ la variation de niveau à une distance x du point à fluctuations imposées à un instant t après le début du signal, h_0 l'amplitude de la fluctuation et "erfc" la fonction erreur complémentaire. Les diffusivités T/S modélisées sont de 0,005 $m^2.s^{-1}$ à Barkiawal Béri et de 0,04 $m^2.s^{-1}$ à Hamdallay (Fig. III-2-11) ; les transmissivités obtenues par pompages d'essai sont respectivement de 1.10^{-4} et de 7.10^{-4} $m^2.s^{-1}$. Dans les deux cas, les porosités efficaces déduites sont de 2%.

Une autre estimation ponctuelle de la porosité efficace a été possible. Sur le site de Wankama, une modélisation hydrodynamique en deux dimensions de la recharge a permis d'estimer le coefficient d'emmagasinement de l'aquifère à 5% (Favreau, 1996).

Pour ces porosités efficaces modélisées, les incertitudes de la modélisation s'ajoutent aux imprécisions dans la mesure de la transmissivité, et les valeurs obtenues sont probablement encore plus approximatives que celles fournies directement par pompages d'essai. Elles sont cependant en cohérence avec celles mesurées à Banikane et Banizoumbou (*cf. supra*), et semblent indiquer que l'ordre de grandeur représentatif de l'aquifère est de quelques %. À l'échelle de l'ensemble de l'aquifère, ces estimations s'ajoutent à la porosité efficace de 1% obtenue en dehors de notre secteur, à l'extrême sud du Continental Terminal (*in* Greigert et Bernert, 1979).

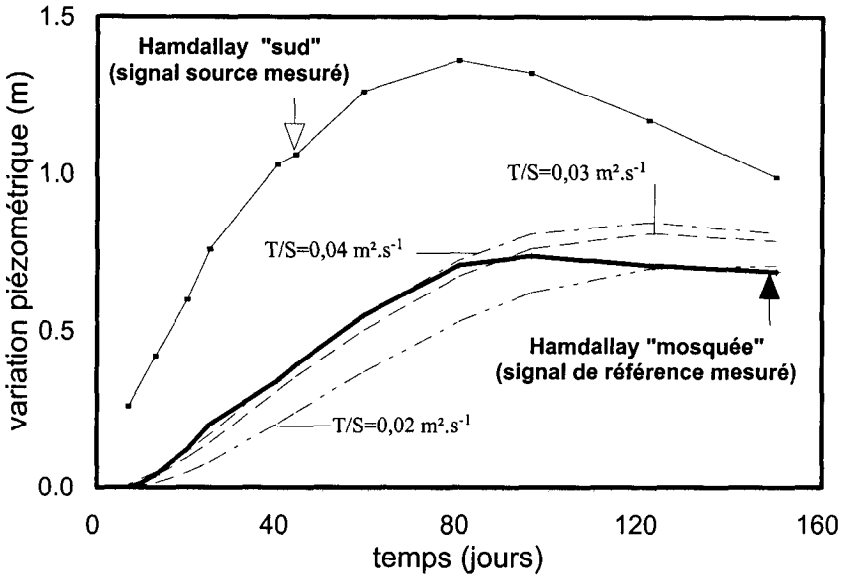


Figure III-2-11- Exemple de modélisation de la diffusivité en 1D à Hamdallay pour les fluctuations piézométriques saisonnières de 1997 (*d'après* Massuel, inédit). Le calage de la diffusivité T/S (0,04 $m^2.s^{-1}$) et l'estimation de la transmissivité (T) par pompage d'essai (7.10^{-4} $m^2.s^{-1}$) permettent de déduire une porosité efficace de l'aquifère (S) de 0,02.

III-2-3-2- Porosité totale

Les valeurs précédentes concernent la porosité efficace, estimée par essai de pompage ou par modélisation de la transmission des fluctuations piézométriques. La porosité totale de l'aquifère ne peut qu'être supérieure ; en milieu argileux par exemple, la porosité totale peut excéder de 20% la porosité efficace (*in* De Marsily, 1994). Une seule série d'estimations de la porosité totale a été effectuée sur un profil de la zone non-saturée de l'aquifère (Tab. III-2-1), au centre de la zone d'étude, à Kida Bazagaïzé (localisation Fig. III-2-2).

Les porosités totales mesurées sont comprises entre 25 et 36%, en cohérence avec la nature uniquement gréseuse de la roche analysée, mais sont d'un ordre de grandeur supérieures aux porosités efficaces estimées dans l'aquifère saturé. Ces porosités totales obtenues à partir d'un échantillonnage ponctuel doivent cependant être relativisées : nos observations dans d'autres puits, et les coupes de forages existantes montrent un forte variabilité lithologique de la zone non-saturée, avec souvent une proportion d'argile élevée. De plus, un examen visuel préliminaire a montré l'existence d'une fine macroporosité dans ces échantillons, dont la représentativité est difficile à estimer à l'échelle de

l'aquifère. Même si la porosité totale est supérieure aux porosités efficaces de quelques % précédemment estimées, ces valeurs de l'ordre de 20 à 30% obtenues sur des échantillons indurés sont probablement des surestimations de la porosité totale représentative de l'aquifère.

n° échantillon	profondeur (m)	volume (cm^3)	poids (g)	densité apparente[1]	porosité totale[2]
1	16,6	165,4	340,6	2,1	25,0
2	26,9	239,0	477,5	2,0	30,4 / 36,0
3	31,4	154,0	309,3	2,0	34,0 / 29,8
4	34,3	155,8	314,0	2,0	26,2
5	37,6	152,3	313,3	2,1	28,5
6	42,7	112,4	224,4	2,0	34,1 / 32,8

Tableau III-2-1- Densités apparentes et porosités totales des échantillons de grès du nouveau puits (1999) de Kida Bazagaïzé (2°34'80 E, 13°37'30 N). [1] : densité apparente de l'échantillon déshydraté. [2] : mesure par porosimétrie à mercure.

III-2-4- Gammes des estimations et incertitudes pour la modélisation

La description de l'aquifère, et l'estimation des perméabilités et des porosités représentatives avaient notamment pour but de contraindre leurs gammes de variation pour la modélisation de la dépression piézométrique. Les paramètres hydrodynamiques sont connus de manière très inégale. Si l'épaisseur de l'aquifère est estimée avec une précision de l'ordre du mètre, la nature continentale des dépôts, caractérisée par de nombreuses et brusques variations sédimentaires, empêche toute représentation interne de la stratigraphie du CT3. Au contraire de ce qui a pu être tenté (Duruz, 1996), il semble donc impossible, dans l'état actuel des connaissances, d'établir sur la zone d'étude une carte objective de la lithologie.

La variabilité spatiale de la perméabilité est à l'image de la variabilité lithologique. Les débits spécifiques des puits (de moins de 1 à plus de 20 $m^3.h^{-1}.m^{-1}$), les transmissivités estimées par pompages d'essai de quelques heures sur des forages (comprises entre 5.10^{-4} et 10^{-2} $m^2.s^{-1}$) et celles estimées par pompages prolongés dans des puits et forages (de 6.10^{-5} à 1.10^{-3} $m^2.s^{-1}$) montrent l'existence de variations d'au moins un à deux ordres de grandeur dans l'aquifère ; pour des épaisseurs saturées de 20 à 80 m, ces estimations sont équivalentes à une gamme de perméabilité de l'ordre de 10^{-6} à 10^{-4} $m.s^{-1}$.

La répartition statistique, dissymétrique vers les faibles valeurs, des nombreux débits spécifiques (50 à 60 mesures) suggère la dominance dans l'aquifère des zones à faible perméabilité. La répartition spatiale apparemment convergente des Qs et des quelques transmissivités fiables permet de proposer une délimitation possible des zones de perméabilité sur la zone d'étude (Fig. III-2-5 et III-2-10). Cependant, l'existence de fortes variations lithologiques verticales, le caractère localisé des estimations (pour les pompages effectués, les rayons d'influence ne dépassent pas 350 m) et le faible nombre d'essais de pompages de longue durée (une dizaine) relativisent cette répartition, qui reste du domaine de l'interprétation.

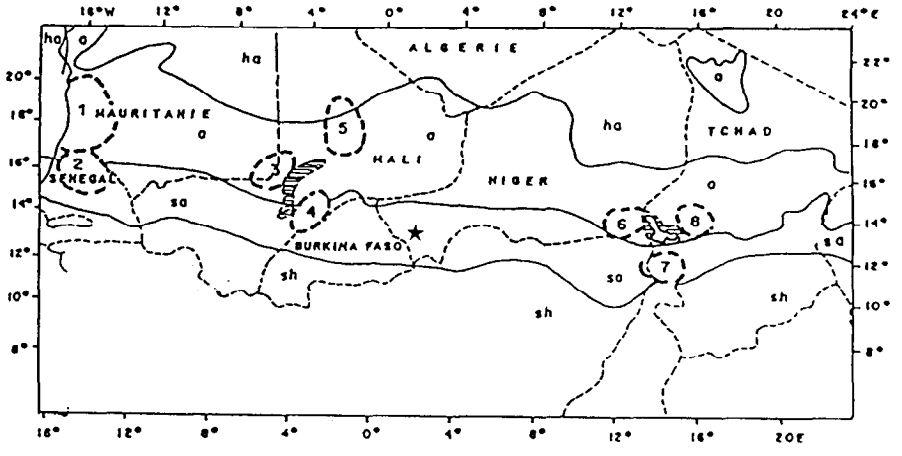
L'estimation des porosités n'est indispensable que pour une modélisation en régime transitoire. Les porosités efficaces sont peu nombreuses (2 mesurées, 3 modélisées) et varient entre 1 et 15%, en cohérence avec un aquifère majoritairement silto-sableux. La porosités totale de l'aquifère est nécessairement plus forte, même si la gamme de l'ordre de 20 à 30% obtenue sur un profil unique de la zone non-saturé paraît élevée et de représentativité incertaine.

III-3- ORIGINE ET MODÉLISATION DE LA DÉPRESSION

III-3-1- Les dépressions piézométriques au Sahel

Les dépressions piézométriques naturelles sont des structures hydrogéologiques singulières, circonscrites au domaine semi-aride en Afrique de l'ouest (Fig. III-3-1). Leur découverte date des années 1950, lors des premières investigations hydrogéologiques au Sahel (Degallier, 1954 ; Archambault, 1960). La plupart procèdent d'aquifères sédimentaires d'extension régionale et présentent des creux de plusieurs dizaines de mètres ; la dépression du Ferlo-Trarza, par exemple, s'étend sur près de 150 000 km^2 et possède des creux d'une quarantaine de mètres (Depagne, 1966 ; Dieng *et al.*, 1990). Ailleurs dans le monde en zone semi-aride, aucune structure naturelle de ce type ne semble avoir été mise en évidence.

L'origine et les implications hydrodynamiques de ces dépressions ont notamment été discutées *in* Aranyossy et Ndiaye (1993) et Dieng *et al.* (1990). Les différentes hypothèses conceptuelles de fonctionnement possibles sont présentées *infra* ("revue bibliographique", ch. III-3-2-2-1), et considérées sur notre zone d'étude pour le cas particulier de la dépression piézométrique du kori de Dantiandou.



Dépressions piézométriques :

1 : nappe de Trarza ; 2 : nappe du Ferlo ; 3 : Fossé de Nara ; 4 : Nappe du Gondo ;
5 : nappe de l'Azaouad ; 6 : nappe du Kadzell ; 7 : nappes des Yaérés ; 8 : nappes du Lac Tchad.

Figure III-3-1- Les principales dépressions piézométriques au Sahel (*d'après* Aranyossy et Ndiaye, 1993). ★ : localisation de la dépression piézométrique du kori de Dantiandou.

III-3-2- La dépression du kori de Dantiandou

Au sud-ouest du Niger, plusieurs dépressions piézométriques ont été mises en évidence dans l'aquifère phréatique du Continental Terminal (Boeckh, 1965, Fig. II-4-8). À notre connaissance, ces dépressions naturelles figurent parmi les plus petites et les moins profondes connues au Sahel : leur superficie est de l'ordre de 5 000 km^2, pour des creux d'une dizaine de mètres. Cependant, du fait de l'incertitude plurimétrique sur les nivellements (Boeckh, 1965) leur existence méritait d'être confirmée par des investigations supplémentaires.

La dépression piézométrique "du kori de Dantiandou" (Brodbeck, 1987 ; Leduc *et al.*, 1997) se situe entre le fleuve Niger et le dallol Bosso, approximativement à la latitude de Niamey (Fig. III-1-6). Depuis sa découverte, cette dépression a été l'objet de plusieurs travaux de qualité variable (Brodbeck, 1986–b, 1987 ; Ousseini, 1991 ; Schroeter, 1993 ; Duruz, 1996 ; Leduc *et al.*, 1997). Initialement révélée à partir d'une quinzaine de points nivelés, son existence a été confirmée par des nivellements barométriques sur une cinquantaine de points (± 4 m, Brodbeck, 1986-b), et surtout par une soixantaine de nivellements de précision au GPS différentiel ou au niveau optique (± 0,2 m, Leduc et Lenoir, 1995). Dans le cadre de cette thèse, le nivellement d'une soixantaine de points supplémentaires (ch. III-1-1-1-3) a permis de préciser sa morphologie.

III-3-2-1- Caractéristiques hydrodynamiques

Les caractéristiques hydrodynamiques de la dépression ont été décrites dans les chapitres précédents (ch. III-1 et III-2). Les plus importantes du point de vue de son origine et de son fonctionnement concernent les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère (perméabilité, limites du réservoir) et les flux (processus, localisation et estimations de la recharge).

III-3-2-1-1- Limites et perméabilité de l'aquifère

L'aquifère de la dépression est constitué principalement du Continental Terminal 3, une formation sédimentaire tertiaire sablo-silteuse à forte variabilité verticale et latérale de la lithologie. Les limites de la dépression n'apparaissent pas d'ordre géologique : le CT3 se poursuit sans discontinuité au nord et au sud, et le biseautage stratigraphique vers l'ouest se produit à plus de 40 km au-delà des limites piézométriques de la dépression ; vers l'est, le dallol Bosso constitue une limite apparente, mais le remplissage alluvial d'origine quaternaire n'entaille que les 20 à 30 premiers mètres du CT3. Verticalement, le mur de l'aquifère est constitué d'une couche régulière d'au moins une dizaine de mètres d'argiles imperméables, qui empêche toute drainance de la nappe phréatique avec les aquifère captifs

sous-jacents (Fig. II-4-7).

L'existence des dépressions piézométriques implique des flux latéraux limités, et donc des perméabilités de l'aquifère faibles (Depagne, 1966 ; Dieng *et al.*, 1990 ; Aranyossy et Ndiaye, 1993 ; Leduc *et al.*, 1997). Les estimations obtenues sur la zone d'étude sont en accord avec ce postulat. Les débits spécifiques des puits sont faibles, en médiane de l'ordre de 3,5 $m^3.h^{-1}.m^{-1}$; les transmissivités obtenues par essais de pompage de longue durée sont également mauvaises, avec des valeurs comprises entre 6.10^{-5} et 1.10^{-3} $m^2.s^{-1}$ (ch. III-2-2). Pour des épaisseurs saturées de l'aquifère comprises entre 20 et plus de 60 m, ces chiffres équivalent à des perméabilités de l'ordre de 10^{-6} à 10^{-4} $m.s^{-1}$. Certaines parties de la zone d'étude présentent des particularités : en bordure ouest du dallol Bosso, les mesures disponibles suggèrent l'existence d'une zone allongée dont la perméabilité est dans la gamme inférieure des estimations (Fig. III-2-5) ; dans le dallol en revanche, les alluvions épaisses de 20 à 30 m présentent des débits spécifiques élevés, compris entre 6,7 et 37,5 $m^3.h^{-1}.m^{-1}$, et délimitent un secteur à plus forte perméabilité.

III-3-2-1-2- Recharge et régime transitoire de la nappe

L'hydrodynamique et les processus de recharge de l'aquifère ont été détaillés dans le chapitre III-1 ("piézométrie"). Les suivis hydrodynamiques de la nappe mettent en évidence un processus de recharge rapide et indirect, après accumulation des eaux de ruissellement dans les bas-fonds topographiques. Le fractionnement hydrologique du paysage en une multitude de bassins versants induit une large dispersion spatiale des points d'infiltration (Fig. III-1-7), qui restent difficiles à inventorier de manière exhaustive. Outre cette forte hétérogénéité spatiale, la variabilité interannuelle de l'infiltration est également importante. Sur la plupart des sites de recharge, les volumes infiltrés sont liés aux caractéristiques de l'hivernage, et des variations de la recharge d'un ordre de grandeur d'un année à la suivante sont fréquentes (ch. III-1-1-5-2).

À plus long terme, la variabilité temporelle de la recharge s'exprime aussi par une hausse interannuelle de la piézométrie. Les niveaux actuels sont les plus hauts jamais enregistrés, en moyenne de 3,5 m depuis le début des années 1960, mais localement de plus de 10 m. En conséquence, la morphologie de la dépression est en évolution constante depuis plusieurs décennies (Fig. III-1-28) et témoigne d'un régime transitoire de la nappe. À partir de l'évolution de la dépression sur la dernière décennie (Fig. III-1-19), la hausse interannuelle récente peut être estimée à + 0,20 $m.an^{-1}$. En considérant des porosités totales de l'aquifère de l'ordre de 10 à 25%, cette hausse moyenne correspond à une recharge d'au moins 20 à 50 $mm.an^{-1}$ (ch. III-1-1-6-3). La compatibilité de cette recharge actuelle avec

l'existence d'une dépression piézométrique sur la zone d'étude est évaluée ci-dessous.

III-3-2-2- Hypothèses conceptuelles de fonctionnement

III-3-2-2-1- Revue bibliographique

Plusieurs hypothèses sur l'origine des dépressions piézométriques sahéliennes ont été invoquées (résumées *in e.g.* Aranyossy et Ndiaye, 1993).

Une surexploitation locale de la nappe pourrait être à l'origine de certaines dépressions, qui seraient alors artificielles. Au Sahel, cette hypothèse est infirmée par la faiblesse de l'exploitation au regard des réserves disponibles. Sur la zone d'étude, cette explication paraît d'autant moins recevable que l'exhaure est uniquement manuelle. Sur un secteur représentatif de 400 km^2, Leduc et Loireau (1997) estiment les prélèvements anthropiques à 0,3 $mm.an^{-1}$ sur la période 1993-1995 ; compte tenu de l'accroissement démographique sur les dernières décennies (ch. II-1), les prélèvements dans les années 1960 devaient être encore plus faibles, proches de 0,1 $mm.an^{-1}$. Ces valeurs sont de deux ordres de grandeur inférieurs aux estimations de la recharge récente (ch. III-1-1-6-3).

Une drainance descendante pourrait être localement invoquée, mais cette hypothèse ne fait que déplacer le problème vers les aquifères sous-jacents. Au Sahel où les paysages sont plutôt plats, cette explication est difficilement envisageable. Sur notre zone d'étude cette hypothèse est invalidée par l'existence en profondeur de nappe captives localement artésiennes, en charge de 5 à 40 m par rapport à la nappe phréatique (ch. II-4-2-2).

Une subsidence active ou un rejeu structural récent sont deux causes géologiques possibles. Au Sahel où l'activité tectonique est peu marquée (ch. II-4-1-1), ces explications sont peu susceptibles d'être à l'origine de la totalité des dépressions. Sur notre zone d'étude où le biseautage stratigraphique est régulier et où les formations sédimentaires en voie de démantèlement depuis le Pliocène (ch. II-4-1-3), une origine structurale n'est pas envisageable.

L'hypothèse d'un réajustement hydrodynamique lent à partir d'un potentiel de surface fluctuant a été évoquée par Depagne (1966) pour les nappes de la bordure Atlantique, et modélisée avec vraisemblance par Dieng *et al.* (1990). Près de Niamey, le fleuve Niger constitue le seul élément hydrologique régional à fluctuations rapides ; l'hypothèse d'un réajustement lent de la nappe suite à une fluctuation majeure du débit est cependant caduque, car le fleuve érode le socle et ne peut en aucun cas

alimenter l'aquifère sédimentaire du Continental Terminal (Fig. I-2-1).

Une reprise évapotranspiratoire au centre des dépressions a été évoquée dès l'origine comme une cause possible par Archambault (1960) et modélisée avec vraisemblance par Aranyossy et Ndiaye (1993). À l'échelle de la bande sahélienne, cette hypothèse aurait l'avantage de fournir une explication générale, liée au climat semi-aride. Sur notre zone d'étude, du fait des profondeurs souvent importantes de la nappe sous le sol (en moyenne de 30 à 40 m), la reprise évapotranspiratoire à partir de la nappe ne peut qu'être réduite (*cf. infra*) et implique de très faibles flux de recharge, aussi bien verticaux que latéraux. Bien que retenue par Brodbeck (1987) et Leduc *et al.* (1997) comme la seule possible, cette hypothèse n'est pas accréditée par l'hydrodynamique actuelle de la nappe. L'axe de la dépression se situe parfois sous les plateaux, à plus de 70 m sous la surface du sol. De plus, là où la dépression coïncide avec la vallée sèche du kori de Dantiandou, les mares constituent des aires de recharge importantes (Desconnets *et al.*, 1997), peu compatibles avec un flux évapotranspiratoire dominant.

L'hydrodynamique actuelle de la dépression du kori de Dantiandou apparaît donc incompatible avec toutes les causes évoquées. Seule, la prise en compte du régime transitoire de la nappe depuis plusieurs décennies permet d'envisager la reconstitution d'un fonctionnement hydrodynamique cohérent, mais révolu, par évapotranspiration préférentielle au centre de la dépression.

III-3-2-2-2- Évapotranspiration à partir de la nappe

Le schéma conceptuel lié à une reprise évapotranspiratoire suppose l'existence d'un déficit [infiltration - évapotranspiration] au centre de la dépression. Sur la zone d'étude où la recharge s'effectue de manière ponctuelle, ce déficit peut exister partout en dehors des aires de recharge. La création d'une nappe déprimée nécessite cependant l'existence d'une zone continue où l'évapotranspiration domine. En milieu semi-aride, en tenant compte de plusieurs travaux théoriques et expérimentaux (Barnes et Allison, 1983 ; Thorburn *et al.*, 1992) Coudrain-Ribstein *et al.* (1998) ont montré que l'évaporation d'une nappe phréatique était principalement dépendante de l'épaisseur de la zone non saturée. En parallèle, de nombreuses études prouvent que la transpiration végétale peut s'effectuer à partir d'une extraction racinaire directement dans la nappe, d'intensité croissante en fonction de la proximité de la nappe sous le sol (Le Maitre *et al.*, 1999, et *infra*).

Le kori de Dantiandou est une vallée sèche où la nappe se rencontre à faible profondeur, entre 25 m au nord de la zone d'étude et quelques mètres au sud (ch. II-3-1). Actuellement, la dépression n'est pas exactement centrée sur la vallée sèche, mais la reconstitution de sa morphologie montre que dans les

années 1960, où la nappe était proche de l'équilibre (ch. III-1-2-3), l'axe de la dépression piézométrique se superposait à celui du kori (Fig. III-3-2). Celui-ci était alors recouvert d'une savane arborée quasi-naturelle, avec parfois de véritables forêts-galeries dans l'axe du bas-fond (Aubréville, 1936, et photographies IGN de 1950). Ces observations concordantes suggèrent qu'à cette période sous couvert végétal quasi-climacique, la dépression piézométrique était entretenue par une évapotranspiration préférentielle dans l'axe du kori.

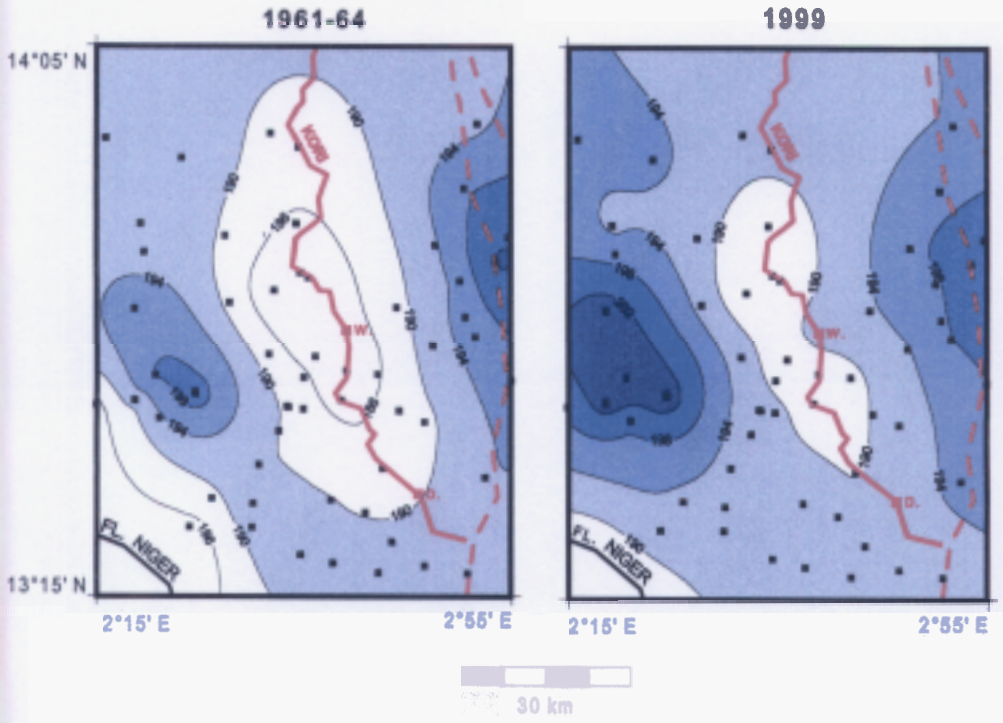


Figure III-3-2- Carte piézométrique de la dépression en 1961-64, et avec exactement les mêmes points en 1999. W. : Wankama, D. : Dantiandou (*cf.* Fig. III-3-3). La bonne superposition du kori et de la dépression dans les années 1960 n'est pas due à des données moins nombreuses (en tiretés rouges à l'est, le dallol Bosso).

Plusieurs études isotopiques expérimentales, basées sur le modèle de Barnes et Allison (1983) ont permis d'estimer l'évaporation directe à partir d'une nappe phréatique en zone semi-aride ou aride. Par exemple, au nord du Niger, l'évaporation à partir de la nappe a été estimée à 10 $mm.an^{-1}$ sous 2 m de zone non-saturée (Aranyossy *et al.*, 1992) et dans les alluvions du fleuve près de Niamey, l'évaporation est de l'ordre de 7 $mm.an^{-1}$ sous 5 m de couvert argilo-sableux (Taupin *et al.*, 1991). Sur la zone d'étude, sur deux sites non-infiltrants où la nappe se situe à 20 m de profondeur, l'évaporation supposée en régime permanent a été estimée entre 1 et 3 $mm.an^{-1}$ (Plain, 1999).

Coudrain-Ribstein *et al.* (1998) ont généralisé de nombreux résultats ponctuels obtenus à l'échelle

globale en montrant qu'en zone aride ou semi-aride, l'évaporation d'une nappe libre pouvait s'exprimer par l'expression :

$$q = 71{,}9\ z^{-1{,}49}$$

avec q le flux évaporé en $mm.an^{-1}$, et z la profondeur de la nappe en mètres sous le sol. Pour la gamme des profondeurs sur la zone d'étude, les valeurs d'évaporation sont les suivantes (Tab. III-3-1) :

profondeur (m)	2	5	10	15	20	25	30	40	60	75
évaporation ($mm.an^{-1}$)	26	6,5	2,3	1,3	0,8	0,6	0,5	0,3	0,2	0,1

Tableau III-3-1- Valeurs de l'évaporation d'une nappe libre en milieu aride ou semi-aride en régime permanent (*d'après* Coudrain-Ribstein *et al.*, 1998).

Ces valeurs d'évaporation seront considérées en fonction de la profondeur estimée des différentes mailles du modèle hydrodynamique de la dépression (*cf. infra*, ch. III-3-3).

En parallèle au simple flux évaporatoire, la transpiration est une possibilité supplémentaire d'exfiltration à partir de la nappe. En milieu semi-aride, de nombreuses études font état d'espèces arborées pouvant extraire l'eau de la nappe à plusieurs dizaines de mètres de profondeur (*e.g. Boscia sp.*, 68 m, *Acacia sp.*, 60 m, *Prosopis sp.*, 53 m, *in* Canadell *et al.*, 1996). Au Niger, l'exemple le plus connu de survie grâce à une sollicitation des réserves de la nappe est celui de l'arbre du Ténéré (*Acacia tortilis*), où la nappe se situait à 31 m de profondeur (Lhote, 1961). Sur la zone d'étude, les puisatiers interrogés rapportent l'existence de racines vivantes d'*Acacia albida* jusqu'à plus de 40 m de profondeur.

Les études menées en milieu semi-aride montrent que la sollicitation des eaux de la nappe est fonction de l'espèce, de la disponibilité en eau dans le sol, et surtout de la profondeur à la zone saturée (*e.g.*George *et al.*, 1999 ; Brunel et Williams, 2001). Au Niger, l'arbuste le plus répandu, *Guiera senegalensis,* ne puise l'eau que dans les premiers mètres du sol (Brunel *et al.*, 1997 ; Gaze *et al.*, 1998) ; en revanche, l'arbre coupe vent *Azadirachta indica* puise l'essentiel de ses besoins en eau dans la nappe lorsque celle-ci est à 6-8 m de profondeur dans les vallées, mais n'utilise que l'eau du sol lorsque la nappe est à 35 m de profondeur (Smith *et al.*, 1997). Sur la zone d'étude, la transpiration des végétaux à partir de la nappe à l'aplomb des plateaux et des glacis, où la nappe est à plus de 40 m, est probablement nulle ou négligeable. Dans le kori de Dantiandou et les vallée tributaires où la nappe est comprise entre 25 m et la surface du sol, la strate arborée doit puiser une partie de ses besoins en eau directement dans la nappe au cours de la saison sèche.

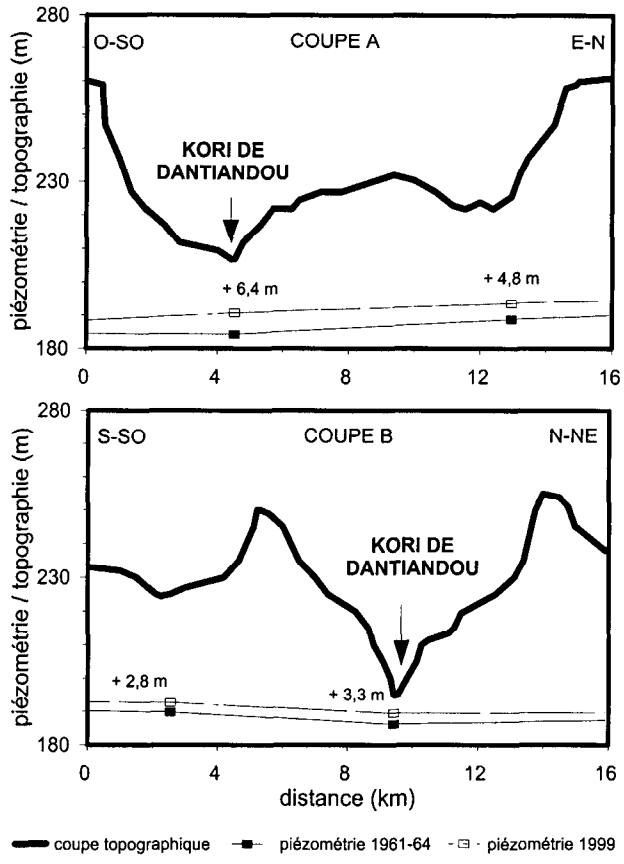


Figure III-3-3- Exemples de coupes topographiques et piézométriques à travers la vallée du kori de Dantiandou (A, au niveau de Wankama ; B, à 5 km au nord de Dantiandou, *cf.* Fig. III-3-2).

Plusieurs quantifications récentes permettent d'estimer l'importance de la transpiration à partir de la nappe en milieu semi-aride. En Australie, Cramer *et al.* (1999) citent des valeurs de flux transpirés à partir de la nappe de 100 à 400 mm.an^{-1} pour deux sites expérimentaux de 300 à 1 000 arbres.ha^{-1} où la nappe est entre 1,5 et 3 m de profondeur ; à l'ouest du pays, Marshall *et al.* (1997) évaluent ces flux de l'ordre de 1 100 mm.an^{-1} pour un peuplement d'*Eucalyptus camaldulensis*, où la nappe est à environ 1 m. Au Pakistan, Khanzada *et al.* (1998) estiment la transpiration à partir de la nappe supérieure à 1 000 mm.an^{-1} sur un site à *Acacia nilotica* à forte densité arborée (canopée fermée), où la nappe se situe entre 1,5 et 3 m sous le sol. En Afrique de l'ouest au Burkina-Faso, Roupsard *et al.* (1999) obtiennent des valeurs de transpiration à partir de la nappe de l'ordre de 37 mm.an^{-1} pour un peuplement d'*Acacia albida* (24 arbres.ha^{-1}) où la nappe se situe à 7 m de profondeur. Pour l'aquifère étudié, la nappe est en majorité nettement plus profonde (jusqu'à 25 m dans l'axe du kori de Dantiandou, en moyenne de 30 à 40 m sur l'ensemble du paysage) et les références manquent encore pour apprécier l'importance des prélèvements transpiratoires à ces profondeurs. Les chiffres des études de cas citées semblent cependant indiquer qu'en

zone semi-aride, lorsqu'elle existe, la reprise transpiratoire à partir de la nappe peut multiplier l'exfiltration par un facteur 10 par rapport à la seule évaporation (*cf. supra*, Tab. III-3-1). Sur la zone d'étude, l'évapotranspiration potentielle élevée (2 500 mm.an^{-1}, ch. II-2-1-2), la forte densité arborée dans les bas-fonds et la faible minéralisation de la nappe (ch. IV-1-2) sont des facteurs favorables à la transpiration ; cependant, l'axe du kori où la nappe est la moins profonde reste limitée à une bande de 200 à 500 m de large (Fig. III-3-3).

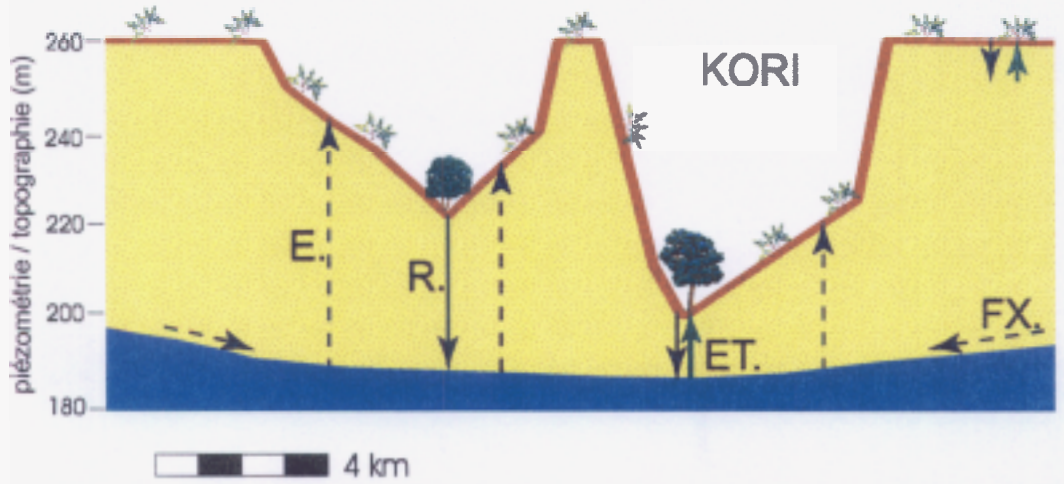


Figure III-3-4- Schéma conceptuel du fonctionnement hydrodynamique de la dépression piézométrique du kori de Dantiandou en régime permanent, dans les années 1960. E. : évaporation, R. : recharge occasionnelle, ET. : évapotranspiration, FX : flux latéral équilibrant.

La figure III-3-4 présente le modèle conceptuel de fonctionnement hydrodynamique de la dépression en régime permanent, au début des années 1960. À une évaporation sur l'ensemble du paysage ("E"), dont l'intensité est fonction de la profondeur de la nappe, s'ajoute une transpiration dominante dans l'axe du kori et les vallées sèches adjacente ("ET"), où la strate arborée est relativement dense. Ces flux d'exportation sont compensés par des recharges localisées ("R") dans les points bas du paysage, et par de faibles flux latéraux ("FX"). Ce schéma conceptuel est testé *infra* par modélisation hydrodynamique (ch. III-3-3).

III-3-3- Modélisation hydrodynamique de la dépression

La dépression piézométrique du kori de Dantiandou est en hausse depuis les années 1950-60 et sa présence témoigne de conditions de recharge naturelles, mais révolues. En suite logique au schéma conceptuel de fonctionnement proposé (Fig. III-3-4), l'objectif de la modélisation est de tester la

cohérence hydrodynamique d'une origine par évapotranspiration préférentielle au centre de la dépression. En parallèle, une estimation contrainte des flux de recharge équilibrants est recherchée. La modélisation est donc effectuée en régime permanent, avec pour référence la piézométrie reconstituée pour les années 1961-64.

Le programme de modélisation utilisé est "MODFLOW", développé par l'USGS (McDonald et Harbaugh, 1988). Ce logiciel largement utilisé dans le monde a l'avantage de la robustesse et de la fiabilité ; dans la version utilisée ici, il est incorporé dans l'environnement "Visual Modflow" (Waterloo Hydrogeologic, 1999). Les calculs sont basés sur les principes fondamentaux de l'hydraulique souterraine en milieu poreux (loi de Darcy, équation de continuité) et peuvent représenter des écoulements monophasiques dans des systèmes multicouches. L'équation de diffusivité aux dérivées partielles est résolue par une approche aux différences finies, l'aquifère étant discrétisé en mailles rectangulaires de tailles variables. La piézométrie calculée au centre de chaque maille tient compte des paramètres hydrodynamiques (conductivité hydraulique, porosité), des conditions aux limites (potentiel ou flux imposé, possible liaison avec un réseau hydrographique, etc.) et des conditions de recharge (infiltration, évapotranspiration, éventuels pompages). Les hypothèses fondamentales du modèle, comme par exemple des gradients hydrauliques faibles et la continuité hydraulique de l'aquifère, sont vérifiées pour la nappe phréatique du Continental Terminal sur la zone d'étude.

III-3-3-1- Géométrie de la zone modélisée

III-3-3-1-1- Limites horizontales

La nappe phréatique du Continental Terminal s'étend sur 150 000 km^2 au sud-ouest du Niger (Fig. II-4-8) ; malgré la continuité hydraulique de la nappe, il est inutile de modéliser un ensemble aussi vaste alors que l'objectif se restreint à l'étude de la dépression piézométrique du kori de Dantiandou, dont l'extension est près de vingt fois plus faible. La zone modélisée figure un rectangle tronqué aux angles, de dimensions 74 km en est-ouest et 92 km en nord-sud, pour une superficie proche de 6 500 km^2 ; la dépression piézométrique est entièrement comprise dans les limites de ce secteur (Fig. III-3-5). Certaines limites retenues correspondent à des grands traits morphologiques. Ainsi à l'est, le dallol Bosso est une limite à piézométrie élevé où la nappe est subaffleurante, avec un aquifère - alluvions quaternaires épais de 20 à 30 m - en partie différent du Continental Terminal ; la continuité hydraulique latérale de la nappe est cependant assurée. À l'ouest, la limite retenue est proche du kori de Ouallam, dont l'origine est identique à celle du kori de Dantiandou et qui semble influencer les écoulements souterrains. Dans l'angle sud-ouest du domaine modélisé, le fleuve Niger érode le socle et représente un drain naturel de la nappe

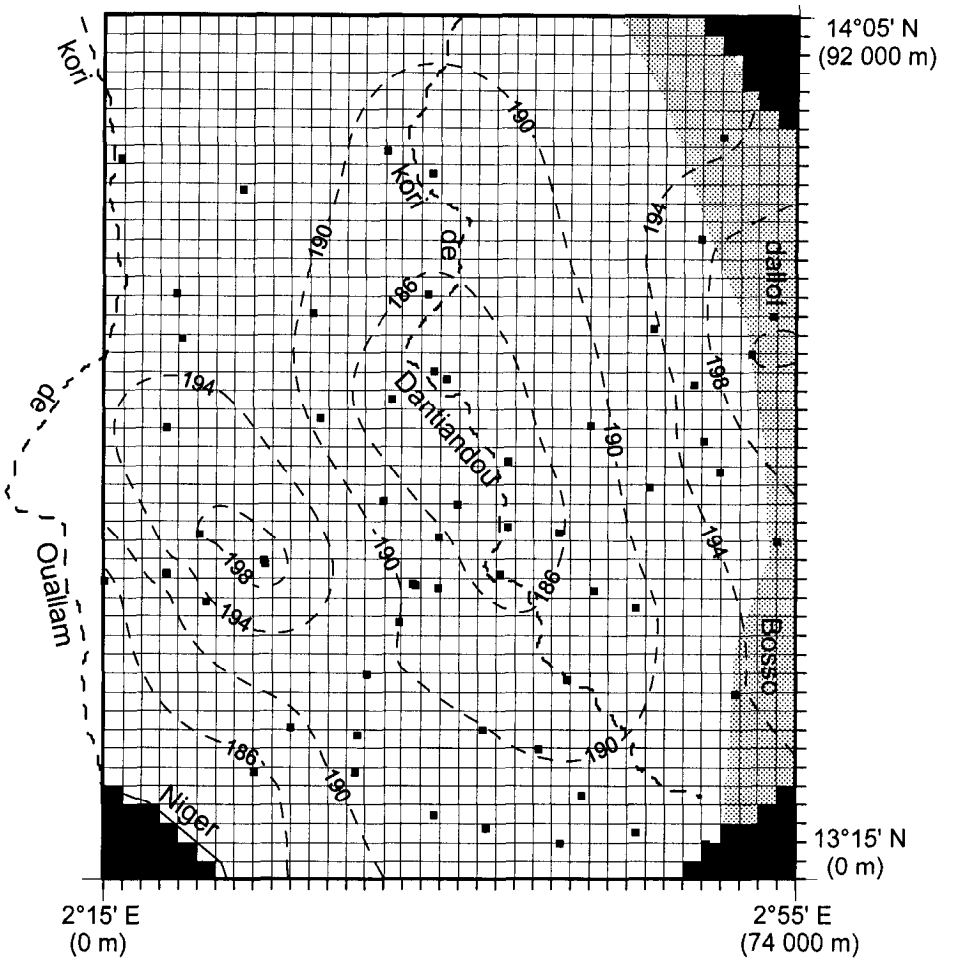


Figure III-3-5- Aspect du maillage défini pour la modélisation. En tireté, la piézométrie reconstituée pour le début des années 1960, considérée comme représentative du régime permanent (*cf.* Fig. III-1-28 et III-1-30). Les mailles noircies sont inactives dans le modèle.

(ch. III-3-2-2-1). Les autres limites retenues ne se marquent pas dans le paysage et sont plus arbitraires ; au nord et au nord-est ainsi qu'au sud et au sud-est, les limites ont été définies pour coïncider avec de probables limites à flux nuls ou correspondent à des gradients hydrauliques faibles, de l'ordre de 0,2‰ (Fig. II-4-8 et III-1-6).

III-3-3-1-2- Limites verticales

La nappe phréatique est considérée comme libre sur l'ensemble du domaine ; la position exacte du toit de l'aquifère n'a donc pas d'importance dans le modèle. L'altitude du toit a été fixée uniformément à 260 m, celle des plateaux latéritiques sur la zone d'étude (Fig. III-3-4). Le mur de

l'aquifère est défini par le toit des argiles grises du CT2 (Fig. III-2-2) ; l'épaisseur saturée varie de quelques mètres près du fleuve, à plus de 60 m en bordure ouest du dallol Bosso (Fig. II-4-7). Conformément aux informations hydrogéologiques synthétisées dans le chapitre II-4-2, le mur représente une limite à flux nul, sans drainance ; en conséquence, l'aquifère est modélisé en système monocouche.

III-3-3-1-3- Maillage

Le secteur d'étude est divisé en mailles carrées de 2 x 2 km, identiques sur toute la zone modélisée (1 647 mailles). Un tel maillage a été établi en fonction de la précision attendue sur les résultats des calculs et en fonction de la densité des informations disponibles. Les niveaux piézométriques de référence sont constitués par une cinquantaine de mesures ponctuelles réparties uniformément sur la zone de la dépression (Fig. III-3-5). La précision du niveau statique déduit de ces mesures est variable, de l'ordre de 1 à 2 m (*cf.* ch. III-1-2-2). En accord avec les conditions d'application du modèle les gradients hydrauliques sont faibles, au maximum de 1‰ ; pour des mailles de 2 km de côté, la piézométrie modélisée au centre de chaque maille représente donc celle observée à ± 1 m près, une précision de l'ordre de celle des mesures disponibles. La perméabilité de l'aquifère n'a été quantifiée que par une dizaine de pompages d'essai fiables (ch. III-2-2-2), mais a pu être estimée de manière plus qualitative par une cinquantaine de mesures de débits spécifiques dans des puits sur toute la zone d'étude (Fig. III-2-5). La variabilité lithologique importante de l'aquifère limite cependant la représentativité spatiale des données ; les perméabilités ajustées sur chaque maille ne pourront donc être comparées que de manière indirecte ou statistique aux estimations disponibles.

III-3-3-2- Schéma hydrodynamique

Le schéma hydrodynamique de la modélisation est fondé sur les caractéristiques hydrogéologiques décrites *supra* pour les conditions de flux aux limites (Fig. III-3-5), et pour les conditions de flux internes, sur le schéma d'une évapotranspiration préférentielle à l'origine de la dépression (Fig. III-3-4).

III-3-3-2-1- Conditions de flux aux limites

Une seule maille à potentiel imposé, nécessaire aux calculs, est représentée ; elle a été placée à l'est, sur la maille correspondant à la piézométrie de référence la plus élevée (202 m, Fig. III-3-5) ; cette

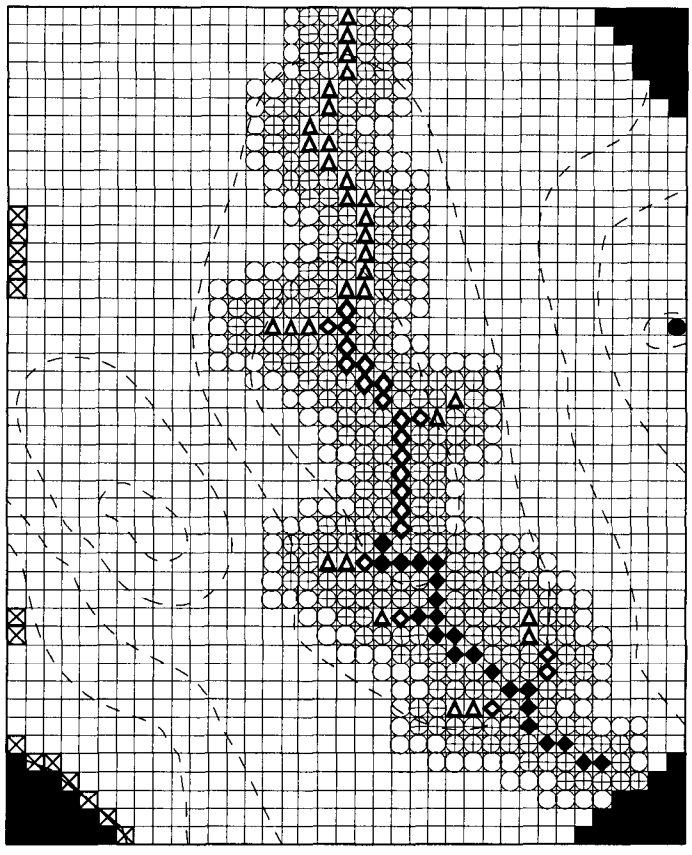


Figure III-3-6- Représentation spatiale des contraintes hydrodynamiques fixes du modèle. □ : mailles à recharge effective ; ○ : mailles à apport nul ; ⊕ : maille à flux d'évaporation seul ; Δ : -30 / -25 m, ◊ : -25 m / -15 m, ♦ : -15 m / -5 m, mailles à évapotranspiration dominante par ordre d'intensité croissante (kori de Dantiandou et tributaires). ●: maille à potentiel imposé ; ⊠ : mailles drainantes (fleuve et bordure du kori de Ouallam). Les courbes en tireté correspondent à la piézométrie de référence (*cf.* Fig. III-3-5).

localisation a l'avantage d'être en dehors de la dépression et de pouvoir représenter l'influence des flux en provenance du dallol Bosso (Fig. III-3-6). En fonctionnement naturel, il ne s'agit évidemment pas d'une zone à potentiel fixe mais simplement d'une zone d'apport depuis le dallol. Au cours des différents tests de sensibilité, il devra être vérifié que les flux entrants par cette maille demeurent faibles vis-à-vis des flux de recharge régionaux imposés.

Trois zones à l'ouest et au sud-ouest ont été définies en condition de drain. En bordure du fleuve, des mailles drainantes représentent les sources de déversement au contact du socle (niveau 184 m). Plus au nord, des limites identiques figurent les conditions imposées par la proximité du kori de Ouallam (niveau à 187 m pour celles au sud, à 191 m pour les cinq plus au nord). Une même conductance de 400 $m^2.jour^{-1}$ a été choisie par défaut pour ces mailles drainantes ; la sensibilité du modèle à cette valeur est

discutée *infra* (ch. III-3-3-4).

Ailleurs et sur l'essentiel du domaine, *i.e.* sur une partie des limites est et ouest, au sud et au sud-est ainsi qu'au nord et au nord-est, les bordures du modèle correspondent à des conditions de flux nul, en accord avec les informations hydrogéologiques diponibles (ch. III-3-3-1).

III-3-3-2-2- Conditions de flux internes

L'existence et le maintien d'une dépression piézométrique fermée, en conditions naturelles, impliquent un solde infiltration - évaporation négatif dans une partie du domaine et des transferts horizontaux réduits (perméabilités faibles). Pour respecter ce schéma général, une recharge uniforme est appliquée sur l'ensemble du domaine, hormis sur la zone du kori de Dantiandou où un flux d'exfiltration est imposé. Dans les deux cas (recharge ou exfiltration), les flux modélisés représentent évidemment des soldes et non des valeurs brutes de l'infiltration ou de l'évapotranspiration. Dans la suite du chapitre et par commodité, ces termes désignent les bilans respectivement positifs et négatifs du modèle.

Dans la vallée du kori de Dantiandou et pour ses vallées tributaires, un flux sortant représentatif de l'évapotranspiration a été placé sur les mailles axiales, d'intensité décroissante lorsque les profondeurs à la nappe augmentent (Fig. III-3-6). Sur les versants, deux rangées de mailles (4 km) représentent un flux d'évaporation simple du fait de profondeurs à la nappe plus importantes (Fig. III-3-3). La transition avec les mailles à recharge uniforme s'effectue par une série de mailles à bilan nul (Fig. III-3-6).

III-3-3-2-3- Contraintes initiales

Des contraintes au modèle existent concernant les perméabilités de l'aquifère. La synthèse critique des données hydrodynamiques suggère que les perméabilités représentatives sont comprises entre 1.10^{-6} et 1.10^{-4} $m.s^{-1}$ (ch. III-2-4). Pour tenir compte du faible nombre des estimations fiables disponibles (une dizaine), la gamme de variation imposée dans le modèle a été étendue entre 1.10^{-6} et 1.10^{-3} $m.s^{-1}$. La délimitation de zones de perméabilité homogène a été effectuée d'après la répartition apparente des débits spécifiques et des transmissivités sur la zone modélisée (Fig. III-2-5 et III-2-10) ; elle a ensuite été affinée et complétée en fonction des variations du gradient hydraulique observées dans la nappe, ainsi qu'au cours du calage initial des perméabilités (ch. III-3-3-3).

Les contraintes sur les flux reposent sur la quantification de l'évapotranspiration dans la vallée

du kori. Du fait de la profondeur de la nappe - de 5 à 30 m dans l'axe de la vallée et davantage à distance (Fig. III-3-3) - les intensités sont nécessairement faibles : selon l'expression empirique reliant l'évaporation à la profondeur à la nappe décrite *supra* (ch. III-3-2-2-2), l'évaporation sur les versants serait de l'ordre de 0,1 à 1,3 $mm.an^{-1}$ pour des épaisseurs de zone non-saturée comprises entre 15 et 75 m (Tab. III-3-1). Dans l'axe du kori, l'évaporation correspond à des flux entre 0,5 et 6,5 $mm.an^{-1}$ pour des profondeurs de 5 à 30 m (Tab. III-3-1). L'extension latérale des mailles considérées (2 km) est cependant très supérieure à celle du "lit majeur" du kori, de 100 à 300 m de large du nord au sud (Fig. III-3-3). En conséquence, les flux d'évaporation déduits pour les mailles axiales sont potentiellement inférieurs, de l'ordre de 0,3 à 1,0 $mm.an^{-1}$. Dans l'axe du kori, les flux sont augmentés de la transpiration végétale, par sollicitation directe des eaux de la nappe ; la revue bibliographique effectuée pour les milieux semi-arides (ch. III-3-2-2-2) suggère que ce processus est capable de multiplier l'exfiltration par un facteur 10 par rapport au simple flux évaporant. Dans l'axe du kori, la transpiration rend donc possible des exfiltrations jusqu'à 10 $mm.an^{-1}$ pour les mailles à évapotranspiration dominante (Fig. III-3-6).

L'estimation des flux de recharge constitue un des objectifs de la modélisation et n'est pas contrainte a priori dans le schéma hydrodynamique. Cependant, du fait de l'endoréisme de la zone modélisée et du nécessaire équilibre du bilan hydrique, la recharge est directement dépendante de l'exfiltration. Dans le modèle, la part relative des mailles en évapotranspiration représente près de 30% de celles à recharge effective (Fig. III-3-6) ; la recharge sur les mailles infiltrantes doit donc être de l'ordre du $mm.an^{-1}$ pour les flux d'exfiltration considérés. Cette valeur est appliquée en première approche de la modélisation.

III-3-3-3- Résultats de la modélisation

La modélisation a été effectuée pour une recharge régionale de 1 $mm.an^{-1}$ sur les mailles infiltrantes ; les flux d'évapotranspiration considérés sont respectivement de -4, -6 et -8 $mm.an^{-1}$ dans l'axe du kori, et sur les versants de -2 $mm.an^{-1}$ en évaporation (Fig. III-3-6). La perméabilité a été ajustée dans chaque zone pour minimiser les écarts de la piézométrie modélisée avec les mesures ponctuelles de référence.

III-3-3-3-1- Calage de la perméabilité

Les perméabilités s'établissent entre 3.10^{-6} et 1.10^{-3} $m.s^{-1}$, pour une moyenne de $3,4.10^{-4}$ $m.s^{-1}$ (médiane de $3,9.10^{-5}$ $m.s^{-1}$). Les valeurs ajustées sont plus élevées près du fleuve et en bordure nord-ouest,

ainsi que dans la partie sud du dallol Bosso et au centre de la dépression (de 10^{-4} à 10^{-3} m.s^{-1}). Deux zones montrent des perméabilités plus faibles, comprises entre 10^{-6} et 10^{-5} m.s^{-1} : à l'ouest, sur un secteur d'une cinquantaine de mailles à l'emplacement du dôme piézométrique à 198 m (*cf.* Fig. III-3-5) ; à l'est sur près de 150 mailles, sur un secteur allongé entre la dépression et le dallol Bosso (Fig. III-3-7).



Figure III-3-7- Répartition spatiale des perméabilités ajustées pour le modèle de recharge de 1,0 mm.an^{-1}. En tireté, la piézométrie de référence.

En comparaison à la répartition des transmissivités et des débits spécifiques connus (Fig. III-2-5 et III-2-10), des différences apparaissent : par exemple le secteur nord-ouest modélisé avec une bonne perméabilité semble plutôt de médiocre productivité d'après les débits spécifiques estimés ; il est néanmoins modélisé avec un mur d'altitude élevée (170 à 180 m) et les fortes perméabilités sont peut-être une compensation à une sous-estimation locale de l'épaisseur mouillée. Dans l'ensemble la concordance est assez bonne entre les valeurs connues et celles ajustées. Le sud-ouest en bordure du fleuve, le dallol Bosso (présence de sables alluviaux plus grossiers que le Continental Terminal *s. s.*) et la partie centrale de la dépression montrent des débits spécifiques et des transmissivités plutôt élevés ; la présence d'une zone de faible perméabilité entre la dépression et le dallol est également suggérée par les estimations ponctuelles disponibles (Fig. III-2-5). La sensibilité de la piézométrie modélisée aux valeurs de la perméabilité est discutée *infra* (ch. III-3-3-4).

III-3-3-3-2- Calage de la piézométrie

La répartition spatiale de la piézométrie modélisée est représentée sur la figure III-3-8 ; dans l'ensemble, la morphologie de la dépression apparaît assez bien reconstituée. Pour certains décalages localisés, comme par exemple au nord de la dépression pour l'isopièze 190 m ou à l'est dans le dallol pour les isopièzes 194 m et 198 m, la distorsion apparente vis-à-vis de la piézométrie de référence s'avère liée au plus grand nombre de points calculés : la carte modélisée tracée pour les mailles correspondant aux seuls points d'observation ne montre plus ces mêmes divergences (Fig. III-3-8-B).

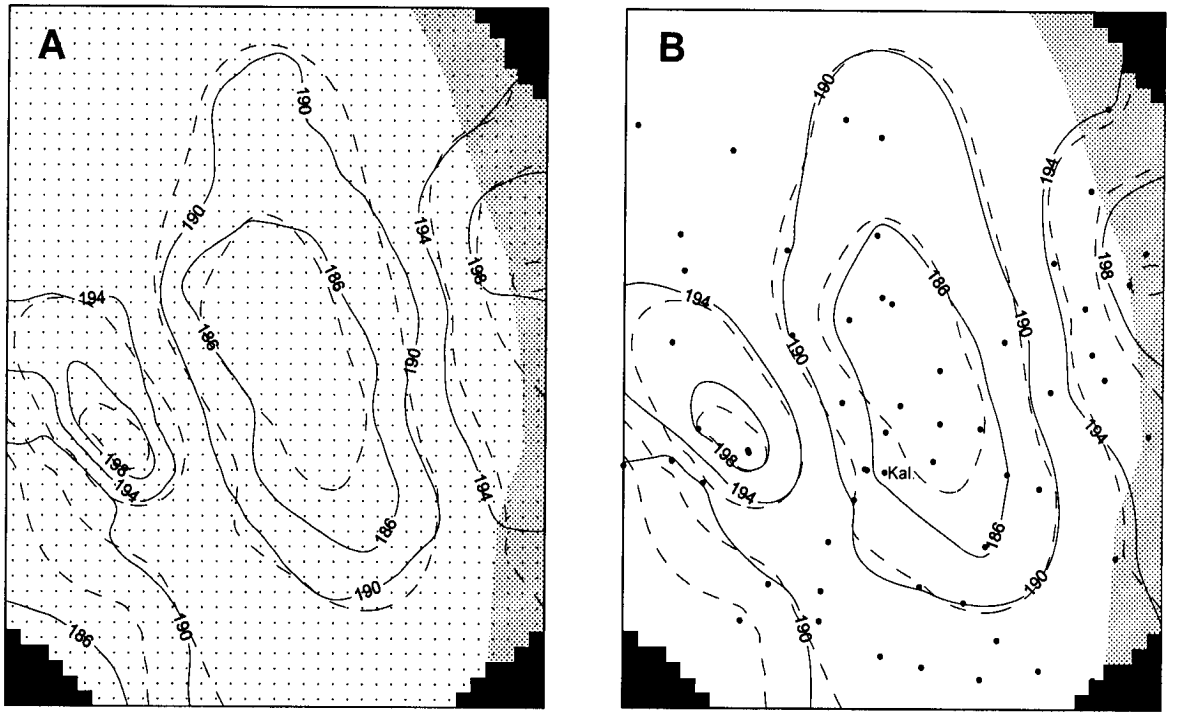


Figure III-3-8- Répartition spatiale modélisée de la piézométrie pour une recharge de 1,0 mm.an^{-1}. **A**, répartition reconstituée à partir de l'ensemble des piézométries modélisées (1647 mailles) ; **B**, répartition obtenue à partir des seules mailles correspondant aux mesures de référence (points en noir). Kal. : Kalassi. La piézométrie de référence est indiquée en tireté.

La figure III-3-9 illustre point par point les écarts entre la piézométrie observée et celle modélisée. Pour tous les points sauf un (Kalassi), la piézométrie calculée est identique à ± 2 m près à celle de référence ; la moyenne des valeurs absolues des écarts est de 0,9 m (0,7 m en médiane). Une telle concordance est acceptable pour des mesures ponctuelles du début des années 1960, représentatives à 1 ou 2 m près du niveau statique selon la date de mesure ou l'intensité des puisages (ch. III-3-3-1-3). Pour la piézométrie modélisée à Kalassi, inférieure de 3,5 m à la piézométrie de référence (Fig. III-3-9), une

erreur de mesure dans les années 1960 est possible ; un meilleur ajustement aurait cependant été obtenu en définissant des zones de perméabilité plus réduites, sans améliorer significativement la pertinence du modèle.

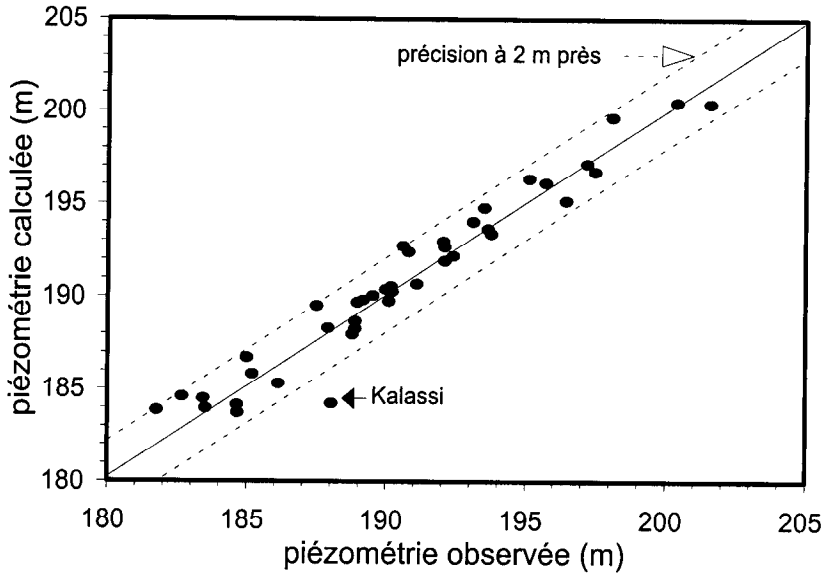


Figure III-3-9- Diagramme croisé piézométrie calculée *vs* piézométrie observée (41 points) pour une recharge régionale de 1,0 mm.an^{-1}. Hormis une mesure (Kalassi, *cf.* Fig. III-3-8-B), l'ajustement est obtenu pour tous les points à ± 2 m près.

zone considérée	flux (10^6 $m^3.an^{-1}$)	%
mailles de recharge (□)	+ 4,62	88
potentiel imposé (●)	+ 0,65	12
vallée du kori de Dantiandou (⊕, Δ, ◊, ◆)	- 3,75	71
drains du kori de Ouallam (⊠)	- 0,81	15
drains du fleuve (⊠)	- 0,71	14

Tableau III-3-2- Bilan hydrique des apports et des exportations dans le schéma hydrodynamique d'une recharge régionale de 1 mm.an^{-1} (*cf.* Fig. III-3-6). La recharge verticale et l'exfiltration dans la vallée du kori représentent respectivement 88% des apports et 71% des exportations, ce qui implique une faible importance des flux aux limites, en accord avec l'endoréisme supposé du système.

Le calcul du bilan hydrique modélisé permet de vérifier l'endoréisme de la dépression et de quantifier l'importance relative des apports (recharge et potentiel imposé) ou des exportations d'eau

(évapotranspiration, drainance). L'endoréisme de la zone modélisée s'avère vérifié, avec 88% des apports hydriques en provenance de la surface et 71% des exportations qui se produisent par évapotranspiration dans la vallée du kori (Tab. III-3-2).

Les contraintes initiales sur les paramètres du modèle (perméabilité et transmissivité, flux d'évapotranspiration, conditions aux limites) sont compatibles avec un processus d'évapotranspiration préférentielle à l'origine de la dépression piézométrique. Pour valider ce schéma conceptuel et contraindre l'estimation des flux de recharge équilibrants, un examen approfondi de la sensibilité du modèle au paramètres hydrodynamiques est cependant nécessaire.

III-3-3-4- Tests de sensibilité et validité du modèle

III-3-3-4-1- Variation des perméabilités et des drains

La sensibilité du modèle a d'abord été étudiée en conservant une recharge régionale de 1 $mm.an^{-1}$, mais en faisant varier localement la perméabilité puis la conductance des mailles drainantes.

Pour la sensibilité à la perméabilité, deux zones ont été testées en modifiant les valeurs ajustées de ± 20%. Ces deux zones s'opposent tant par leur valeur que par leur sensibilité : la première, de perméabilité $3,9.10^{-6}$ $m.s^{-1}$, se situe entre la dépression et le dallol et représente une zone sensible ; la seconde, de valeur 1.10^{-3} $m.s^{-1}$ est de moindre sensibilité et se situe au centre de la dépression (Fig. III-3-10). Pour la zone de faible perméabilité, les variations induisent des différences de ± 0,4 m sur les piézométries calculées, concentrées sur la zone modifiée ou sur sa bordure ouest (Fig. III-3-10-A). Des variations du même ordre autour de la valeur de 1.10^{-3} $m.s^{-1}$ pour la partie centrale de la dépression induisent des différences sur la piézométrie encore plus faibles, comprises entre -0,2 et +0,1 m (Fig. III-3-10-B). Ces calculs indiquent que la sensibilité du modèle aux valeurs de la perméabilité est bien sûr variable selon la zone considérée, mais reste toujours faible et influence peu la morphologie générale de la dépression telle qu'elle est modélisée.

Un autre test de sensibilité concerne la valeur de la conductance des mailles drainantes, initialement fixée à 400 $m^2.jour^{-1}$ (ch. III-3-3-2-1). Une variation de 1 à 2 de cette valeur (*i.e.* de 200 ou 800 $m^2.jour^{-1}$) ne modifie pas la répartition spatiale de la piézométrie de manière significative, excepté près de ces mailles (Fig. III-3-11). La variation des flux exportés par les mailles drainantes reste dans une gamme de ± 10% de la valeur initiale, et la part des flux exportés à l'échelle de l'ensemble de la zone modélisée reste identique (29% du total, Tab. III-3-2).

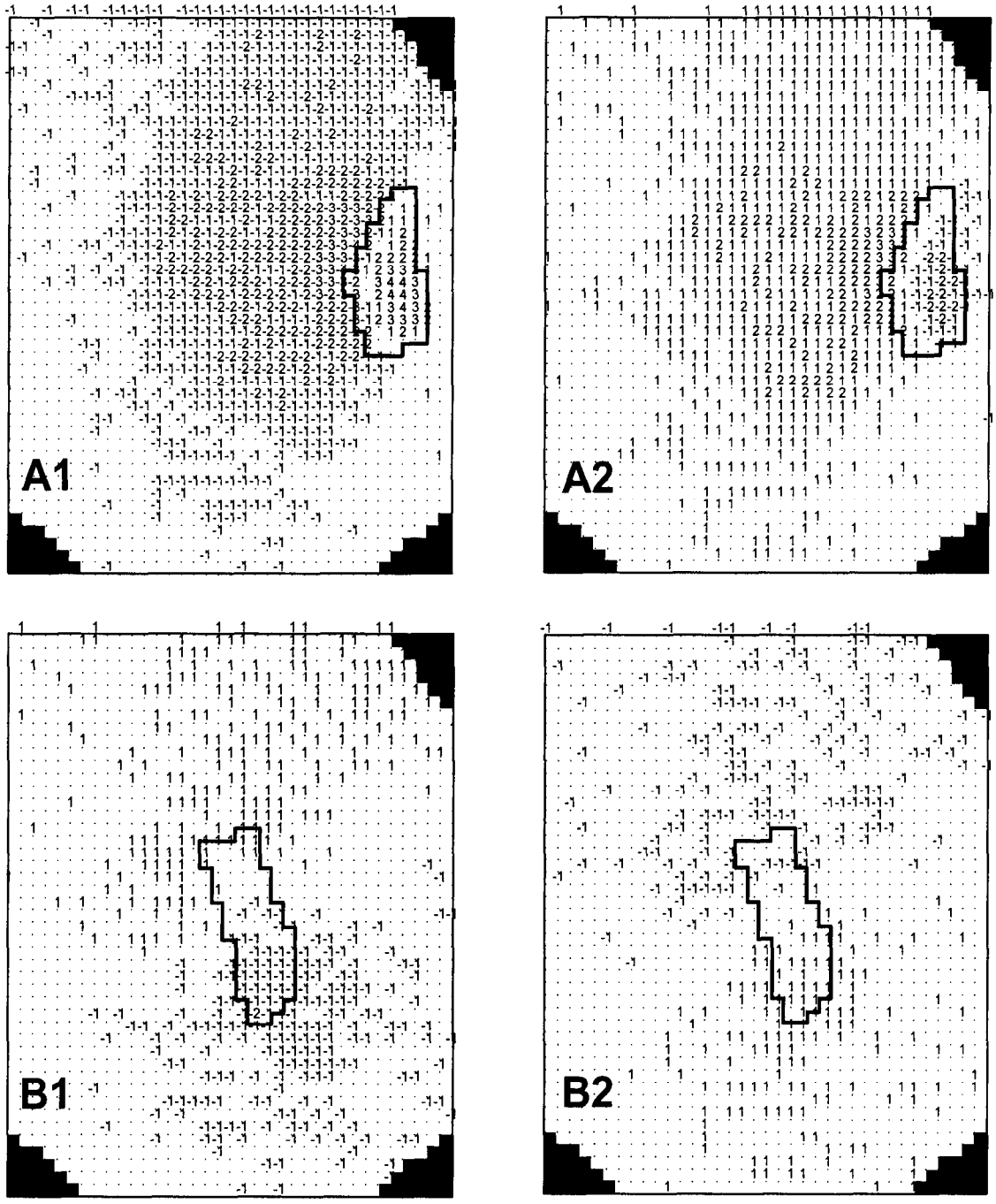


Figure III-3-10- Répartition spatiale des différences de piézométrie induites par des variations de perméabilité de ± 20% sur deux zone de sensibilités contrastées : **A1** et **A2**, zones de perméabilités respectives de 3,1 et 4,7.10^{-6} m.s^{-1} ; **B1** et **B2**, zone de perméabilités respectives de 0,8 et 1,2.10^{-3} m.s^{-1}. Les différences sensibles sont concentrées à proximité de la zone testée en **A**, et sont très faibles en **B**, inférieures à 0,2 m (les chiffres reportés représentent les différences piézométriques, exprimées en dm).

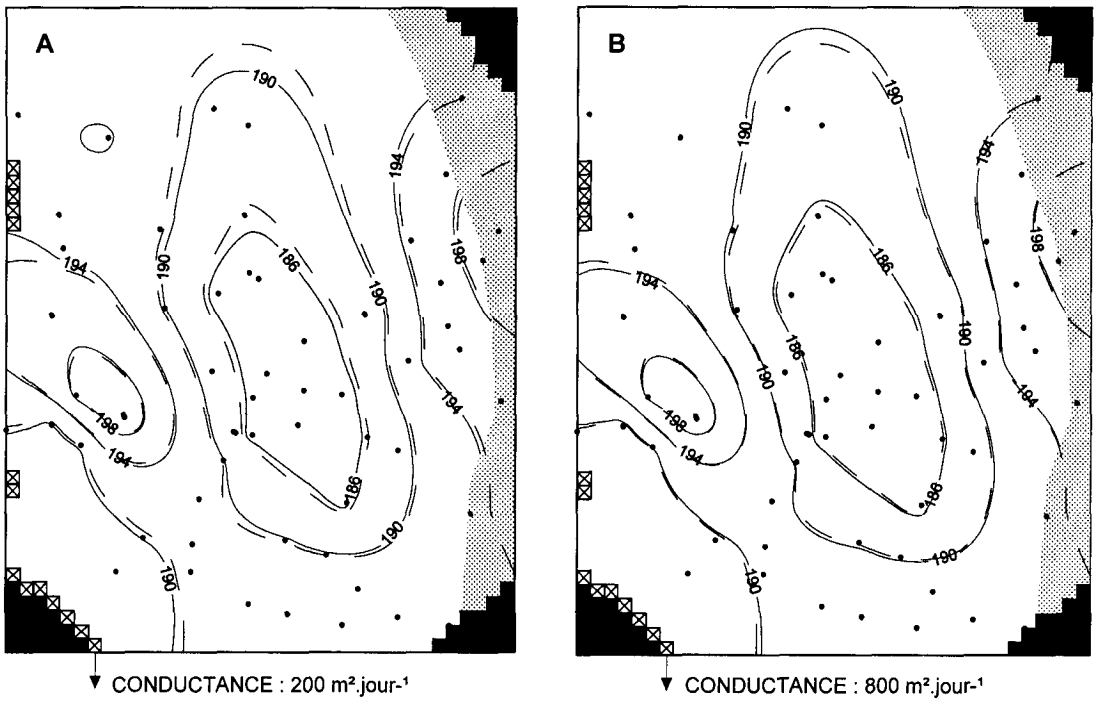


Figure III-3-11- Influence de la valeur de la conductance des mailles drainantes sur la répartition spatiale de la piézométrie modélisée. Une variation de 1 à 2 de la valeur initiale (400 $m^2.jour^{-1}$) ne modifie significativement la morphologie de la dépression. La courbe en tireté représente la piézométrie modélisée pour une conductance de 400 $m^2.jour^{-1}$.

III-3-3-4-2- Variation des flux internes

Une autre approche de la sensibilité du modèle a consisté à faire varier proportionnellement les flux de recharge et d'évapotranspiration ; des recharges de 0,5 / 1,5 / 2,0 / 2,5 et 3,0 $mm.an^{-1}$ ont été considérées, pour des gammes d'évapotranspiration variant entre -1 / -2 / -3 / -4 $mm.an^{-1}$ (recharge de 0,5 $mm.an^{-1}$) et -6 / -12 / -18 / -24 $mm.an^{-1}$ (recharge de 3,0 $mm.an^{-1}$). Comme pour le schéma hydrodynamique initial (recharge de 1,0 $mm.an^{-1}$), les perméabilités ont été ajustées pour minimiser les écarts entre la piézométrie calculée et celle de référence ; les mêmes zones de perméabilité ont été conservées. Les modélisations obtenues pour les valeurs de recharge extrêmes de 0,5 et 3,0 $mm.an^{-1}$ sont représentées sur la figure III-3-12, en parallèle à la répartition spatiale des perméabilités ajustées.

Dans les deux cas, la piézométrie modélisée est en assez bon accord avec celle observée. Les perméabilités ajustées montrent des moyennes peu différentes, respectivement de $2,8.10^{-4}$ (0,5 $mm.an^{-1}$) et $4,5.10^{-4}$ $m.s^{-1}$ (3,0 $mm.an^{-1}$). Pour tous les cas testés, la piézométrie reconstituée nécessite logiquement

l'existence de zones de perméabilité faible à l'emplacement du dôme piézométrique situé à l'ouest, ainsi qu'entre le dallol et la dépression (Fig. III-3-12-A2 et -B2) ; cette répartition apparaît comme une contrainte majeure du système. Dans l'ensemble, la répartition spatiale des perméabilités est peu modifiée en fonction des intensités de recharge imposées, ce qui semble indiquer un faible jeu de possibilités dans la répartition des zones de bonne et mauvaise perméabilité sur la zone d'étude.

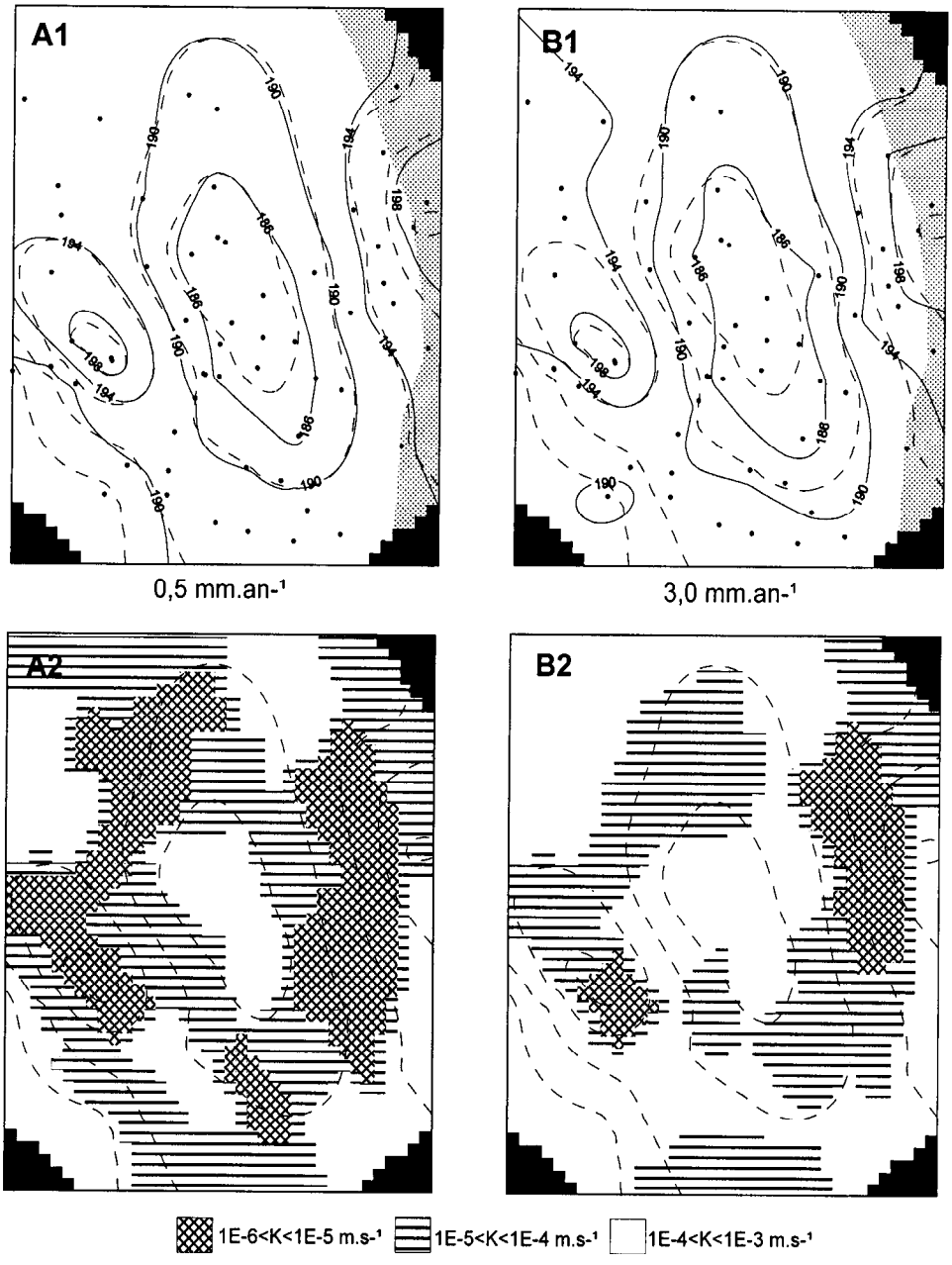


Figure III-3-12- Répartition spatiale de la piézométrie modélisées pour des recharges de 0,5 mm.an^{-1} (**A1**) et 3,0 mm.an^{-1} (**B1**) et perméabilités ajustées correspondantes (**A2** et **B2**). La perméabilité moyenne augmente logiquement avec la recharge mais la distribution spatiale des perméabilités reste identique.

La répartition statistique des valeurs de perméabilité pour les différents modèles de recharge est représentée sur la figure III-3-13. Pour des taux de recharge croissants, la distribution statistique des perméabilités montre logiquement un accroissement du nombre de mailles à perméabilité élevée, et une diminution de celles à valeur faible ; typiquement, la proportion des mailles à perméabilité supérieure à 1.10^{-4} m.s^{-1} passe de 33% à 57% pour une évolution des recharges de 0,5 à 3,0 mm.an^{-1} et réciproquement, pour les mêmes valeurs de recharge, le nombre de celles inférieures à 1.10^{-5} m.s^{-1} diminue de 30% à 9% (Fig. II-3-13). Compte-tenu de la gamme des perméabilités estimée sur la zone d'étude (ch. III-3-3-2-3), des recharges faibles, de l'ordre de 0,5 à 1,0 mm.an^{-1} ou même inférieures correspondraient davantage à la réalité de l'aquifère étudié.

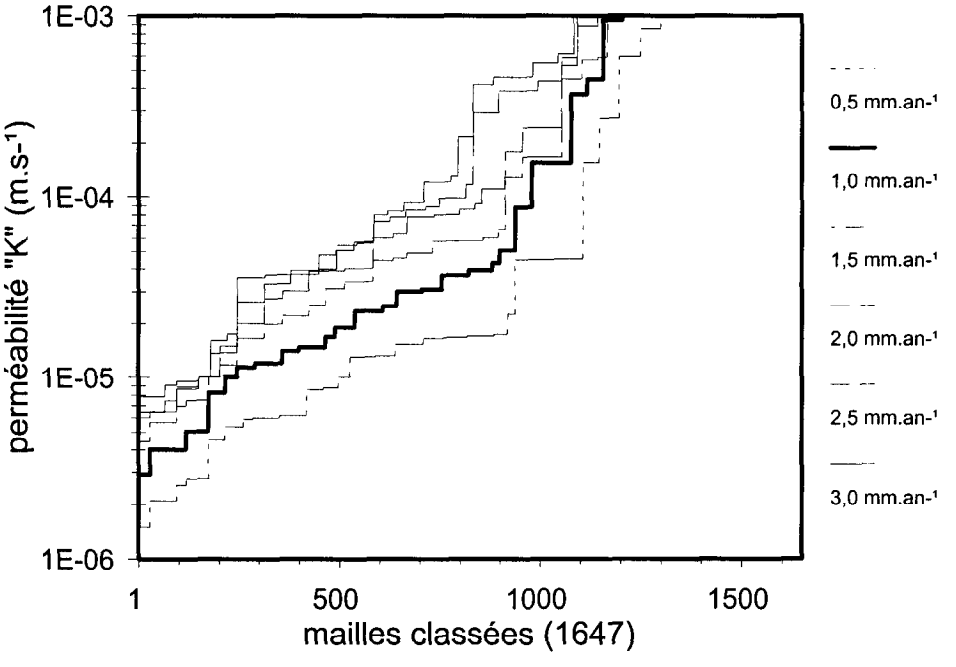


Figure III-3-13- Distributions classées des perméabilités pour les différents modèles de recharge considérés, de 0,5 à 3,0 mm.an^{-1}.

Pour les différents modèles de recharge, le bilan des flux est présenté dans le tableau III-3-3. Pour les cas modélisés, les mailles de recharge représentent entre 86 et 91% du total des apports hydriques au système ; en parallèle, la part de l'évapotranspiration représente entre 70 et 74% des exportations. L'endoréisme du système est donc toujours respecté. Dans le schéma hydrodynamique de la modélisation, les flux d'évapotranspiration nécessaires pour équilibrer la recharge augmentent proportionnellement à celle-ci ; logiquement, ils apparaissent d'autant plus improbables que la recharge est élevée. Pour une recharge régionale de 2,0 mm.an^{-1}, l'évapotranspiration nécessaire pour équilibrer les flux varie entre 8 et 16 mm.an^{-1} dans l'axe du kori et pour une recharge de 3,0 mm.an^{-1}, elle atteint une gamme de 12 à 24

mm.an^{-1}. De telles valeurs sont fortement improbables pour les profondeurs de la nappe sur la zone d'étude (*cf.* ch. III-3-3-2-3), même en considérant la transpiration végétale, et permettent de borner la recharge envisageable à une valeur proche ou inférieure à 1 mm.an^{-1}. Cette contrainte rejoint celle déduite de la répartition statistique des perméabilités pour les différents modèles de recharge considérés (Fig. III-3-13).

zone considérée ▾ **flux sur les mailles de recharge ▸**	0,5 *mm.an^{-1}*	1,0 "	1,5 "	2,0 "	2,5 "	3,0 "
mailles de recharge (□) *10^6 m^3.an^{-1} [% des apports]*	+ 2,31 [86]	+ 4,62 [88]	+ 6,92 [88]	+ 9,23 [89]	+ 11,54 [90]	+ 13,84 [91]
potentiel imposé (●) " "	+ 0,37 [14]	+ 0,65 [12]	+ 0,93 [12]	+ 1,14 [11]	+ 1,32 [10]	+ 1,35 [9]
vallée du kori de D. (⊕, Δ, ◊, ◆) *10^6 m^3.an^{-1} [% des exportations]*	- 1,87 [70]	- 3,75 [71]	- 5,62 [72]	- 7,49 [72]	- 9,37 [73]	- 11,24 [74]
drains du kori de Ouallam (⊠) " "	- 0,41 [15]	- 0,81 [15]	- 1,24 [16]	- 1,60 [15]	- 1,84 [14]	- 2,06 [14]
drains du fleuve (⊠) " "	- 0,40 [15]	- 0,71 [14]	- 0,98 [12]	- 1,28 [13]	- 1,65 [13]	- 1,89 [12]

Tableau III-3-3- Comparaison des bilans hydriques de différentes zones du modèle en fonction des recharges testées (0,5 / 1,0 / 1,5 / 2,0 / 2,5 / 3,0 mm.an^{-1}). Les symboles se rapportent à la figure III-3-6.

III-3-3-5- Estimation de la recharge "naturelle" de la nappe

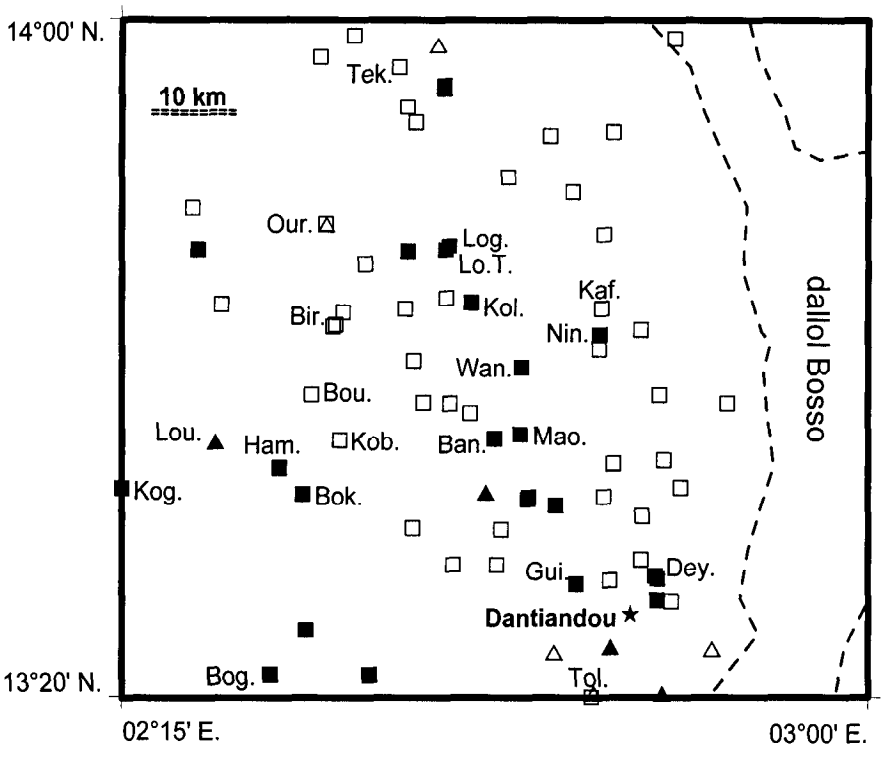
La modélisation hydrodynamique de la dépression en régime permanent a permis de valider le schéma conceptuel d'un fonctionnement par évapotranspiration préférentielle dans l'axe du kori de Dantiandou. La modélisation fournit également une estimation de la recharge naturelle sur la zone d'étude, inférieure ou de l'ordre de 1 mm.an^{-1}. Ce chiffre correspond à un bilan, et ne tient notamment pas compte de l'eau infiltrée dans la vallée du kori (*cf.* Fig. III-3-4). En conséquence, l'évapotranspiration effective est nécessairement supérieure aux chiffres testés dans la modélisation, ce qui limite d'autant plus la pertinence des valeurs fortes de la recharge.

Pour une même origine de la dépression, d'autres schémas conceptuels auraient pu être envisagés. En particulier, une exfiltration limitée au seul lit du kori aurait imposé une recharge régionale encore plus faible pour équilibrer le bilan hydrique ; le taux de renouvellement aurait alors été proche du flux de pompage anthropique dans la nappe phréatique, de l'ordre de 0,1 mm.an^{-1} dans les années 1950-60 (ch. III-3-2-2-1). Dans l'absolu, cette modélisation aurait mérité d'être complétée par une approche transitoire

de l'évolution de la dépression depuis les années 1960. Cette modélisation permet cependant déjà de fournir une estimation contrainte et fiable de la recharge naturelle en régime permanent. Dans la suite de l'étude, l'estimation du renouvellement de la nappe basée sur les teneurs radioisotopiques (^{3}H, ^{14}C) constituera une quantification indépendante de la recharge à long terme et pourra être comparée aux résultats de cette approche.

IV- HYDROCHIMIE ET GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE

Sur la zone d'étude, environ 150 analyses des teneurs en ions majeurs ont été effectuées entre 1991 et 1999, et concernent près de 80 points différents de la nappe phréatique, répartis en 69 puits et 9 forages (Fig. IV-1-1). Les ions majeurs systématiquement analysés sont Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+} pour les cations et HCO_3^-, Cl^-, NO_3^-, SO_4^{2-} pour les anions. Le Si a été analysé pour environ 95% des prélèvements. Les concentrations en Al, Fe, NH_4^+ et NO_2^-, respectivement analysés sur près de 70, 60, 20 et 10 échantillons montrent des concentrations non détectables ou en limite de détection (~ ≤0,2 mg.L^{-1}).



Ban. Banikane **Bir.**Birni Kolondia **Bog.**Boggol **Bok.**Boktili **Bou.**Boundoubare **Dey.** Dey Tégui
Gui. Guileyni **Ham.**Hamdallay **Kaf.**Kafina **Kob.**Kobéri Kouara **Kog.**Kogorou **Kol.**Kolo Bossey
Log. Loga **Lo.T.**Loga Kolo Tassi **Lou.**Lougga **Mao.**Maourey Kouara Zéno **Nin.** Nine Founo
Our. Oura Tondi **Tek.**Teko Baba Kouara **Tol.**Tollo **Wan.** Wankama

Figure IV-1-1- Localisation des ouvrages (non inondables) sur la zone d'étude où des analyses chimiques des ions majeurs sont disponibles. Puits à fluctuations piézométriques saisonnières et/ou avec tritium (■), puits sans fluctuation piézométrique saisonnière ni tritium (□), forage avec tritium (▲) et forage sans tritium (△). Les points localisés correspondent à ceux discutés dans le chapitre.

IV-1-1-2- Précision des analyses

La précision des analyses chimiques est liée aux méthodes analytiques et aux concentrations. Les méthodes utilisées et les limites de détection varient selon le laboratoire d'analyse. L'ion HCO_3^- a été

systématiquement analysés par titrimétrie ; les concentrations des autres ions ont généralement été déterminées par ICP ou chromatographie ionique. Les limites de détection varient entre 0,01 et 0,1 $mg.L^{-1}$.

Le calcul de la balance ionique permet généralement d'estimer la fiabilité des résultats des analyses chimiques. Pour la majorité des échantillons de la nappe, les minéralisations sont faibles à très faibles (parfois inférieures à 20 $mg.L^{-1}$, proches des concentrations dans les pluies !) et dans cette gamme de salinité la précision annoncée sur les analyses - de l'ordre de 10% en limite de détection - ne permet pas de rejeter comme fausses les analyses dont les balances ne sont pas équilibrées. Ces incertitudes, variables selon les techniques d'analyse, peuvent expliquer les erreurs parfois élevées sur les balances ioniques. Les quelques analyses effectuées sur les nappes captives sous-jacentes, plus fortement minéralisées (~ 900 $mg.L^{-1}$) présentent des balances plus équilibrées. Près de 80% des analyses présentent des erreurs sur la balance ionique inférieures à 10%. Aucune série d'échantillons ne présente de tendance particulière au déséquilibre, et pour l'ensemble des analyses, il n'existe pas de tendance à un excès cationique ou anionique. En conséquence, aucune des analyses disponibles n'a été rejetée a priori.

IV-1-1-3- Qualité des mesures et des prélèvements

Les mesures physico-chimiques ont été effectuées avec du matériel de terrain usuel (marques *Hanna* et *WTW*) ; les conditions de terrain souvent difficiles et la relative sensibilité de ces appareils à la chaleur font que la précision attendue sur les mesures n'est pas celle du laboratoire. De plus, la faible minéralisation naturelle de la nappe phréatique la rend sensible aux moindres perturbations, qui peuvent être nombreuses au Sahel (*cf. infra,* ch. IV-1-1-4). Des mesures effectuées par deux appareils différents, correctement étalonnés, peuvent fournir des mesures différentes selon les conditions de terrain. D'une manière générale, la mesure de l'échantillon prélevé est connue à ± 0,2°C pour la température, à ± 10% pour la conductivité électrique, à ± 0,2 pour le pH. Le Eh et l'alcalinité ont été mesurés beaucoup plus rarement et souvent avec davantage de précautions ; des mesures doublées *in situ* de l'alcalinité montrent une précision relative de l'ordre de 5 à 10%.

Les prélèvements d'échantillons en vue d'analyses en ions majeurs ont généralement été stockés dans des flacons en plastique spécifiques après filtration à 0,45 μm. Ce protocole a été respecté de manière systématique à partir de 1997, les échantillons prélevés dans des flacons en *Nalgène* et réfrigérés au centre ORSTOM/IRD de Niamey avant envoi pour analyses en France. Pour les prélèvements plus anciens, le protocole a pu être différent et moins rigoureux. La qualité de la conservation des échantillons peut être estimée en confrontant les mesures sur le terrain à celles du laboratoire d'analyse. Une comparaison des mesures de la conductivité électrique, du pH et du TAC (équivalent de la concentration

en HCO_3^- dans la gamme des pH de la nappe) a été possible pour une cinquantaine d'échantillons. Les conductivités électriques montrent de faibles différences, sans tendance particulière entre le terrain et le laboratoire, et restent dans une gamme d'incertitude de 10%. À l'opposé, les pH montrent à 90% une hausse (de 0,8 u.pH en moyenne) entre la mesure sur le terrain et celle au laboratoire. Cette tendance n'est pas observée pour les échantillons prélevés depuis 1997, où les mesures de pH sont identiques à 0,2 près. La hausse du pH entre le terrain et le laboratoire signale vraisemblablement un dégazage du CO_2 de l'échantillon. La comparaison des TAC mesurés sur le terrain et au laboratoire (HCO_3^-) montre cependant des différences faibles, inférieures à 0,2 meq.L^{-1} pour 95% des échantillons.

IV-1-1-4- Représentativité de l'échantillonnage

La représentativité de l'eau échantillonnée est un problème majeur en hydrogéologie, et tout particulièrement au Sahel où les points d'accès à la nappe sont souvent des puits cimentés à gros diamètre. Les remarques qui suivent ont été reprises et résumées *in* Favreau *et al.* (2000-b). Dans les puits, largement ouverts sur l'atmosphère (souvent de l'ordre de 2 m^2 de surface d'échange) et à réserve en eau variable (jusqu'à plus de 10 m^3), parfois peu puisés ou même abandonnés, l'eau échantillonnée peut être non représentative de l'aquifère. Outre le possible dégazage de la nappe et les modifications en conséquence des équilibres physico-chimiques, les chutes de branchages ou même de troncs, les poussières atmosphériques, les excréments du bétail et parfois le bétail lui-même (comme au puits d'Hamdallay "sud" où un âne mort a croupi pendant plusieurs mois en 1996), ainsi que la faune des puits sahéliens (chauves-souris, crapauds, insectes) peuvent perturber notablement la qualité de l'eau échantillonnée.

Une approche de la représentativité de l'eau prélevée a été possible lors de 3 pompages d'essai (Fig. IV-1-2), où des suivis des paramètres physico-chimiques ont été réalisés. Les teneurs constantes en isotopes stables de la molécule d'eau (^{18}O, ^2H) et l'interprétation hydrodynamique des essais prouvent l'unicité et la non-stratification de la masse d'eau sollicitée. Au cours de ces pompages, la conductivité a baissé d'environ 30%, le pH a diminué d'environ 1 unité et le Eh a progressé vers des valeurs oxydantes entre +400 et +500 mV. À Banikane, l'échantillonnage chimique en début et en fin d'essai montre que 90% de la baisse de la minéralisation est due aux ions Ca^{2+} et HCO_3^-, tandis que les teneurs en NO_3^- sont restées constantes. Dans une nappe sous-saturée vis à vis des minéraux carbonatés calciques (ch. IV-1-3), l'excès initial de minéralisation, en particulier en cations, ne peut provenir que d'apports extérieurs via la large ouverture des puits. Ces déductions basées sur les analyses chimiques sont en accord avec la nature essentiellement carbonatée des apports solubles au sud-ouest du Niger, où le total annuel des apports atmosphériques est de l'ordre de 200 g.m^{-2} (Drees *et al.*, 1993).

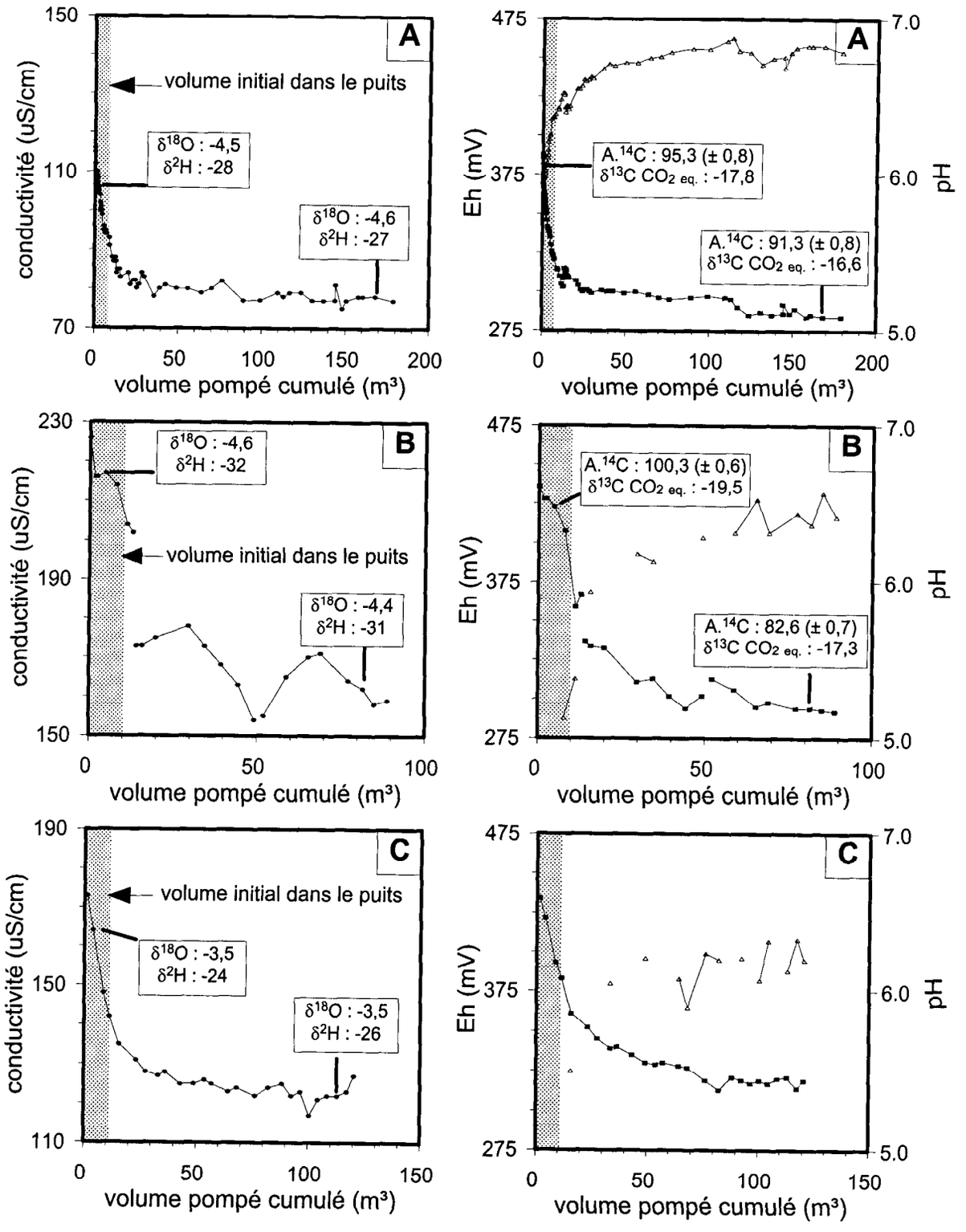


Figure IV-1-2- Évolution de la géochimie des eaux au cours des pompages des puits de Banikane (A), Kafina (B) et Kolo Bossey (C). Dans les diagrammes Eh/pH en fonction du volume pompé, ▵ représente le Eh et ■ le pH. $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ en ‰ *vs* VSMOW (respectivement à ± 0,2 et ± 2‰). $\delta^{13}C$ en ‰ *vs* VPDB (± 0,1‰). A.^{14}C en pCm.

La comparaison sur une dizaine de sites des mesures physico-chimiques effectuées sur des puits et sur des forages proches confirme cette interprétation. Les niveaux piézométriques sont identiques et prouvent la continuité hydraulique entre les ouvrages, tandis que les analyses isotopiques démontrent l'absence de stratification géochimique verticale des eaux dans l'aquifère. Les pH mesurés sur forage sont systématiquement compris entre 5,0 et 5,6, en moyenne inférieurs d'une unité pH à ceux des puits adjacents. De même, les conductivités électriques des puits sont toujours plus fortes que celles des forages proches, en moyenne de 75 μS.cm^{-1} mais parfois davantage. Là encore comme lors des pompages d'essai, la pollution chronique plus ou moins importante des puits est l'explication la plus plausible des différences mesurées. Les analyses chimiques des puits et des forages ont pu être comparées sur les sites de Oura Tondi et de Tollo, et montrent que près de 75% de l'excès de minéralisation dans les puits est

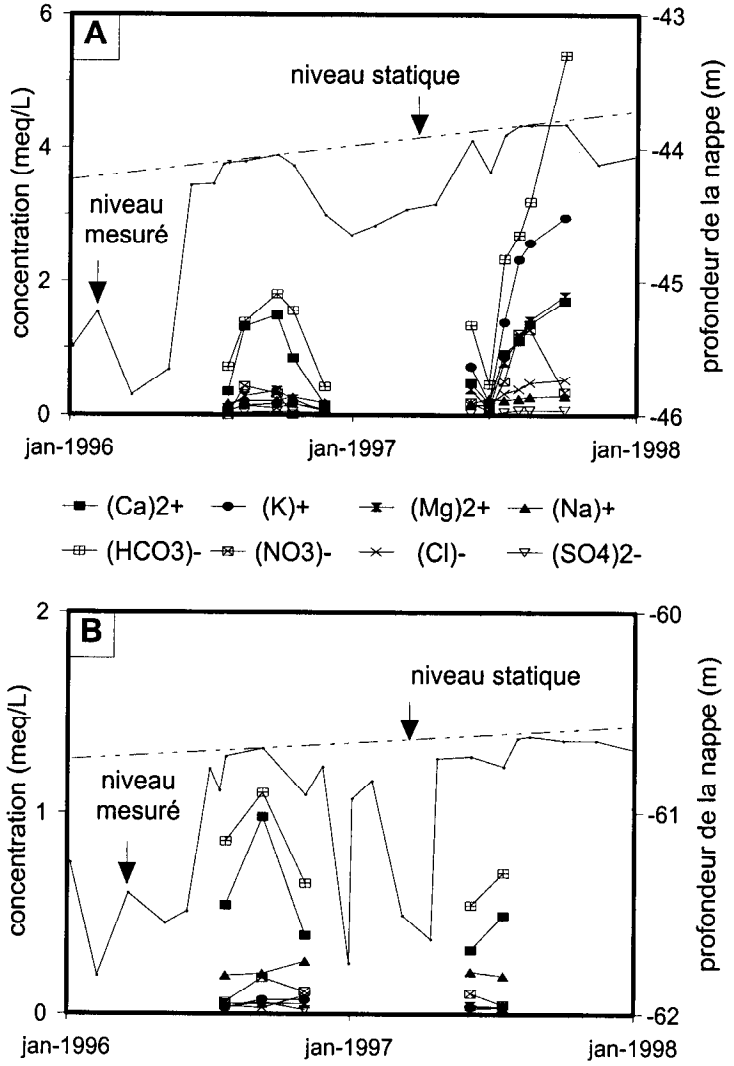


Figure IV-1-3- Fluctuations saisonnières de la minéralisation aux puits de Boundoubaré (A) et de Kobéri Kouara "pastoral" (B).

dû aux ions Ca^{2+} et HCO_3^- ; ceci est cohérence avec les analyses comparées en début et fin de pompage d'essai à Banikane (*cf.* § *supra*).

Dans un même village, il est fréquent d'observer des différences chimiques importantes entre plusieurs puits. L'exemple de Birni Kolondia, où 3 puits se localisent sur moins d'un km^2, est typique : les puits cimentés "2B" et "projet" sont récents (moins de 20 ans) et très sollicités ; le puits"mare", aujourd'hui peu puisé, est un puits traditionnel du XIXe siècle, qui s'est effondré au moins une fois (en 1982 selon les habitants). La minéralisation de ce puits montre de fortes teneurs en NO_3^-, Cl^-, Na^+ et Ca^{2+}, supérieures à celles, homogènes, des puits "2B" et "projet". De par ses caractéristiques, le puits "mare" doit être considéré comme un puits pollué, à la minéralisation non représentative de la nappe.

Certains puits intensément puisés en saison sèche, mais abandonnés en saison des pluies présentent des fluctuations saisonnières de la minéralisation, sans variation corrélée du niveau statique. Pour une partie de ces puits, comme ceux de Boundoubaré et de Kobéri Kouara "pastoral", des suivis de la chimie de ions majeurs ont été effectués en 1996 et 1997 (Fig. IV-1-3). Les hausses de la minéralisation sont faibles et essentiellement dues aux ions Ca^{2+} et HCO_3^-, sauf en 1997 au puits de Boundoubaré où presque toutes les concentrations ont augmenté, avec une hausse d'un facteur 10 de la minéralisation. Dans ces puits éloignés des zones de recharge, un tel comportement chimique est difficile à expliquer, sauf par une pollution chronique de l'ouvrage, concomitante à l'abandon saisonnier noté pour ces puits.

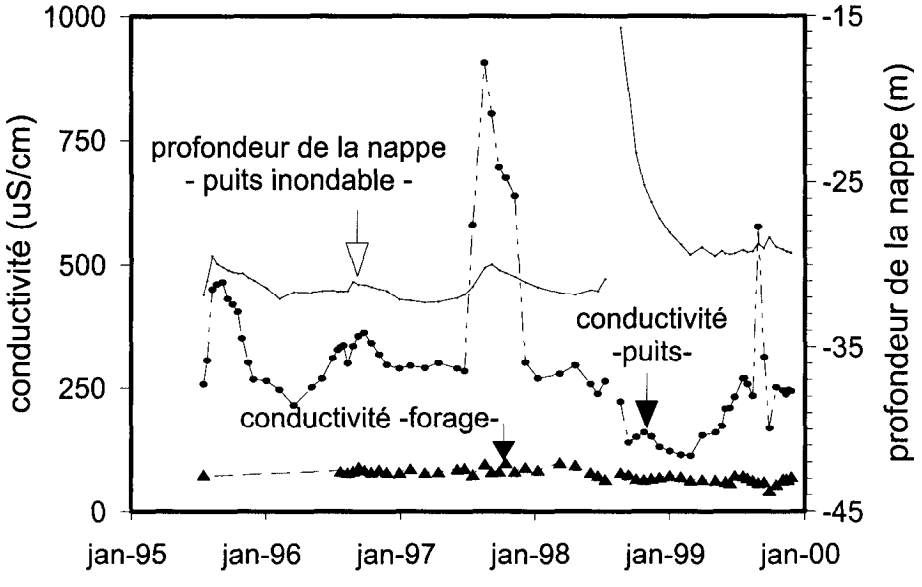


Figure IV-1-4- Chroniques de la conductivité électrique des eaux de la nappe sur le site de Lougga. La distance entre le puits (inondable) et le forage (hors d'atteinte des inondations) est de l'ordre de la centaine de mètres.

L'inondation temporaire des puits pendant la saison des pluies (environ 20% des puits sont inondables sur notre secteur d'étude, ch. I-4-2) est une autre source potentielle de perturbation. Lorsque l'inondation est récente, la température de l'eau des puits est significativement plus faible, de l'ordre de 27 à 28°C, que les valeurs représentatives de la nappe (de 29 à 31°C, ch. IV-1-2-1) ; ceci est en accord avec les températures basses des eaux de ruissellement (~20°C d'après quelques mesures ponctuelles) et avec les températures des eaux de mares (en moyenne de 28°C en hivernage, *in* Desconnets, 1994). À plus long terme, ces puits montrent des teneurs en nitrates et en chlorures supérieures à la moyenne, plus fortes que celles des forages et des puits non inondables. Bien que ces ions puissent avoir d'autres origines, l'entraînement des matières fécales par les eaux de ruissellement est ici la cause probable des concentrations plus élevées dans ces puits. Le puits de Lougga, inondable en saison des pluies est représentatif de cette catégorie. La comparaison de la chimie dans le puits avec celle du forage proche montre que près de 80% de l'excès de minéralisation dans le puits est dû aux ions Na^+, Cl^- et NO_3^-. Les fluctuations de la minéralisation dans le puits, corrélées aux inondations, ne se retrouvent pas dans le forage (Fig. IV-1-4).

IV-1-2- Physico-chimie et faciès chimiques de la nappe

IV-1-2-1- Mesures physico-chimiques (T°, conductivité électrique, pH, Eh)

Les températures des eaux de la nappe phréatique, comprises entre 28,5 à 32,7°C, sont en moyenne plus élevées (30,6°C) que la température moyenne de l'air sur la zone d'étude, proche de 29°C (ch. II-2-1). Cette moyenne dans la nappe est logiquement supérieure à celle des eaux de mare en saison

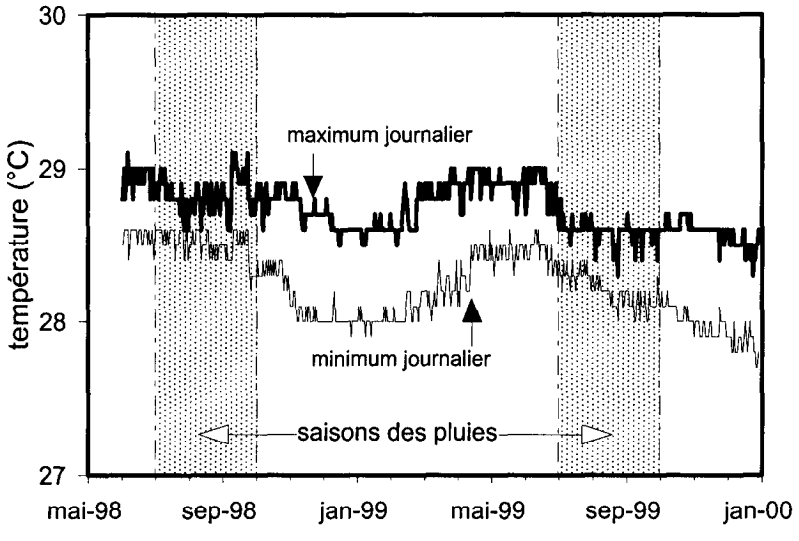


Figure IV-1-5- Enregistrement en continu de la température au piézomètre P1 de Wankama, période 1998-1999.

des pluies (~ 28°C, *in* Desconnets, 1994) et inférieure aux températures des eaux des nappes captives (~ 32°C, *in* Le Gal La Salle, 1994). Les différences sont cependant peu significatives, avec des écarts-types respectifs de 2,4 pour les mares, de 1,0 pour la nappe phréatique et de 2,4 pour les nappes captives.

Un suivi de la température dans le piézomètre fermé "P1" situé à 50 m de la mare infiltrante de Wankama a été initié en juin 1998, pour tracer un éventuel impact thermique de la recharge saisonnière (Fig. IV-1-5). La chronique obtenue apparaît difficile à interpréter ; elle ne montre pas les fluctuations de température attendues en saison des pluies, alors que sont enregistrées simultanément sur ce piézomètre des hausses piézométriques de plus de 5 m d'amplitude (Fig. III-1-9). Cette absence de variation thermique de la nappe suite à la recharge peut s'expliquer à la fois par la température relativement élevée des eaux d'infiltration issues de la mare (~ 28°C) et par l'inertie thermique importante de l'aquifère : sur ce site, la porosité utile modélisée est faible, de l'ordre de 5 % (Favreau, 1996).

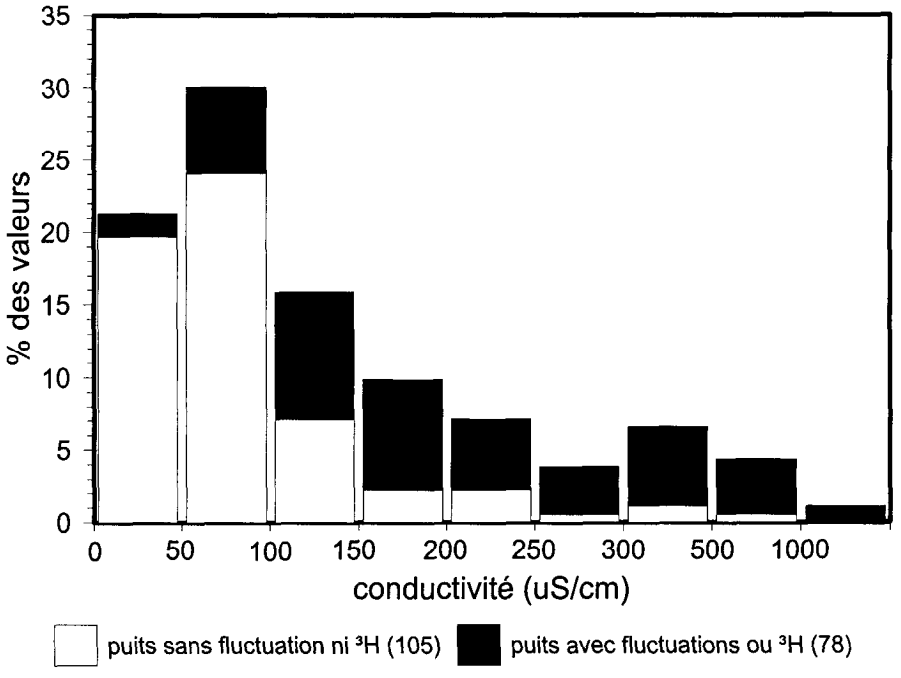


Figure IV-1-6- Histogramme de répartition des conductivités électriques de la nappe phréatique pour 183 puits à suivi physico-chimique sur la zone d'étude.

À l'échelle de la nappe sur la zone d'étude, pour les puits et forages non inondables, la conductivité électrique des eaux varie entre moins de 20 et plus de 2 000 $\mu S.cm^{-1}$, mais reste généralement très faible ; pour 70% des points, elle est inférieure à 150 $\mu S.cm^{-1}$ (Fig. IV-1-6). La médiane des quelques 200 valeurs retenues est proche de 100 $\mu S.cm^{-1}$, chiffre comparable mais inférieur à celui de 130 $\mu S.cm^{-1}$ estimé par Leduc et Taupin (1997) à l'échelle du degré-carré de Niamey. Ces conductivités sont mesurées sur des puits régulièrement suivis, mais dont le degré de pollution reste difficile à estimer. À l'image des

chutes de conductivité observées pour les eaux des puits au cours des pompages d'essai (Fig. IV-1-2), la valeur représentative de la nappe est donc très probablement inférieure de près de 30% à cette valeur médiane de 100 μS.cm^{-1}, et plus proche de la médiane de 32 μS.cm^{-1} obtenue pour les forages. À l'échelle de la zone d'étude, aucune organisation spatiale des valeurs n'apparaît, et plus de 85% des points ne montrent aucune tendance d'évolution à long terme de la conductivité, malgré la hausse concomitante de la piézométrie (Fig. IV-1-7). Les 15% des points avec une évolution à long terme de la minéralisation seront discutés *infra* (ch. IV-1-4).

Pour tester un impact possible du déboisement et de la hausse de la nappe, une distinction a été effectuée entre les puits proches des zones de recharge, *i.e.* à fluctuations piézométriques saisonnières et/ou avec tritium, et les puits éloignés des zones de recharge (Fig. IV-1-6). Les points proches des zones de recharge montrent des conductivités plus élevées (médiane de 170 μS.cm^{-1}), sans répartition statistique spécifique, alors que les points éloignés présentent une répartition à forte dissymétrie, avec principalement des faibles conductivités (médiane de 60 μS.cm^{-1}). Une même différence et des chiffres comparables sont obtenus pour les seuls points avec analyse chimique : à la lumière de ces données plus détaillées, des explications et des interprétations possibles seront avancées au chapitre IV-1-2-2.

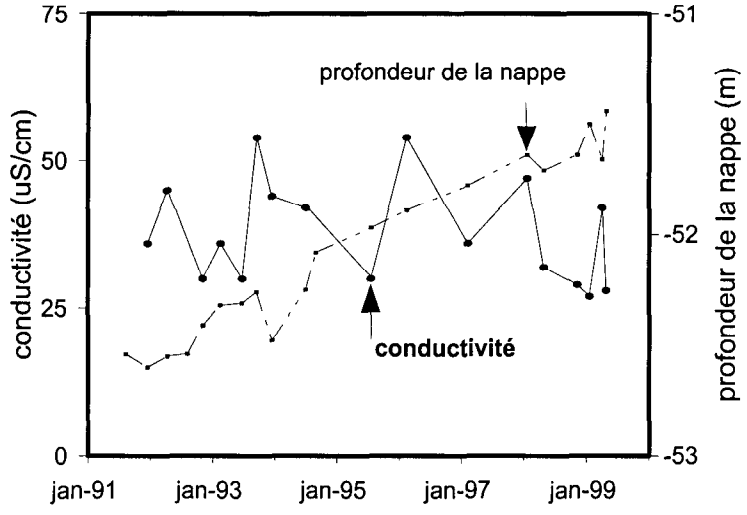


Figure IV-1-7- Exemple du suivi de la conductivité électrique (1991-1999) au puits de Teko Baba Kouara. Comme plus de 85% des chroniques, la hausse de la nappe ne s'accompagne pas d'une augmentation de la minéralisation.

Les valeurs du pH des eaux de la nappe mesurées lors des suivis physico-chimiques sont comprises entre 4,9 et 7,0 ; ces valeurs sont assez variables dans le temps et sans organisation spatiale particulière. Les suivis effectués lors des pompages d'essai (Fig. IV-1-2) et toutes les mesures ponctuelles sur forages suggèrent que les valeurs représentatives de la nappe sont comprises entre 4,9 et 5,6. Dans

les puits, le dégazage du CO_2 dissous est l'explication la plus plausible aux valeurs plus élevées rencontrées ; le même effet peut également être provoqué par l'apport de poussières carbonatées. En conséquence et en tenant compte de l'incertitude sur les mesures du pH (estimé à ± 0,2, ch. IV-1-1-3), la gamme réelle des pH de la nappe se situe probablement entre 4,5 et 6,0.

Le potentiel redox (Eh) des eaux, mesuré sur une cinquantaine de points, varie entre -150 et +550 mV. Comme pour le pH, la mesure du Eh est potentiellement biaisée et peu représentative dans les puits. Les suivis lors des essais de pompage montrent des valeurs finales entre +400 et +500 mV, plus fortes de 20 à 50% que les mesures avant pompage. L'oxydation de la matière organique tombée au fond des puits est susceptible d'expliquer les valeurs initiales plus faibles du Eh. En parallèle, une vingtaine de mesures de la concentration en oxygène dissous dans l'eau des puits ont été effectuées en 1997. Les teneurs sont comprises entre 0,4 et 5,4 $mg.L^{-1}$, et correspondent à des taux de saturation de 5 à 71%. Au cours du pompage de Banikane, la concentration en oxygène dissous a augmenté de 3,9 à 8,4 $mg.L^{-1}$, ce dernier chiffre étant proche de la saturation. Ce suivi confirme le caractère oxygéné et oxydant de l'eau de la nappe, en accord avec l'absence de matière organique réductrice dans l'aquifère (ch. III-2-1). En conséquence, suite au résultats de ces pompages et à quelques mesures du Eh sur des forages, les potentiels redox représentatifs sont probablement compris entre +400 et +550 mV. Ces valeurs sont compatibles avec la dominance des formes NO_3^- et SO_4^{2-} de l'azote et du soufre dissous dans la nappe.

IV-1-2-2- Faciès chimiques

La description des faciès chimiques est basée sur quelques 80 analyses d'eaux de puits et de forages non inondables, localisés Figure IV-1-1. Dans l'ensemble, l'importance respective des ions majeurs suit l'ordre suivant : Na^+, Ca^{2+}, K^+, Mg^{2+} pour les cations, HCO_3^-, NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-} pour les anions. L'établissement d'une relation empirique entre la minéralisation ionique et la conductivité électrique de l'eau de la nappe conduit à l'équation synoptique :

masse ionique dissoute ($mg.L^{-1}$) = 0,67 * (conductivité électrique à 25 °C), avec r^2 = 0,92.

Cette régression générale ne peut être corrélée à aucune famille géochimique simple, ce qui exprime la diversité des faciès des eaux de la nappe. D'un point de vue descriptif, les teneurs ioniques dissoutes varient entre 10 et 1 122 $mg.L^{-1}$, pour une médiane proche de 50 $mg.L^{-1}$. Les puits situés près des zones de recharge présentent une teneur ionique médiane significativement plus élevée (101 $mg.L^{-1}$) que les puits éloignés des zones de recharge (36 $mg.L^{-1}$). Les mêmes restrictions quant à la représentativité de ces médianes peuvent être faites que pour les conductivité électriques (au cours du pompage typique de

Banikane par exemple, la minéralisation ionique a chuté de 73 à 55 mg.L^{-1}). La valeur médiane de 22 mg.L^{-1} obtenue sur les eaux des forages est probablement plus proche de la teneur ionique représentative.

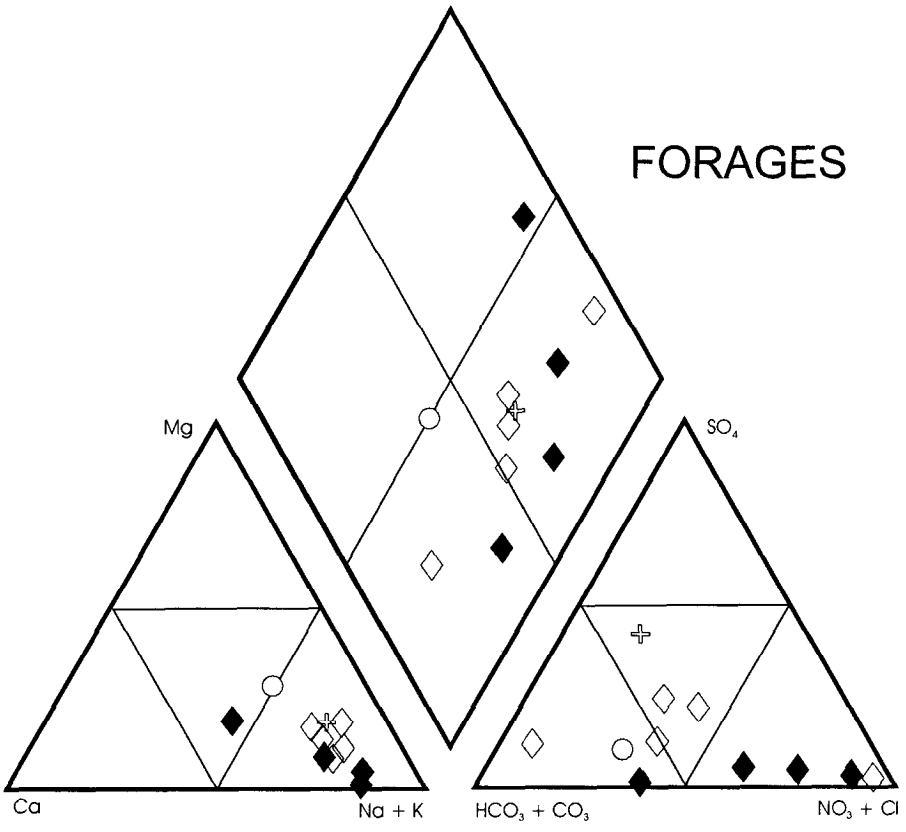


Figure IV-1-8- Diagramme de Piper pour les analyses chimiques des forages. Forages sans tritium (◊), forages avec tritium (◆). Les cercles (○) et les croix (+) représentent respectivement les faciès moyens des mares et des nappes captives sous-jacentes.

Les faciès chimiques obtenus sont très variables, principalement bicarbonatés calciques (31%), nitratés sodiques (27%) et bicarbonatés sodiques (24%), mais aussi nitratés calciques (11%) ou chlorurés sodiques (3%). Les ions Mg^{2+} et SO_4^{2-} ne sont jamais dominants, et leurs faciès ne sont pas rencontrés (à l'exception notable des puits et du forage de Loga riches en sulfates, dont l'origine de la minéralisation sera discutée au chapitre IV-1-3-3).

Les faciès des eaux des forages, illustrés dans un diagramme de Piper, se répartissent dans des domaines variables, principalement nitraté ou bicarbonaté sodi-potassique (Fig. IV-1-8). Le faciès nitraté à bicarbonaté sodi-potassique représentatif des eaux de mare apparaît proche, tandis que celui des nappes captives sous-jacentes est nettement plus sulfaté-sodique.

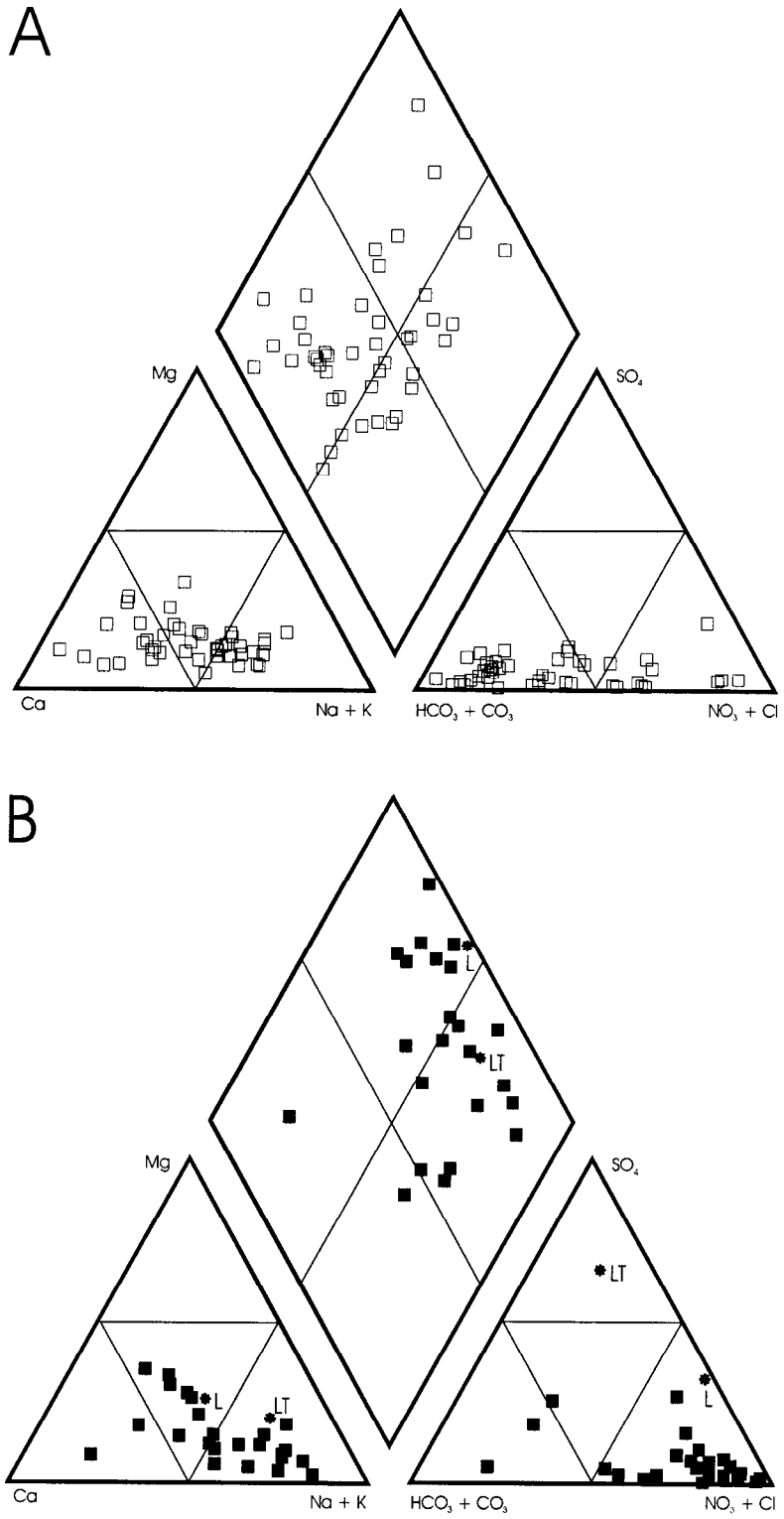


Figure IV-1-9- Diagramme de Piper pour les puits non-inondables. **A** : puits sans fluctuation piézométrique saisonnière ni tritium, **B** : puits avec fluctuations piézométriques saisonnières et/ou tritium. Les (✱) en **B** représentent les puits de Loga (L) et Loga Kolo Tassi (LT).

Les faciès des eaux des puits sont décrits séparément pour les points éloignés ou proches des zones de recharge. Les eaux des puits proches des zones de recharge (B) montrent une tendance nette aux faciès nitraté sodique ou calcique ; les puits éloignés des zones de recharge (A) montrent des faciès en majorité bicarbonaté calcique. L'origine des faciès nitraté pour les puits proches des zones de recharge ne provient sans doute pas de pollutions artificielles : outre le fait que les puits inondables ont été exclu du jeu de données, les conditions de pollution sont partout plus ou moins les mêmes, et devraient toucher également tous les puits. En revanche, les faciès bicarbonaté calcique pour les puits éloignés sont probablement un artefact engendré par des contaminations en bicarbonate et en calcium d'origine atmosphérique (ch. IV-1-1-4), qui touchent tous les puits mais apparaissent visibles pour ces eaux aux minéralisations plus faibles (*cf. supra*). L'absence de faciès bicarbonaté calcique dans les forages, techniquement exempts de contamination atmosphérique, appuie cette interprétation (Fig. IV-1-8).

Une approche plus quantitative des variations de faciès est obtenue en reportant les teneurs ioniques par ordre de minéralisation croissante. La figure IV-1-10 relative aux forages vient en écho au diagramme de Piper de la figure IV-1-8. Les minéralisations les plus fortes apparaissent liées quasi-exclusivement à une augmentation des teneurs en Na^+ et NO_3^- ; les autres teneurs ioniques sont relativement constantes quel que soit l'échantillon. Cette observation semble en accord avec une origine naturelle des faciès nitraté sodique dans les puits proches des zones de recharge (Fig. IV-1-9-B).

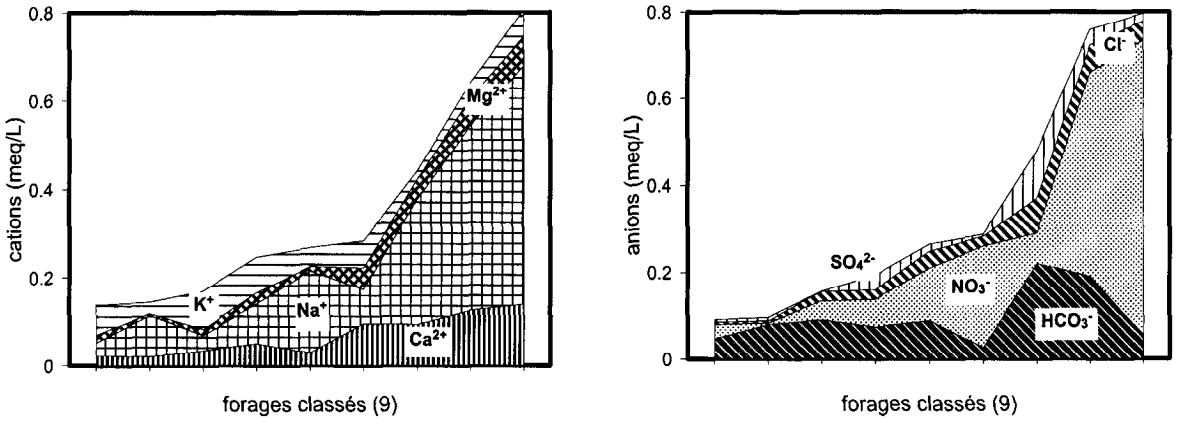


Figure IV-1-10- Répartition des cations et des anions par ordre croissant de minéralisation pour les forages. Chaque indentation sur l'axe des abscisses correspond à une analyses en ions majeurs.

Le même graphique a été réalisé pour les puits proches et éloignés des zones de recharge (Fig. IV-1-11) ; il permet d'illustrer du point de vue ionique à la fois les différences de minéralisation totale et celles de faciès entre ces deux catégories. Visuellement, la différence des teneurs est frappante entre les diagrammes A et B, tracés avec la même échelle verticale des minéralisations ; en médiane, les teneurs

cationiques ou anioniques vont du simple au double entre les puits éloignés (A) et proches (B) des zones de recharge (0,42 contre 1,09 meq.L^{-1}). Cette différence équivaut à celle des médianes des minéralisations massiques déjà citée (36 contre 101 mg.L^{-1}) et à celle des conductivités électriques des eaux (médianes de 60 contre 170 μS.cm^{-1}, ch. IV-1-2-1). Entre les deux catégories A et B, la différence de minéralisation apparaît essentiellement liée à NO_3^- pour les anions (médianes respectives de 0,04 contre 0,68 meq.L^{-1}, soit 98% de la différence anionique) et à Na^+ pour les cations (médianes respectives de 0,13 contre 0,52 meq.L^{-1}, soit 58% de la différence cationique).

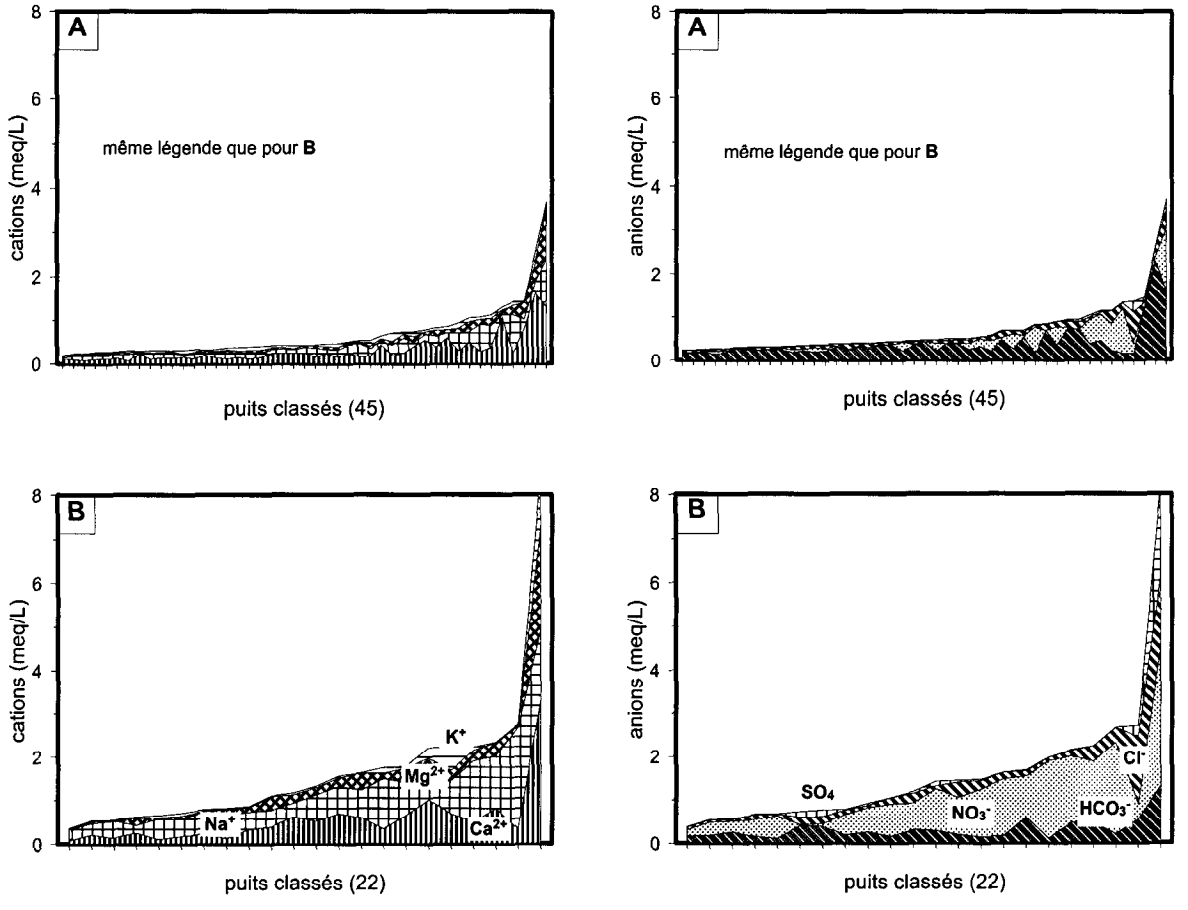


Figure IV-1-11- Répartition des cations et des anions par ordre croissant de minéralisation pour les puits non inondables : puits sans fluctuation piézométrique saisonnière ni tritium (A), puits avec fluctuations et/ou tritium (B). Chaque indentation sur l'axe des abscisses correspond à une analyse en ions majeurs. Les puits de Loga et Loga Kolo Tassi, aux minéralisations plus élevées ne sont pas représentés mais seront discutés au chapitre IV-1-3-3-2.

Dans chacune des deux catégories, l'augmentation des teneurs est liée à des espèces ioniques différentes. Pour les puits éloignés (A), les concentrations les plus élevées sont dues en majorité à Ca^{2+} et à HCO_3^- ; en l'absence de source de calcium ou de bicarbonate dans l'aquifère, cette observation

confirme le caractère artificiel des faciès bicarbonaté calcique obtenus dans les eaux des puits, déjà supposé à partir des diagrammes de Piper (Fig. IV-1-9-A *vs* Fig. IV-1-8). Pour les puits proches des zones de recharge, les fortes teneurs sont dues essentiellement à une augmentation en Na^+ et NO_3^-. Cette caractéristique, dans le prolongement des différences ioniques entre les deux catégories A et B, est également notée pour les eaux des forages (Fig. IV-1-10) et semble donc d'origine naturelle.

IV-1-3- Origines et processus de la minéralisation

Le faciès chimique des eaux souterraines est, au moins en partie et souvent de manière prépondérante, contrôlé par la lithologie et/ou les minéraux solubles de l'aquifère. Les descriptions lithologiques du réservoir des grès argileux du CT3 montrent une matrice quasi-exclusivement siliceuse, composée en très grande majorité de quartz (des silts aux sables fins) et de kaolinite (ch. III-2-1). Les rares autres phases minérales décrites, comme la tourmaline, le zircon ou le rutile (Boeckh, 1965) sont des minéraux lourds, également très peu altérables. Dans ce contexte géologique, l'origine de la minéralisation de la nappe phréatique est peu susceptible d'être liée à la lithologie de l'aquifère. En conséquence, la minéralisation des eaux de la nappe mérite d'être comparée à la chimie des apports de surface.

IV-1-3-1- Les apports chimiques de surface (atmosphère, mares, sols)

Au sud-ouest du Niger, plusieurs études de la chimie des précipitations ont permis de tracer l'origine des aérosols et de quantifier les apports atmosphériques (Drees *et al.*, 1993 ; Modi *et al.*, 1995 ; Taupin *et al.*, 1997 ; Freydier *et al.*, 1998 ; Galy-Lacaux et Modi, 1998). Trois sources de particules atmosphériques sont classiquement décrites : la source terrigène, la source océanique et la source biogénique.

Au Sahel, l'harmattan de secteur nord-est est la source majeure des poussières fines, la fraction plus grossière ayant une origine locale ; l'ensemble définit la source terrigène (Ca^{2+}, Mg^{2+}, SO_4^{2-}). Le Golfe de Guinée, via la mousson d'hivernage, représente la source océanique (Na^+, Cl^-). La source biogène est locale, et les éléments associés (NO_3^-, NH_4^+, K^+) sont générés sur la zone d'étude par le bétail et quelques feux de brousse, les pollutions de l'industrie et des engrais agricoles pouvant être négligées. La plupart des analyses chimiques des précipitations publiées concernent leur phase dissoute, et l'analyse des apports atmosphériques est souvent limitée à la période de l'hivernage. Les eaux de pluie se caractérisent par des pH de 5,2 à 6,6, et des teneurs ioniques pondérées annuelles entre 2,9 et 6,6 $mg.L^{-1}$.

Les faciès chimiques sont variables, chloruré, nitraté ou bicarbonaté calcique selon les années et l'importance relative des différentes sources. Les rapports ioniques par rapport au chlorure et les gammes de concentration dans les pluies sont représentés sur la figure IV-1-13. Pour tenir compte des apports en phase solide en dehors de l'hivernage, les chiffres de Drees *et al.* (1993) qui concernent les apports sur l'ensemble de l'année (pluies et poussières) ont été comparés aux autres estimations restreintes à la saison des pluies ; cette comparaison ne montre pas de différence significative pour les apports annuels en cations. Cette constatation semble plutôt en accord avec le fait que plus de 50 à 60% des retombées de poussière s'effectuent en début d'hivernage (Drees *et al.*, 1993) et sont comptabilisées dans les apports de saison des pluies.

La chimie des mares temporaires a été décrite *in* Desconnets *et al.* (1993) et Desconnets (1994) ; quelques analyses récentes d'eaux de mare effectuées dans le cadre de cette thèse complètent les données disponibles. La recharge sous les mares étant effective de juin à septembre (ch. III-1-1-5-2), seules les données de cette période ont été prises en compte. Les eaux de mare apparaissent faiblement minéralisées (masse ionique médiane de 33 $mg.L^{-1}$), au pH proche de 7,0 et de faciès principalement bicarbonaté sodi-potassique ; les eaux se localisent dans le domaine de stabilité de la kaolinite, et sont sous-saturées vis-à-vis de la silice amorphe. Tous les rapports ioniques relatifs au chlorure (traceur considéré comme conservé) se situent dans la gamme des eaux de pluie (excepté pour Mg^{2+} et K^+, légèrement enrichis) ce qui témoigne d'une origine purement atmosphérique de la minéralisation des mares (Fig. IV-1-13). Si l'on considère l'ion chlorure comme représentatif du taux de concentration, ce dernier est de l'ordre d'un facteur 2 à 9 pour les eaux de mare en saison des pluies. L'influence de l'évaporation sur la masse d'eau étant faible en hivernage d'après les données en ^{18}O et ^{2}H (*in* Desconnets, 1994), le lessivage et/ou l'érosion des sols sur le bassin versant, préalablement enrichis par évaporation des pluies infiltrées, apparaissent comme les principales origines de la minéralisation des mares endoréiques.

Peu de données existent sur la chimie des sols des bas-fonds par où transitent les eaux d'infiltration des mares. Les descriptions granulométriques de profils types (Desconnets, 1994) montrent une fraction argileuse (< 2 μm) de l'ordre de 5 à 30%, avec un mode constitué par des sables moyens (200-500 μm). La relative richesse végétale actuelle des bas-fonds d'infiltration, reliques des fourrés denses du début du siècle (Aubréville, 1936, et Fig. II-3-7) sont en accord avec les teneurs en carbone de quelques % citées par Gavaud (1977) pour ces sols argileux hydromorphes (ch. II-3-1-2-1). Une dizaine d'analyses récentes par diffraction "X" de la minéralogie des sols de plusieurs bas-fonds endoréiques sur la zone d'étude montrent une absence totale de calcite. Cette caractéristique diffère nettement de ce qui peut exister plus à l'ouest dans les alluvions du fleuve (Taupin, 1990), dans les bas-fonds du Liptako (Barbiéro et Berrier, 1994), dans le dallol Bosso (Barbiéro et Valles, 1992) ou dans les cuvettes argileuses

du bassin du lac Tchad, au sud-est du Niger (Téhet *et al.*, 1990).

IV-1-3-2- Diagrammes de stabilité et indices de saturation

Pour tester l'équilibre des eaux avec les phases minérales silicatées, les analyses chimiques ont été reportées dans des diagrammes de stabilité des systèmes $CaO\text{-}Al_2O_3\text{-}SiO_2\text{-}H_2O$ et $Na_2O\text{-}Al_2O_3\text{-}SiO_2\text{-}H_2O$ (Fig. IV-1-12). Les eaux de la nappe se situent dans le domaine de stabilité de la kaolinite, en accord avec la phase argileuse de l'aquifère. Les eaux sont sous-saturées vis-à-vis de la silice amorphe, donc relativement jeunes dans cet aquifère siliceux. Aucune distinction n'apparaît entre les eaux des puits ou des forages, proches ou éloignés des zones de recharge, et toutes sont agressives vis-à-vis des feldspaths. La tendance apparente des puits à fluctuations saisonnières et/ou avec tritium à se rapprocher des domaines de stabilité de l'anorthite et de l'albite n'est pas liée au temps de séjour, puisque ces eaux sont d'infiltration plus récente que les eaux éloignées des zones de recharge. Cette observation témoigne une nouvelle fois de l'absence de silicate altérable dans la matrice de l'aquifère.

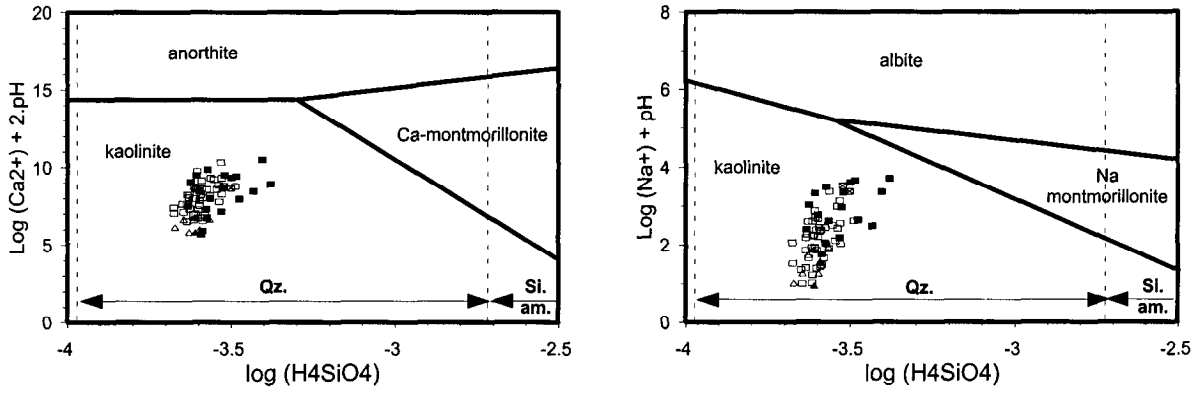


Figure IV-1-12- Localisation des eaux de la nappe dans les diagrammes de stabilité des systèmes $CaO\text{-}Al_2O_3\text{-}SiO_2\text{-}H_2O$ et $Na_2O\text{-}Al_2O_3\text{-}SiO_2\text{-}H_2O$. Puits à fluctuations piézométriques saisonnières et/ou avec tritium (■), puits sans fluctuation ni tritium (□), forage avec tritium (▲) et forage sans tritium (Δ). Les puits de Loga et Loga Kolo Tassi sont représentés par le symbole (⊠). **Qz.** : Quartz ; **Si. Am.** : silice amorphe.

Les calculs des indices de saturation vis-à-vis des principaux minéraux évaporitiques montrent une forte sous-saturation des eaux de la nappe ; à titre d'exemple, les indices de saturation vis-à-vis des minéraux carbonatés calciques (dont la calcite) sont typiquement compris entre -3 et -6. Pour certaines eaux de puits aux indices de saturation vis-à-vis de la calcite compris entre -1 et -2, l'apport des poussières atmosphériques est susceptible d'expliquer une sous-saturation moins prononcée. Un contre-exemple unique existe sur la zone d'étude : la chimie des puits de Loga montre des faciès atypiques (Fig.

IV-1-9-B) et celle du forage dans la nappe phréatique montre des indices de saturation respectivement de -0,3, -0,6 et -1,0 vis-à-vis du gypse, de la calcite et de la dolomite, trois espèces minérales rencontrées à des teneurs de quelques % dans les épontes des aquifères captifs sous-jacents (Le Gal La Salle, 1994). L'origine de la minéralisation des eaux singulières sur le site de Loga est discutée *infra* (ch. IV-1-3-3-2).

IV-1-3-3- Origine(s) des ions

IV-1-3-3-1- Rapports ioniques et sources de la minéralisation

Pour discuter de l'origine des ions majeurs, les échantillons de la nappe ont été reportés dans des diagrammes des teneurs ioniques rapportées aux teneurs en chlorure, un traceur conservé au cours des transferts hydriques (Fig. IV-1-13) ; en parallèle, les concentrations mesurées dans les précipitations et les teneurs médianes des mares ont été indiquées à titre comparatif. Cette méthode d'interprétation de la chimie de la nappe est adaptée d'une étude effectuée en milieu tempéré (Wagner et Steele, 1985), mais s'applique parfaitement à notre zone d'étude où les apports atmosphériques ont fait l'objet de nombreuses estimations (ch. IV-1-3-1). Les teneurs chimiques des sols des bas-fonds d'infiltration ne sont pas connues, mais leur influence sur la chimie des eaux de recharge peut être déduite des différences dans les rapports ioniques des mares et de la nappe ; l'origine de chacun des ions majeurs est discutée au cas par cas. Comme pour les figures précédentes, une distinction est effectuée entre les points proches et ceux éloignés des zones de recharge, dans l'objectif de mettre en évidence une possible évolution récente de certaines concentrations ioniques dans la nappe. Les teneurs sont considérées du point de vue des médianes pour s'affranchir de l'impact éventuel de points singuliers ou peu représentatifs ; les résultats obtenus restent cependant valables du point de vue des moyennes.

Les teneurs en chlorure dans la nappe varient de 0,005 à 1,64 meq.L^{-1} (Fig. IV-1-13), une gamme qui témoigne à la fois des variations de concentration dans les pluies (d'un facteur 10 au coeur de l'hivernage selon Taupin *et al.*, 1997) et de la diversité du lessivage de la zone non-saturée, dans des bassins versants où la recharge s'effectue toujours de manière indirecte, via les bas-fonds endoréiques du paysage. La teneur médiane dans la nappe est de 0,07 meq.L^{-1}, une valeur 7 fois plus forte que celle pondérée des pluies (0,01 meq.L^{-1}), mais seulement 1,4 fois plus élevée que celle des mares en hivernage (0,05 meq.L^{-1}). Sous les bas-fonds d'infiltration, la concentration des chlorures dans la zone non-saturée ou leur mobilisation par les eaux de recharge apparaît donc limitée, en accord avec le caractère massif de l'infiltration, qui s'effectue chaque année sur les mêmes sites. Les eaux proches des zones de recharge montrent une teneur médiane double de celle des points éloignés (0,14 meq.L^{-1} *vs* 0,06 meq.L^{-1}). Cette différence peut être interprétée comme le résultat d'une récente extension latérale du lessivage de la zone

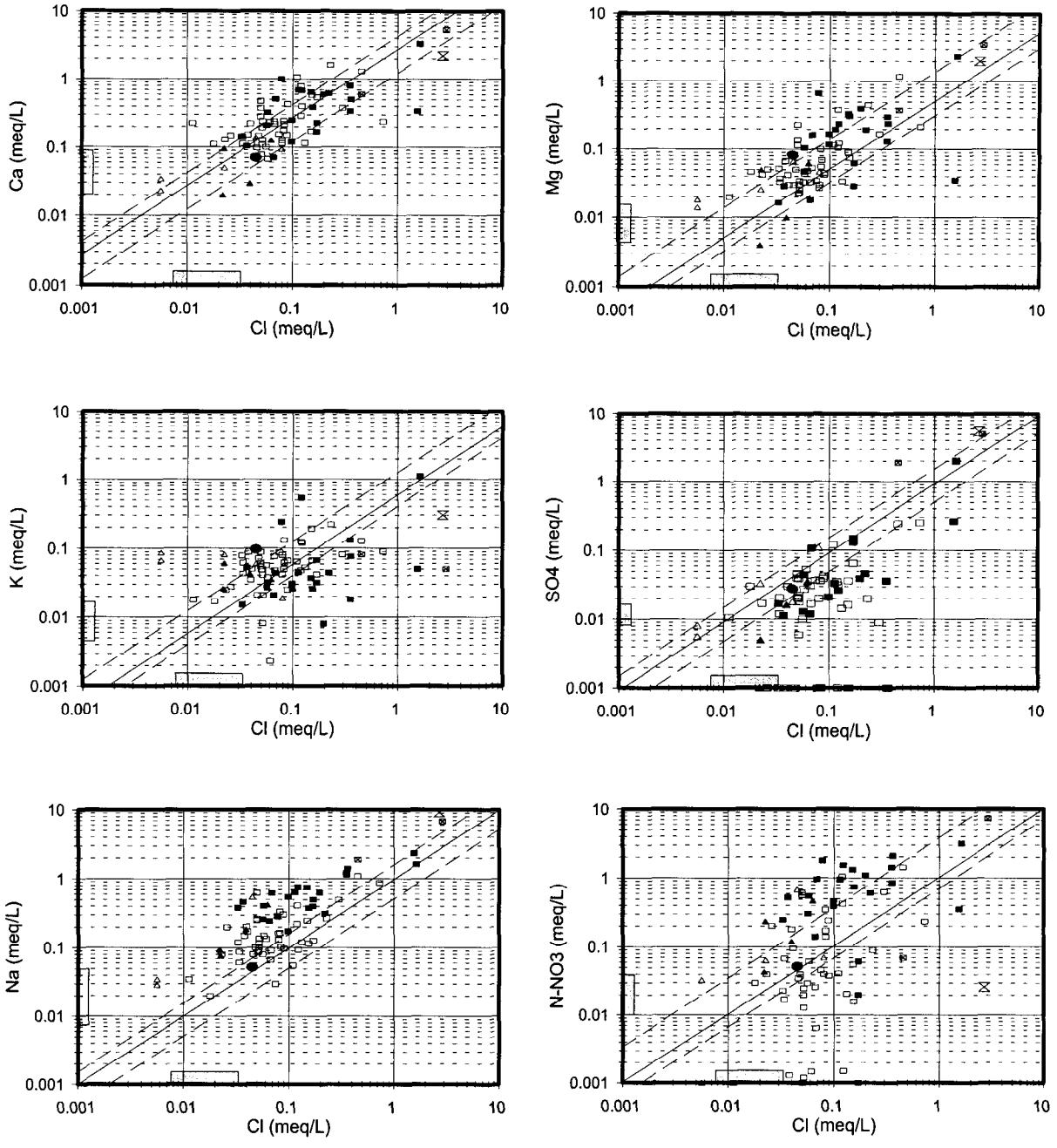


Figure IV-1-13- Diagrammes des teneurs ioniques par rapport au chlorure des eaux de la nappe. Les droites représentent les rapports ioniques médian, minimum et maximum dans les précipitations pondérées des différentes années publiées ; la gamme des teneurs pondérées des pluies est indiquée par un rectangle gris sur les axes. Les teneurs médianes des mares en hivernage sont représentées par (●). Les médianes des nappes captives sont notée à titre indicatif par (⧗). Puits à fluctuations piézométriques saisonnières et/ou avec tritium (■), puits sans fluctuation saisonnière ni tritium (□), forage avec tritium (▲) et forage sans tritium (Δ). Les puits de Loga et Loga Kolo Tassi sont représentés par (⊠).

non-saturée sous les bas-fonds d'infiltration (ch. IV-1-4-1), ou comme le témoignage d'une érosion accrue des sols des bassins versants, dont l'enrichissement en chlorures par évaporation sur les premiers mètres superficiels est avéré (Plain, 1999) ; ces deux causes jouent probablement simultanément.

Les teneurs médianes de la nappe en Ca^{2+} et Mg^{2+} sont de 0,21 et de 0,05 meq.L^{-1}, de 7 et 5 fois supérieures à celles des précipitations (respectivement de 0,03 et 0,01 meq.L^{-1}), mais seulement de 3 fois celle des mares (0,07 meq.L^{-1}) pour Ca^{2+} et même inférieure à leur teneur médiane (0,08 meq.L^{-1}) pour Mg^{2+}. Les teneurs dans la nappe apparaissent corrélées aux teneurs en chlorure (r^2 respectifs de 0,72 et 0,74) et les rapports Ca^{2+}/Cl^- et Mg^{2+}/Cl^- sont dans la gamme de ceux des pluies pour 2/3 des échantillons ; le 1/3 restant ne montre pas de tendance particulière à l'enrichissement ou à l'appauvrissement de ces rapports (Fig. IV-1-13). Les teneurs en Ca^{2+} et Mg^{2+} dans la nappe peuvent donc s'expliquer par simple concentration de l'eau de pluie, sans nécessité d'apport supplémentaire, en accord avec la nature siliceuse de l'aquifère et avec l'absence avérée de calcite dans les bas-fonds d'infiltration. Comme pour l'ion Cl^-, les eaux des puits proches des zones de recharge montrent des teneurs médianes supérieures (0,37 meq.L^{-1} pour Ca^{2+}, 0,16 meq.L^{-1} pour Mg^{2+}) à celles des puits éloignés (respectivement 0,19 et 0,05 meq.L^{-1}). Cependant, en teneurs relatives par rapport à Cl^-, aucune différence significative n'apparaît selon la distance au points d'infiltration ; l'augmentation de la recharge sur la zone d'étude n'a donc pas provoqué la sollicitation de source de Ca^{2+} ou Mg^{2+} autre que celle des apports atmosphériques.

Les teneurs médianes en K^+ et SO_4^{2-} sont très faibles dans la nappe, respectivement de 0,05 et 0,02 meq.L^{-1} ; ces concentrations sont 5 fois celles représentatives des pluies pour K^+ (0,01 meq.L^{-1}) et sont identiques aux précipitations en SO_4^{2-} (0,02 meq.L^{-1}). De manière surprenante, les teneurs des mares sont supérieures à celles de la nappe en K^+ (0,10 meq.L^{-1}) et en SO_4^{2-} (0,03 meq.L^{-1}). Près de 20% des échantillons montrent des teneurs en SO_4^{2-} inférieures au seuil de détection, pour des teneurs en Cl^- comprises entre 0,02 et 0,4 meq.L^{-1} ; pour K^+, il n'existe également aucune corrélation avec les teneurs en Cl^- (Fig. IV-1-13). De plus, près de 50% des échantillons montrent des rapports K^+/Cl^- non représentatifs des pluies, et la proportion des rapports SO_4^{2-}/Cl^- en dehors de ceux de la gamme des précipitations est plus importante encore (70%). Ces observations confirment que les processus de minéralisation du potassium et des sulfates dans la nappe ne sont pas liés exclusivement aux apports atmosphériques. Pour ces deux ions et au contraire de tous les autres ions majeurs, il n'existe aucune différence de teneur entre les points proches des aires de recharge (0,04 meq.L^{-1} pour K^+, 0,02 meq.L^{-1} pour SO_4^{2-}) et les points éloignés (respectivement 0,05 et 0,02 meq.L^{-1}). Suite à l'augmentation de la recharge, les rapports médians K^+/Cl^- et SO_4^{2-}/Cl^- dans la nappe ont même eu tendance à diminuer (K^+/Cl^- de 0,29 pour les points proches, contre 0,83 pour les point éloignés, et SO_4^{2-}/Cl^- de 0,14 contre 0,33). Ceci semble indiquer un piégeage accru de ces deux éléments dans la zone non-saturée des bas-fonds endoréiques. Cette hypothèse est appuyée par les teneurs médianes en K^+ et en SO_4^{2-}, plus élevées dans

les mares que dans la nappe. Pour l'ion K^+, réputé d'origine biogénique, une influence pédogénétique, avec des processus d'échanges cationiques sur des argiles plus complexes que la kaolinite, est envisageable. Pour SO_4^{2-}, la sensibilité de ce traceur aux conditions redox, variables dans les sols hydromorphes des mares, peut être évoquée pour expliquer les rapports SO_4^{2-}/Cl^- plus faibles dans la nappe que dans les pluies (Fig. IV-1-13). Ces hypothèses d'une influence pédogénétique sur la minéralisation des eaux de recharge nécessiteraient des investigations géochimiques complémentaires des sols des bas-fonds pour être validées.

Les teneurs en sodium dans la nappe sont en médiane de 0,19 meq.L^{-1}, de l'ordre de 20 fois supérieures à celle des teneurs pondérées des pluies (0,01 meq.L^{-1}), et de 4 fois supérieures à celles des mares (0,05 meq.L^{-1}). Les rapports ioniques Na^+/Cl^- apparaissent enrichis par rapport aux précipitations pour près de 75% des échantillons (Fig. IV-1-13). Cet excès n'apparaît pas dans les mares, où le rapport médian Na^+/Cl^- (1,0) est conforme à celui des précipitations. Une source de sodium autre que les précipitations existe donc probablement dans les sols des bas-fonds ; cette source en Na^+ est peu susceptible d'être localisée dans l'aquifère saturé, puisque les points proches des zones de recharge montrent des teneurs médianes 4 fois plus élevées (0,52 meq.L^{-1}) que dans les puits éloignés (0,13 meq.L^{-1}), ce qui témoigne de l'absence d'influence du temps de résidence dans l'aquifère pour la minéralisation de cet ion (ch. IV-1-3-2). Les rapports en Na^+/Cl^- sont différents entre les points proches (3,7) et éloignés (2,2) des zones de recharge ; cette comparaison confirme que l'origine de l'augmentation en Na^+ dans les eaux de recharge est indépendante du chlorure. Des échanges cationiques avec d'éventuelles argiles complexes dans les sols des bas-fonds, ou la dégradation de rares minéraux silicatés d'origine atmosphérique (Bleich *et al.*, 1994) peuvent être évoqués comme des explications à l'excès en Na^+ dans la nappe. Une autre source potentielle, liée au déboisement des bas-fonds, pourrait être recherchée dans la dégradation et la minéralisation de la matière organique des sols (*cf.* § *infra*).

Les teneurs en NO_3^- dans la nappe sont en médiane de 0,11 meq.L^{-1}, une teneur 4 fois supérieure à celle représentative de l'azote dans les précipitations (0,03 meq.L^{-1}) et double de celle des mares en hivernage (0,05 meq.L^{-1}). Par rapport au chlorure, le nitrate présente des concentrations erratiques, à 70% en dehors de la gamme des rapports NO_3^-/Cl^- (Fig. IV-1-13). Ces observations confirment que l'origine du nitrate dans la nappe n'est pas principalement liée aux pluies. Une forte différence des teneurs existe entre les puits proches (0,68 meq.L^{-1}) et ceux éloignés des zones de recharge (0,04 meq.L^{-1}) ; cette différence se retrouve dans les rapports NO_3^-/Cl^- (respectivement de 4,9 et 0,7). Comme pour d'autres concentrations ioniques, la hausse de la recharge s'est donc accompagnée d'une forte augmentation des teneurs en nitrates (Fig. IV-1-11), sans corrélation avec le chlorure. La comparaison des teneurs dans la nappe avec celles des mares permet de préciser l'origine probable de cette augmentation. Les puits éloignés présentent des concentrations en NO_3^- et des rapports NO_3^-/Cl^- inférieurs à ceux des mares de

recharge, et témoignent d'un piégeage apparent du nitrate sous les bas-fonds ; à l'inverse, les concentrations en NO_3^- et les rapports NO_3^-/Cl^- sont très supérieurs à ceux des mares pour les eaux proches des aires de recharge, ce qui indique une libération accélérée et récente des nitrates dans la zone non-saturée. Dans un contexte de déboisement récent (ch. II-3-2-2 et Fig. II-3-4), les fortes teneurs en nitrates dans les eaux d'infiltration récente peuvent être considérée comme la conséquence directe de la minéralisation et du lessivage de la matière organique des sols. Le caractère nutritif de cet ion, préférentiellement retenu par les plantes, expliquerait que par le passé et sous couvert végétal naturel, les eaux de recharges aient été appauvries lors de leur transit à travers les sols des bas-fonds densément boisés. Sur la zone d'étude ou dans les régions proches, il n'existe aucune quantification des teneurs en nitrates dans les sols des bas-fonds argileux. Les seules estimations publiées ont été effectuées sur des sols sableux sahéliens plus typiques, et indiquent une relative richesse en azote (~ 0,2 $g.kg^{-1}$, *in* De Bruin *et al.*, 1989) ; en zone de bas-fond humide, les teneurs en azote dans les sols sont nécessairement plus élevées.

Ailleurs en Afrique, des origines pédologiques et naturelles à de fortes teneurs en nitrates dans la nappe ont également été suggérées. En Côte d'Ivoire, en milieu tropical humide, Faillat (1990) attribue en partie à la déforestation des concentrations en nitrates de l'ordre de quelques $meq.L^{-1}$. Dans l'ouest du Kalahari, en zone sub-désertique, l'origine pédologique de teneurs en nitrates élevées, jusqu'à 4 $meq.L^{-1}$, a été montrée par Heaton (1984). Ailleurs, en Australie semi-aride, de fortes teneurs en nitrates (jusqu'à plus de 1 $meq.L^{-1}$) ont été attribuées à l'activité des termites (Barnes *et al.*, 1992) ; en Afrique de l'ouest, l'influence des termites sur la géochimie des sols a également été prouvée (*e.g.* Konaté *et al.*, 1999). Sur notre zone d'étude, un lessivage de ces sols localement enrichis pourrait expliquer les teneurs élevées en NO_3^- de certaines eaux actuellement éloignées des zones de recharges (Fig. IV-1-13).

En raison des difficultés d'acquisition *in situ* des mesures du bicarbonate dans les pluies, les rapports ioniques HCO_3^-/Cl^- n'ont pas été représentés. La teneur médiane dans la nappe est de 0,23 $meq.L^{-1}$, et il n'existe pas de différence entre les puits proches et éloignés des zones de recharge (0,23 $meq.L^{-1}$ contre 0,25 $meq.L^{-1}$). Malgré la faible teneur en carbone des sols sahéliens, généralement inférieure à 1% (ch. II-3-1-2-1), la production de CO_2 est favorisée par l'alternance de phases humides et sèches (De Bruin *et al.*, 1989) et semble capable de produire dans les zones à forte densité racinaire des bas-fonds des pressions partielles en CO_2 de 10^{-2} atm., l'ordre de grandeur des pressions équilibrantes calculées pour les eaux échantillonnées (ch. IV-2-3-4).

L'augmentation de la minéralisation peut être précisée par l'établissement de corrélations entre les principaux ions responsables de la hausse. Entre les points éloignés et ceux proches des zones de recharge, l'ion NO_3^- représente 98% de la différence en anions, et Na^+ explique 58% de la différence en

cations (ch. IV-1-2-2). La corrélation obtenue entre [(Na^+) - (Cl^-)] et NO_3^- pour les eaux de recharge récente est cependant peu satisfaisante ($r^2 = 0,51$, Fig. IV-1-14). Une meilleure corrélation apparaît avec [(Ca^{2+}) + (Na^+)] en fonction de NO_3^- ($r^2 = 0,79$) et plus encore en retranchant la part du Na^+ liée à Cl^- (r^2 =0,84, Fig. IV-1-14). Cette corrélation est intéressante, puisqu'elle indique le cortège cationique (Na^+, Ca^{2+}) associé l'augmentation en nitrates dans la nappe. Une approche plus déterministe des processus de minéralisation nécessiterait cependant des investigations complémentaires de la géochimie des sols des bas-fonds.

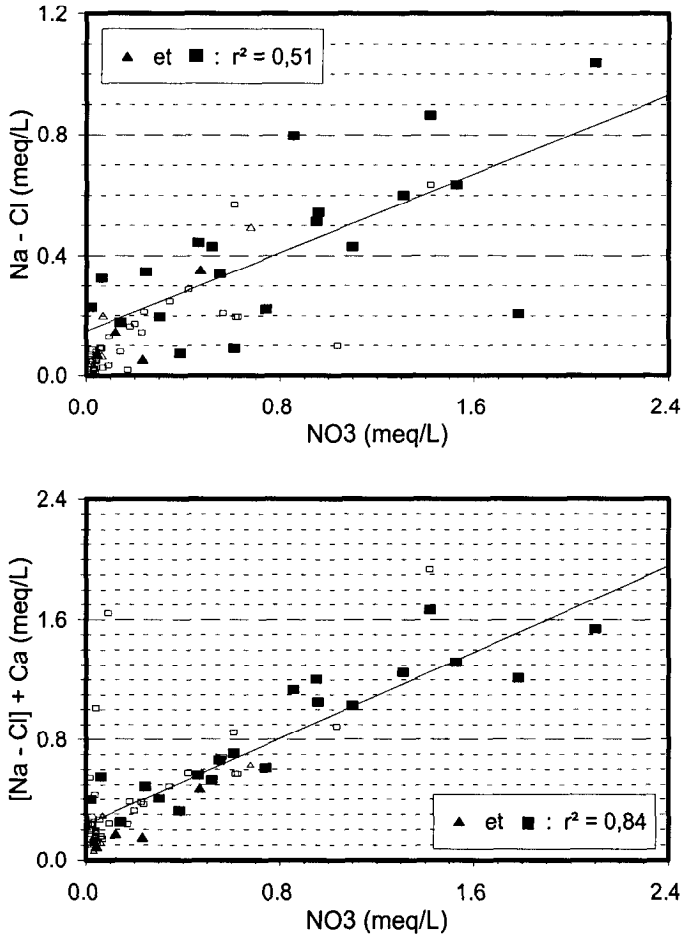


Figure IV-1-14- Diagrammes de corrélation (Na^+) - (Cl^-) *vs* (NO_3^-), et (Na^+) - (Cl^-) + (Ca^{2+}) *vs* (NO_3^-) pour les eaux de la nappe. Puits à fluctuations piézométriques saisonnières et/ou avec tritium (■), puits sans fluctuation saisonnière ni tritium (□), forage avec tritium (▲) et forage sans tritium (Δ). Les puits de Loga et Loga Kolo Tassi, aux minéralisations plus élevées ne sont pas représentés mais sont discutés au chapitre IV-1-3-3-2.

IV-1-3-3-2- Minéralisation singulière des puits de Loga

Au milieu d'une nappe aux faciès et à la minéralisation relativement homogènes, les eaux du village de Loga présentent des minéralisations élevées (202 $mg.L^{-1}$ au puits nommé "Loga Kolo Tassi", 1122 $mg.L^{-1}$ à celui de Loga) aux faciès atypiques, de type sulfaté sodique (Fig. IV-1-9-B). Les caractéristiques principales de la nappe sur le site sont détaillées avant de proposer une explication à la minéralisation particulière de ces eaux.

Le village de Loga (localisé Fig. IV-1-1) se situe à proximité du kori de Dantiandou et la nappe est rencontrée à une profondeur inférieure à 30 m (28 m pour le forage, respectivement 29 et 28 m pour les puits de Loga et Loga Kolo Tassi). Les niveaux piézométriques comparés par nivellement sont identiques à ± 0,1 m près et sont en parfait accord avec la surface piézométrique régionale ; ils confirment la continuité hydraulique latérale avec l'ensemble de l'aquifère. L'occurrence d'un renouvellement de la nappe sur le site est prouvée par les suivis piézométriques, qui montrent l'existence de fluctuations saisonnières du niveau statique lors d'années à la pluviométrie favorable (1994, 1998). Le caractère contemporain de l'eau captée est également avéré par les teneurs isotopiques des eaux des puits de Loga et Loga Kolo Tassi, respectivement de -5,4 et -5,1‰ *vs* VSMOW en $\delta^{18}O$, de 81,5 et 63,5 pCm pour l'activité ^{14}C, des valeurs dans la gamme de celles obtenues dans la nappe phréatique à l'échelle de la zone d'étude (ch. IV-2).

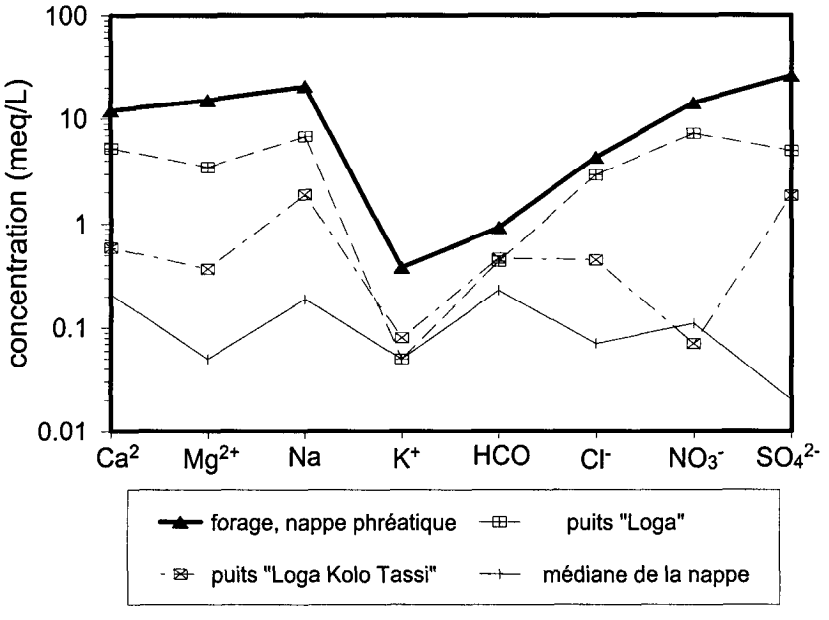


Figure IV-1-15- Spectre des concentrations ioniques à Loga : les puits présentent des faciès similaires mais dilués par rapport à la chimie du forage.

Plusieurs hypothèses sur l'origine de la minéralisation peuvent tout d'abord être écartées. La confusion avec un autre aquifère est exclue pour les raisons évoquées dans le paragraphe précédent. Une

pollution ponctuelle, localisée au volume des puits est infirmée par les suivis piézométriques et physico-chimiques effectués depuis 1991, qui ne montrent pas de variation de la conductivité en fonction de l'intensité du puisage. D'autres explications doivent être considérées.

L'enquête menée auprès des habitants du village révèle que la salinité élevée dans le puits de Loga (sensible au goût...) est apparue suite au creusement du forage (Dehays/BRGM, 1990) situé à une centaine de mètres du puits, alors qu'auparavant l'eau était douce. Une confirmation bibliographique de cette information est obtenue dans le rapport de Tirat (1964) qui indique sur ce site un faciès de la nappe déjà sulfaté sodique, mais à la minéralisation de seulement ~ 50 $mg.L^{-1}$ (contre plus de 1 000 $mg.L^{-1}$ aujourd'hui). La comparaison de la chimie du forage de Loga avec celles des puits montre de grandes similitudes : les concentrations ioniques dans les puits apparaissent comme des dilutions de la minéralisation du forage (Fig. IV-1-15). Les coupes lithologiques et techniques du forage indiquent que deux niveaux ont été captés : des sables moyens beige-rose, entre 40 et 45 m ; des sables fins gris, entre 54 et 57 m, ces derniers surmontant immédiatement le mur de la nappe. Il est possible que le captage ce deuxième niveau plus profond de l'aquifère du CT3 soit à l'origine de la minéralisation inhabituelle de la nappe phréatique à Loga.

La responsabilité du forage dans la chimie des eaux permet de discuter de l'origine de la minéralisation à partir de l'analyse ionique effectuée au fonçage de l'ouvrage. Les eaux du forage de Loga sont en limite de saturation vis-à-vis de plusieurs minéraux à affinités évaporitiques : les indices de saturation sont respectivement de -0,3, de -0,6 et de -1,0 vis-à-vis du gypse, de la calcite et de la dolomite, trois minéraux rencontrés à des teneurs de quelques % dans les aquifères captifs sous-jacents (Le Gal La Salle, 1994, et *cf. supra*, ch. IV-1-3-2). Le faciès de la nappe à Loga est cependant différent de celui des nappes captives (Fig. IV-1-8), avec notamment des concentrations en nitrates très élevées (14,19 $meq.L^{-1}$, soit 880 $mg.L^{-1}$!). Comme sur plusieurs autres points assez fortement minéralisés disséminés dans l'aquifère, plus fréquents en bordure ouest du bassin (Tirat, 1964 ; Boeckh, 1965 ; Monfort, 1997) on peut supposer qu'à Loga, le forage a capté un niveau plus minéralisé de la nappe. Cette minéralisation peut être liée à la présence de traces de minéraux évaporitiques dans la matrice, reliques d'un épisode de la sédimentation continentale du Tertiaire. Dans cette optique, le renouvellement actuel de la nappe empêcherait la saturation d'être atteinte dans les eaux. Les concentrations élevées en nitrates seraient comme pour le reste de la nappe d'origine biologique, et pourraient s'expliquer par une accumulation préférentielle dans l'aquifère lors de changements climatiques, comme cela a été suggéré ailleurs en milieu aride (*e.g.* Rosenthal *et al.*, 1987). Des investigations supplémentaires, notamment à l'aide des isotopes ^{15}N et ^{34}S pourraient être envisagées pour préciser ces hypothèses.

IV-1-4- Fluctuations saisonnières et à long terme de la minéralisation

IV-1-4-1- Fluctuations saisonnières de la minéralisation

Environ 40% des puits proches des zones de recharge (soit ~ 20% des points suivis) présentent des fluctuations saisonnières de la minéralisation. Une partie de ces puits sont inondables, et la représentativité des fluctuations concomitantes de piézométrie et de conductivité est difficile à estimer (Fig. IV-1-4). Le puits de Maourey Kouara Zéno (non-inondable) est choisi pour discuter de l'origine des fluctuations saisonnières naturelles : ce point est intéressant car une importante double fluctuation de la conductivité et du niveau piézométrique s'est produite au cours de l'hivernage de 1998 (Fig. IV-1-16).

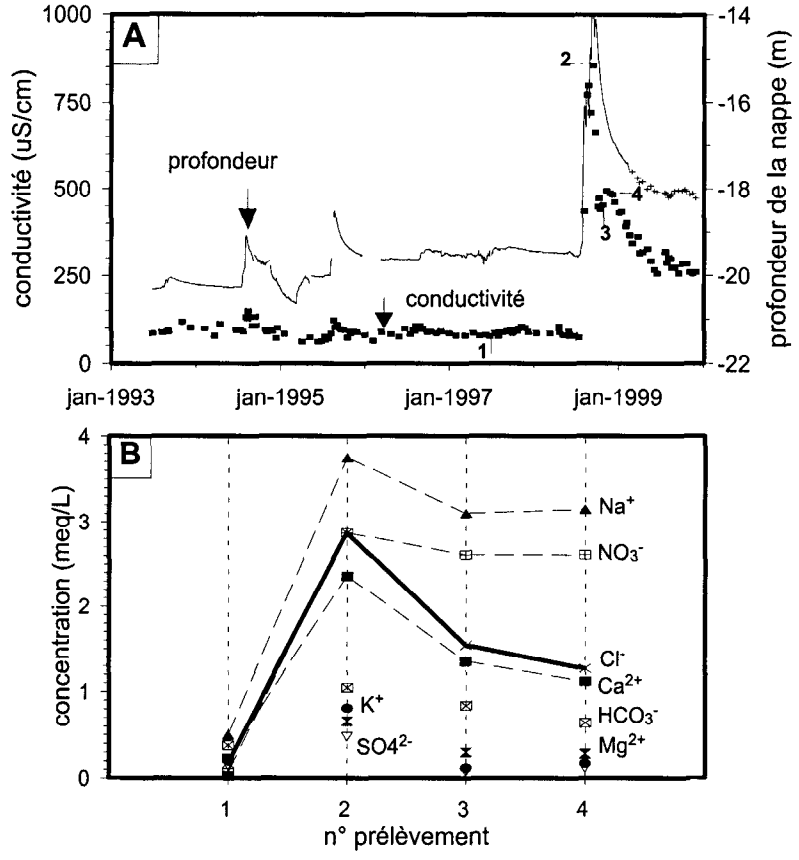


Figure IV-1-16- Fluctuation de la minéralisation au puits de Maourey Kouara Zéno : impact de l'hivernage 1998.

Sur ce site en bordure d'un bas-fond où l'eau s'est accumulée de manière exceptionnelle en 1998, les fluctuations piézométriques naturelles ont atteint 6,2 m (amplitude enregistrée), et la conductivité a augmenté de moins de 100 à plus de 800 $\mu S.cm^{-1}$ (mesures ponctuelles) ; le pH n'a pas évolué de manière significative, de 5,6 à 6,0. Le suivi isotopique en ^{18}O de l'eau du puits pendant cette période confirme

l'existence d'un transfert massique d'eau en provenance de la surface (Fig. IV-2-2). Dans ce contexte, la hausse brutale de la minéralisation dans la nappe ne peut s'expliquer que par un lessivage intense des solutions interstitielles de la zone non-saturée, et la décrue consécutive à la piézométrie par une dilution des eaux de recharge avec celles de la nappe (Fig. IV-1-16-A).

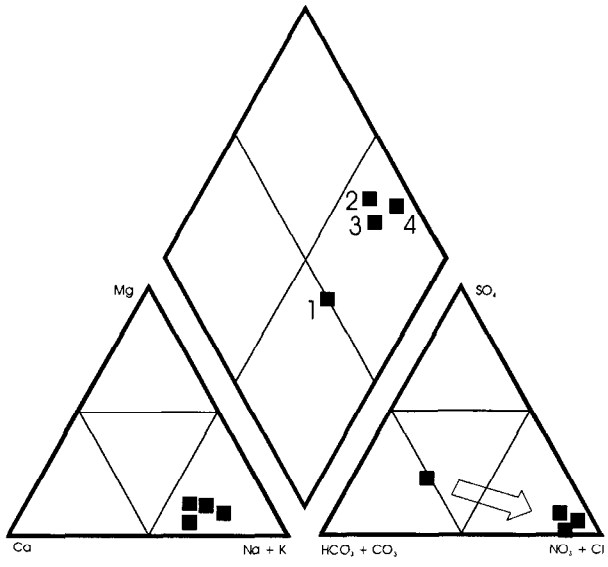


Figure IV-1-17- Évolution vers un pôle nitraté sodique au puits de Maourey Kouara Zéno suite à la crue piézométrique de l'hivernage 1998 (*cf.* Fig. IV-1-16).

Les analyses chimiques séquentielles (Fig. IV-1-16-B) montrent que toutes les concentrations ioniques ont augmenté lors de la fluctuation de la minéralisation, d'un facteur 3 (SO_4^{2-}) à 50 (NO_3^-). Alors que l'ion NO_3^- ne constituait initialement que 8% des anions (0,06 meq.L^{-1}), ils représente près de 50% de la hausse anionique, et atteint près de 3 meq.L^{-1} au pic de minéralisation (prélèvement 2). Ces remarques confirment si nécessaire l'origine naturelle du nitrate dans la nappe. Au cours de la décrue, seuls les ions Na^+ et NO_3^- se maintiennent à des concentrations élevées, tandis que les autres teneurs ioniques (dont celle de Cl^-) diminuent selon un processus de type dilution. Cette originalité du comportement rend compte de l'évolution des faciès chimiques vers le pôle nitraté sodique (Fig. IV-1-17). La persistance de ces faciès au cours de la décrue apparaît en accord avec les caractéristiques chimiques des points proches des zones de recharge, dont le faciès typique est plutôt nitraté sodique (Fig. IV-1-9-B) et où les rapports NO_3^-/Cl^- et Na^+/Cl^- sont élevés, en médianes respectives de 4,9 et 3,7 (ch. IV-1-3-3-1). À Maourey Kouara Zéno, ces rapports ont évolué respectivement de 1,0 à 2,1 et de 1,3 à 2,5 au cours de la décrue (prélèvements 2 et 4, Fig. IV-1-16). Ici, saisie sur l'instant, la transition vers des minéralisations plus élevées semble s'être produite précédemment sur les autres points proches des zones de recharge. Sur l'exemple-type de Maourey Kouara Zéno, une modélisation de la décroissance des teneurs, couplée à des analyses chimiques de la zone non-saturée faciliterait une meilleure compréhension

du phénomène.

IV-1-4-2- Évolution interannuelle de la minéralisation

La majorité des quelques 200 points à suivis physico-chimiques ne montre aucune évolution de la conductivité sur la période des chroniques, depuis 1986 ou 1991 (ch. IV-1-2-1). Seuls 15% des puits montrent une tendance évolutive de la minéralisation. Pour la plupart de ces points, la tendance est à la hausse ; un dizaine de sites présenteraient une évolution à la baisse, d'amplitude trop faible (inférieure à 10%) pour être certifiée.

Les puits où une tendance à la hausse de la minéralisation est observée sont plus nombreux (une vingtaine) et le phénomène y apparaît bien marqué. Tous présentent des fluctuations piézométriques saisonnières, et sont donc proches de zones de recharge. Pour près de 75% d'entre eux, des hausses en palier de la conductivité sont corrélées aux plus fortes amplitudes piézométriques, de manière similaire au fluctuations observées en 1998 à Maourey Kouara Zéno (Fig. IV-1-16-A). Les puits de Guileyni et de Dey Tegui "pastoral" sont particulièrement représentatifs (Fig. IV-1-18). Bien que pour ces deux sites un forage artésien à la minéralisation de l'ordre de 950 mg.L^{-1} et de faciès sulfaté sodique ait été foncé en 1989 à 300 m de distance (Beauduc/BRGM, 1990 ; *cf.* ch. II-4-2-2), les faciès respectivement nitraté sodique et nitraté calcique de ces deux puits suggèrent davantage une origine de surface à l'augmentation de la minéralisation. Pour ces points proches des zones de recharge, la hausse de la conductivité semble être liée au lessivage occasionnel de la zone non-saturée par les eaux de recharge.

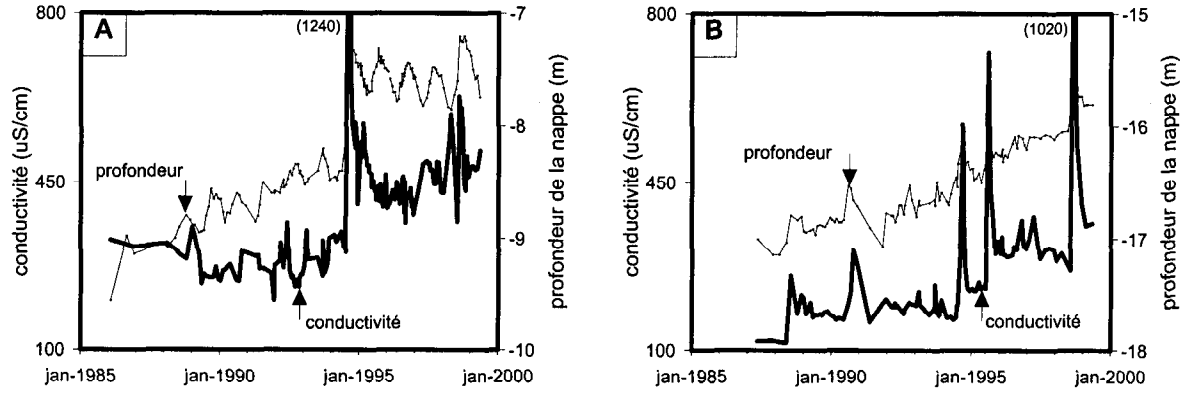


Figure IV-1-18- Hausse de la minéralisation sur la période 1986-1999 aux puits de Guileyni (A) et de Dey Tégui "pastoral" (B). Localisation Figure IV-1-1.

IV-1-4-3- Évolution de la minéralisation depuis 40 ans

À la différence des niveaux piézométriques où les mesures anciennes sont assez nombreuses, il existe très peu de données antérieures aux années 1980 sur la chimie de la nappe phréatique. De plus, celles-ci sont souvent de mauvaise qualité ou peu exploitables. Par exemple, Tirat (1964) décrit la minéralisation et les faciès chimiques de la nappe phréatique, mais ne présente aucun tableau de chiffres ; les données de Boeckh (1965) sont plus détaillées mais les déséquilibres sur les balances ioniques sont tous supérieurs à 10%. Une comparaison à partir des caractéristiques moyennes de la nappe est cependant possible, et de manière ponctuelle pour certaines puits où l'eau a été analysée dans les années 1960, et ré-échantillonnée dans les années 1990 sur les mêmes points.

LOCALISATION	DONNÉES ANCIENNES (1963-64)				DONNÉES RÉCENTES (1991-99)			BILAN
puits n° Hapex-	**ref.** -	**ex. sec** mg.L^{-1}	**m. i.**	**faciès** -	**cond.** μS.cm^{-1}	**m. i.** mg.L^{-1}	**faciès** -	- mg.L^{-1}
puits à fluctuations piézométriques saisonnières et/ou tritium								
Garbey tombo ptc -J06-	T.	48	34*	bi./so.?	90	55	bi./so.	=
Hamdallay mosquée -O01-	B.	32	21	ch./so.	103	62	ni.so.	+ 41
Ko Gorou -N11-	T.	116	81*	ch./ca.?	136	90	ni./ca.	=
Nine Founo -K04-	T., B.	36	25*	bi./ca.	272	176	ni./so.	+ 151
puits sans fluctuation piézométrique saisonnière ni tritium								
Fandou Béri -P19-	B.	44	55	ni./so.	90	63*	-	=
Teko Baba Kouara -D01-	B.	44	43	ni./ca.	32	22	bi./ca.	=
Tongom -C06-	T., B.	44	31*	ch./so.	80	56	-	=

ref. : référence bibliographique (T. : Tirat, 1964 ; B. : Boeckh, 1965). **ex. sec** : extrait sec à 110 °C. **m. i.** : masse ionique. **cond.** : conductivité électrique à 25°C. * : chiffre calculé par la régression empirique : (m. i.) = 0,7 * (ex. sec, conductivité électrique).

Tableau IV-1-1- Comparaisons ponctuelles sur des puits de la minéralisation de la nappe entre les années 1960 et 1990.

Les caractéristiques chimiques de la nappe au début des années 1960 montrent de grandes similitudes avec celles décrites à partir d'analyses récentes. À l'échelle de la zone d'étude, la minéralisation ionique déduite d'une vingtaine de points était à 80% inférieure à 100 mg.L^{-1} (70% pour notre échantillonnage) ; les faciès chimiques de la nappe étaient comme actuellement de type bicarbonaté-nitraté calcique ou sodique. L'absence de relation entre la profondeur de la nappe et la minéralisation des eaux était déjà notée, ainsi que le rôle des nitrates dans l'augmentation de la minéralisation totale (Boeckh, 1965).

Une comparaison plus ponctuelle est possible sur quelques puits dont les eaux ont été analysées à la fois au début des années 1960 et au cours de la dernière décennie. Le tableau IV-1-1 établit les comparaisons possibles entre ces analyses anciennes et récentes.

Pour les puits sans fluctuation piézométrique ni tritium, aucune évolution sensible de la minéralisation n'apparaît ; pour ces eaux éloignées des zones de recharge, les caractéristiques chimiques sont probablement restées constantes sur les dernières décennies. À l'opposé, deux des quatre puits situés près des zones de recharge montrent une hausse sensible de la minéralisation (Hamdallay "mosquée", Nine Founo), apparemment due principalement aux nitrates ; les deux autres points ne montrent pas d'évolution sensible, même si le puits de Ko Gorou présente un faciès nitraté qui n'existait peut-être pas au début des années 1960 (l'ion NO_3^- n'est pas décrit dans le rapport de Tirat, 1964). Bien que trop peu nombreuses pour pouvoir en déduire des conclusions fiables, ces comparaisons semblent cohérentes avec une augmentation récente des teneurs en nitrate près des zones de recharge, et avec une absence d'évolution de la minéralisation à distance. Une ré-analyse systématique des points échantillonnés dans les années 1960 à l'échelle de l'ensemble de l'aquifère permettrait de préciser l'évolution à long terme de la minéralisation de la nappe.

IV-2- GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE

Les traceurs isotopiques les plus classiques en hydrogéologie ont été utilisés pour compléter l'approche géochimique de la recharge de la nappe : isotopes de la molécule d'eau (^{18}O, ^{2}H, ^{3}H) et isotopes du carbone inorganique (^{14}C, ^{13}C). À partir de ces traceurs et conjointement à l'approche hydrodynamique, l'étude isotopique a pour objectifs la validation des processus de recharge (isotopes stables) et l'estimation du taux de renouvellement de la nappe (isotopes radioactifs).

Malgré le caractère usuel de ces traceurs, l'application de la méthode isotopique revêt encore un caractère exploratoire au sud-ouest du Niger. À l'échelle de l'aquifère du Continental Terminal, les premières mesures isotopiques datent du début des années 1980 (Dray *et al.*, 1983). Au milieu de la décennie, une étude hydrogéologique détaille de nombreuses analyses isotopiques plus à l'est, dans la région de Dosso (INC, 1986). En tritium, des analyses sur 2 forages au nord de Niamey sont rapportées par Diluca et Diagana (1989). Dans le secteur du dallol Bosso, une quarantaine d'analyses isotopiques en oxygène-18 et deutérium sont discutées par Galadima et Karbo (1993). Les nappes captives de l'ouest du Continental Terminal sont caractérisées isotopiquement par Le Gal La Salle (1994). Sur la zone d'étude cependant, les premières analyses systématiques avec une densité suffisante de données datent du début des années 1990 ; les résultats préliminaires à l'échelle du degré-carré de Niamey ont été discutés par Leduc *et al.* (1996), Leduc et Taupin (1997) et Leduc *et al.* (2000-b). Dans l'optique de cette thèse, plusieurs dizaines d'analyses isotopiques nouvelles ont été réalisées depuis 1997 sur la nappe phréatique ; les analyses du début des années 1990 qui correspondent à la zone d'étude complètent le jeu de données.

Comme pour l'ensemble de l'échantillonnage, l'estimation de la représentativité des mesures et des prélèvements constitue un apport original de la thèse (Favreau *et al.*, 2000-b). L'exploitation des données isotopiques nouvelles et l'intégration des informations hydrodynamiques (en particulier l'augmentation depuis plusieurs décennies des réserves de la nappe) permettent une interprétation approfondie des mesures isotopiques en terme d'évolution de la recharge (Favreau *et al.*, 2001-a ; Favreau *et al.*, 2001-b).

IV-2-1- Les isotopes stables de la molécule d'eau (O-18, D)

IV-2-1-1- Données disponibles

Près de 200 analyses en oxygène-18 (O-18), et près de 75 en deutérium (D) ont été effectuées depuis 1991 sur la zone d'étude, dont une cinquantaine en O-18 pour apprécier la variabilité temporelle des teneurs et la représentativité de l'échantillonnage (ch. IV-2-1-1-2). Parmi ces prélèvements et analyses, une centaine en O-18 et une cinquantaine en D ont été réalisés dans le cadre de cette thèse.

IV-2-1-1-1- Techniques et précisions analytiques

Les analyses en O-18 et D ont été effectuées au Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie Isotopique de l'Université de Paris-Sud (Orsay). Les protocoles d'analyse sont ceux décrits par Epstein et Mayeda (1953) pour O-18 et par Coleman *et al.* (1982) pour D. La précision analytique en O-18 est de ± 0,2‰ *vs* VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water, Coplen, 1996) et de ± 2‰ *vs* VSMOW pour D. Plusieurs échantillons doublés ont permis de confirmer à intervalles réguliers la réplicabilité et la précision des analyses.

IV-2-1-1-2- Représentativité de l'échantillonnage

La représentativité de l'échantillonnage en vue d'analyses en O-18 et D, comme la représentativité de l'échantillonnage physico-chimique, a été estimée principalement à partir de pompages prolongés dans des puits et par des prélèvements séquentiels.

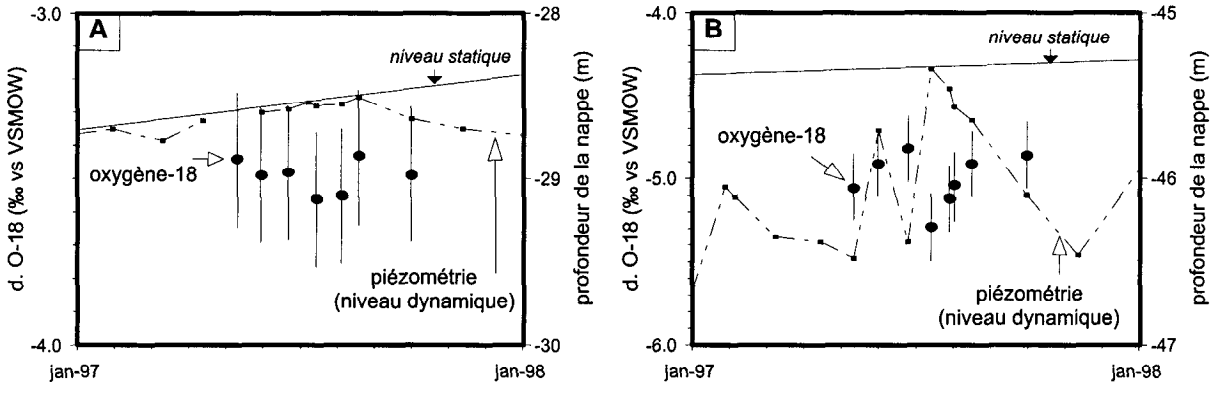


Figure IV-2-1- Suivis des teneurs en $\delta^{18}O$ dans des puits sans fluctuation saisonnière du niveau statique : Fandou Béri (A) et Birni Kolondia (B) en 1997. La barre verticale pour chaque valeur en $\delta^{18}O$ représente l'incertitude analytique (± 0,2‰).

Au cours des pompages d'essai dans des puits, les teneurs en O-18 et D n'ont montré aucune

différence significative en début et fin de pompage (Fig. IV-1-2). De même, les suivis effectués en 1997 dans des puits éloignés des zone de recharge ne présentent aucune variation significative des teneurs en O-18 (Fig. IV-2-1). Ces résultats concordent avec la stabilité constatée des teneurs en O-18 et D dans des sites sans fluctuation saisonnière du niveau statique, analysés à plusieurs reprises depuis 1991. Les isotopes de la molécule d'eau apparaissent donc logiquement moins sensibles aux pollutions artificielles que les traceurs dissous, dont les concentrations peuvent être modifiées par les poussières solubles ou les matières organiques tombées dans les puits (ch. IV-1-1-4).

Des variations d'origine naturelle peuvent être observées sur des points à fluctuations piézométriques saisonnières. L'exemple détaillé est celui du puits de Maourey Kouara Zéno (Fig. IV-2-2-A), situé à moins de 100 m d'une aire de recharge, déjà cité pour ses fluctuations piézométriques (ch. III-1-1-5-2) et ses variations physico-chimiques (ch. IV-1-4-1). La variation des teneurs en O-18 est peu sensible en 1997 où la pluviométrie (~440 mm) et l'amplitude piézométrique saisonnière (0,2 m) ont été faibles, mais atteint 1,0‰ au cours de l'hivernage 1998 (~630 mm), où l'impact de la recharge sur la piézométrie a été très fort (6,20 m d'amplitude). Cette brusque variation en O-18 indique un transfert exceptionnellement massif et rapide d'une eau de surface, plus enrichie que la teneur initiale de la nappe, vers l'aquifère.

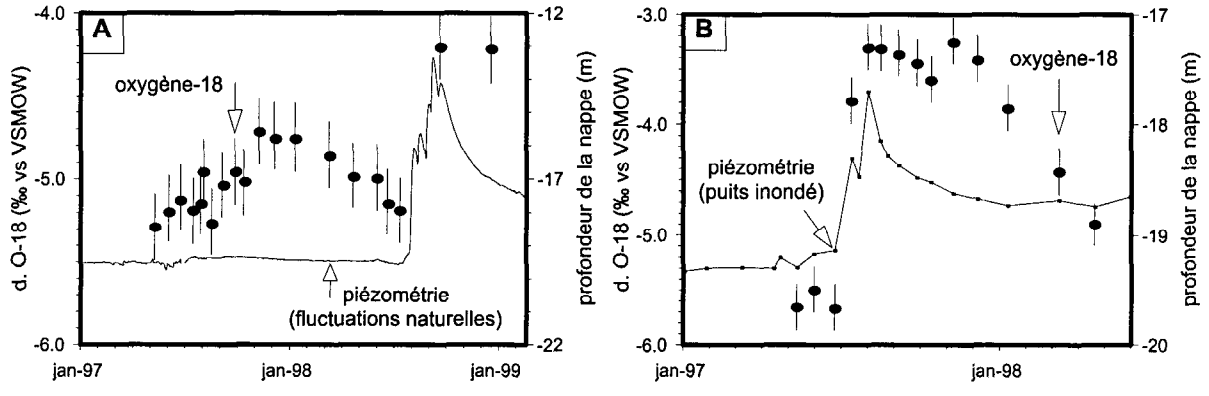


Figure IV-2-2- Fluctuations naturelles des teneurs en $\delta^{18}O$ dans le puits de Maourey Kouara Zéno (A) et fluctuations artificielles dans le puits inondé de Garbey Tombo "ptc" (B), période 1997-98. La barre verticale pour chaque valeur en $\delta^{18}O$ représente l'incertitude analytique (± 0,2‰).

Des fluctuations artificielles des teneurs en O-18 peuvent cependant provenir de l'inondation de certains puits au cours de la saison des pluies. Sur la quinzaine de puits inondables dont l'eau a été analysée, cinq comparaisons sont localement possibles avec des puits proches, non inondables. Les teneurs des puits submersibles peuvent différer de 3,1‰ en O-18 et de 11‰ en D par rapport aux valeurs authentiques de la nappe, et montrent des eaux soit enrichies et évaporées, soit non-évaporées et plus

typiques des précipitations. Dans un milieu où l'infiltration s'effectue rapidement après la pluie, l'enrichissement par évaporation peut s'expliquer par un contact prolongé des eaux de surface avec l'atmosphère, et la similitude avec les précipitations peut traduire une invasion rapide d'eaux de ruissellement aux teneurs représentatives des pluies ; dans les deux cas, l'eau échantillonnée dans le puits inondé n'est pas celle de la nappe. Un exemple de fluctuation des teneurs en O-18 suite à une inondation est représenté par la figure IV-2-2-B. La teneur initiale en O-18 dans le puits de Garbey Tombo "ptc", proche de -5,5‰, atteint -3,3‰ après l'inondation de juillet 1997, avant de diminuer progressivement au cours de la saison sèche, vraisemblablement sous l'action conjuguée du puisage et d'une dilution des eaux d'inondation dans l'aquifère.

À partir de ces observations, on peut donc considérer que, hormis les points inondables ou proche des zones de recharge naturelle, il n'existe aucune variation à l'échelle de la décennie des teneurs en O-18 et D dans les points d'échantillonnage. Cette constatation paraît logique dans un milieu peu perméable, à faibles gradients hydrauliques. En écartant les données des puits inondables et les mesures redondantes des points à échantillonnage multiple, une soixantaine de mesures significatives en O-18 et une quarantaine en D sont disponibles sur la zone d'étude.

IV-2-1-2- Teneurs de la nappe

À l'origine du cycle hydrologique, les teneurs des précipitations montrent une gamme de variation en O-18 et D très large, avec une amplitude de l'ordre de 20‰ en O-18 et de 130‰ en D pour les seules pluies supérieures à 5 mm (*cf. infra*, ch. IV-2-1-3-1). La variabilité des teneurs est logiquement plus réduite dans la nappe phréatique, avec des extrêmes qui diffèrent de seulement 3‰ en O-18 et de 20‰ en D. Cette dispersion naturelle dans la nappe peut se caractériser à la fois dans l'espace et d'un point de vue statistique.

IV-2-1-2-1- Répartition spatiale

À l'échelle de la zone d'étude, il n'existe aucune organisation spatiale des teneurs (Fig. IV-2-3). Des eaux appauvries en O-18 (inférieures à -4,5‰) sont présentes sur l'ensemble de la zone d'étude, tout comme pour les eaux plus enrichies. Les mêmes remarques peuvent être faites pour D et pour l'excès en deutérium ("d", indice de déséquilibre isotopique défini par : "d" = $\delta^2H - 8.\delta^{18}O$, *in* Dansgaard, 1964). Cette absence de structure spatiale infirme les hypothèses de Leduc et Taupin (1997) basées sur un échantillonnage plus restreint qui suggéraient une possible zonation des teneurs, avec notamment des

eaux plus appauvries au nord de la zone d'étude.

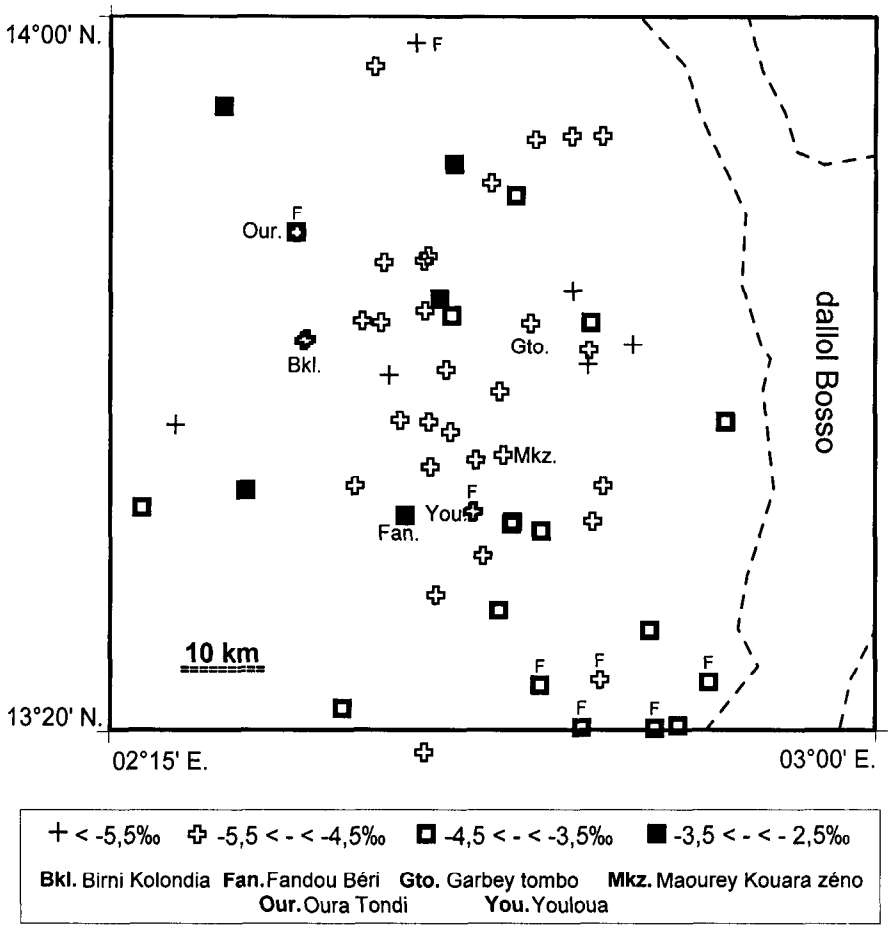


Figure IV-2-3- Répartition spatiale des teneurs en $\delta^{18}O$ sur la zone d'étude. F : Forage. Les points localisés correspondent à ceux cités dans le chapitre IV-2-1.

En raison de cette distribution non structurée, la nappe présente des différences de teneur localement importantes, pouvant atteindre au moins 0,7‰.km^{-1} en O-18 et 3‰.km^{-1} pour D et pour "d" (*e.g.* à une dizaine de km à l'ouest et à l'est de Garbey Tombo, Fig. IV-2-3). Ces caractéristiques rappellent la variabilité spatio-temporelle des teneurs des précipitations et sont cohérentes avec un aquifère peu perméable et avec des gradients hydrauliques faibles, qui ne permettent pas une bonne homogénéisation latérale des eaux de la nappe. Verticalement, l'homogénéité de l'aquifère a pu être testée sur quelques sites où des échantillonnages ont été effectués à la fois sur des forages et des puits proches. À Youloua, où le renouvellement récent des eaux est avéré par la présence de tritium dans le forage, les teneurs dans le puits sont respectivement de -4,5‰ et -28‰ en O-18 et D, identiques à la précision analytique près aux teneurs dans le forage, crépiné sur plus de 11 m d'aquifère saturé (-4,8‰ en O-18 et -28‰ en D). À Oura Tondi, les teneurs dans le puits semblent différentes de celles mesurées dans le

forage (respectivement de -3,7‰ et de -4,7‰ en O-18) ; sur ce site éloigné des zones de recharge, des vitesses de transfert latéral variables dans l'aquifère saturé pourraient expliquer la différence mesurée en O-18. Des investigations plus systématiques seraient nécessaires pour préciser l'homogénéité isotopique verticale dans la nappe, apparemment bonne pour les points proches des zones de recharge, plus variable pour les points situés à distance.

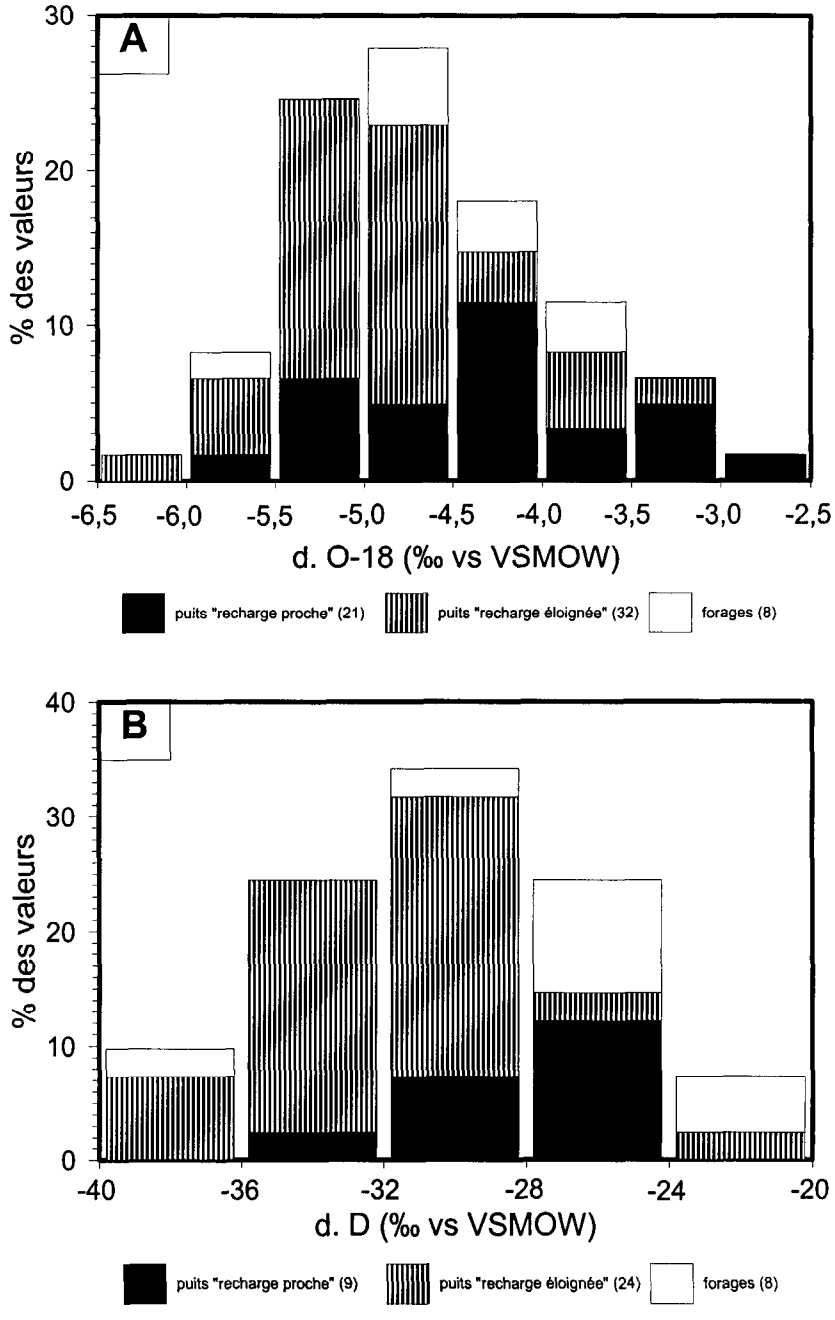


Figure IV-2-4- Histogrammes de répartition des teneurs en $\delta^{18}O$ (A) et des teneurs en $\delta^{2}H$ (B) de la nappe phréatique sur la zone d'étude.

IV-2-1-2-2- Répartition statistique

La distribution statistique des teneurs en O-18 et D dans la nappe est présentée sous forme d'histogrammes (Fig. IV-2-4). Les teneurs en O-18 se répartissent entre -6,1 et -2,9‰, et entre -40 et -22‰ pour D, pour des médianes et moyennes respectives de -4,7 et -31‰. Plus de 70% des valeurs en O-18 sont comprises entre -4,0 et -5,5‰, et près de 80% des valeurs en D entre -24 et -36‰. Les écart-types respectifs (0,7 / 4,3), plus élevés que ceux des nappes captives (0,3 / 2,7, ch. II-4-2-2) traduisent une plus forte dispersion des teneurs de la nappe phréatique, en cohérence avec un temps de résidence plus court dans l'aquifère.

Une distinction a été tentée entre les forages, crépinés sur une dizaine de mètres à des profondeurs variables sous le niveau statique et les puits, qui captent les premiers mètres saturés de l'aquifère (Fig. IV-2-4). Malgré le faible nombre d'échantillons sur forages (8), les teneurs obtenues en O-18 et D présentent des gammes et des distributions assez comparables à celles des puits ; statistiquement, aucune stratification verticale des masses d'eau ne semble donc exister dans l'aquifère.

Une seconde distinction concerne les puits proches des zones de recharge (21 valeurs en O-18, 9 en D) ou ceux éloignés (32 valeurs en O-18, 24 en D). La comparaison des teneurs montre une possible tendance à l'enrichissement des eaux de recharge récente, avec une médiane en O-18 de -4,4 contre -5,0‰ pour les puits éloignés, et de -28 contre -33‰ en D. Un test statistique basé sur la distribution des valeurs ("test U de Mann et Whitney") montre que les deux catégories distinguées sont significativement différentes, à la fois en O-18 et en D. La hausse récente de la nappe semble donc être accompagnée d'un enrichissement en O-18 et D dans les eaux de recharge. En parallèle, l'excès en deutérium, "d", paramètre interprétable en tant que "proxy" de l'évaporation, est quasi-identique pour les deux catégories (médianes respectives de 8 et 9‰) et le même test statistique ne montre pas de différence significative associée ; le processus de recharge indirect, sans influence de l'évaporation est donc vraisemblablement resté unique sur la période de recharge récente.

IV-2-1-3- Caractéristiques des pôles d'influence

Pour caractériser l'origine des eaux de la nappe, les teneurs en O-18 et D des pôles d'influence doivent être précisées : teneurs des eaux de pluie, des eaux de la zone non-saturée. Une première source d'influence potentielle peut être éliminée. Dans certaines nappes phréatiques de la bande sahélienne, les données géochimiques suggèrent l'existence d'eaux de recharge ancienne, infiltrées lors de périodes plus humides que l'actuel (*e.g.* Fontes *et al.*, 1991 ; Leduc *et al.*, 2000-a). Sur notre zone d'étude cependant, les données géologiques, piézométriques et hydrochimiques ne signalent pas l'existence d'une drainance ascendante à partir des nappes captives, ni celle d'eaux infiltrées sous un climat différent de l'actuel. Une validation supplémentaire est apportée par les données isotopiques. Le croisement des teneurs en C-14 et O-18, fortement différenciées entre la nappe phréatique et les nappes captives, permet de définir des modèles de mélange (Fig. IV-2-5). Hormis les points à mélange artificiel avéré, les teneurs en O-18 apparaissent indépendantes des activités C-14 ; l'activité C-14 la plus élevée mesurée dans la nappe phréatique (102,6 pCm) montre une teneur en O-18 parmi les plus appauvries (-5,9‰) et réciproquement l'activité la plus faible (58,2 pCm) montre des teneurs en O-18 et D normales (-4,6 et -29‰) ; sur ce dernier site qui pourrait cependant traduire une contamination des nappes captives (Fig. IV-2-5), les données piézométriques et chimiques sont typiques de la nappe phréatique et excluent l'hypothèse d'un mélange. La variabilité des teneurs en O-18 apparaît donc totalement naturelle dans la nappe phréatique, sans influence d'eaux de recharge ancienne.

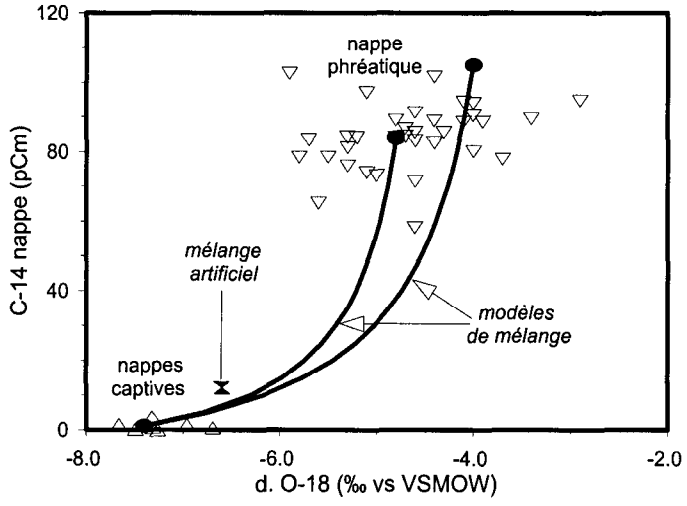


Figure IV-2-5- Diagramme des activités C-14 en fonction des teneurs en $\delta^{18}O$ dans la nappe, et modèles de mélange théoriques entre le pôle des nappes captives (~ 0 pCm en C-14, ~ -7,5‰ en $\delta^{18}O$) et la nappe phréatique.

IV-2-1-3-1- Teneurs des précipitations

À proximité ou sur la zone d'étude, les teneurs des précipitations ont été analysées en détail à la

station de Niamey-Orstom sur la période 1992-99, et sur quatre autres stations du degré-carré pour l'année 1992. À Niamey, des données existent pour des années antérieures : année 1988 (*in* Le Gal La Salle, 1990) ; années 1982, 1985 et 1989 (*in* Girard *et al.*, 1997). Les teneurs des pluies en 1989 à Niamey sont également décrites par Taupin *et al.* (2000), en parallèle à une dizaine d'autres stations au Niger pour la même année. Dans cette partie sont utilisées outre des données inédites (Taupin, *com. pers.*), les caractéristiques isotopiques décrites *in* Taupin *et al.* (1997), Leduc et Taupin (1997), Taupin et Gallaire (1998) et Gaultier (2000).

À l'échelle annuelle, les teneurs pondérées des précipitations varient entre -2,2 (1993) et -5,7‰ (1999) en O-18, et entre -16 et -37‰ en D (Tab. IV-2-1). Cette variabilité ne semble pas liée à l'importance des précipitations annuelles : si l'on considère les extrêmes ci-dessus, 1999 est une année moyenne en terme de pluviométrie (569 mm), et 1993 n'est pas significativement moins pluvieuse que d'autres années plus appauvries. Dans l'espace, la variabilité des teneurs annuelles est également importante, et rappelle la variabilité spatiale des précipitations (*cf.* ch. II-2-1) : en 1992 sur cinq stations différentes du degré-carré de Niamey, les teneurs annuelles sont comprises entre -3,4 et -5,1‰ (Taupin *et al.*, 1997 ; Taupin et Gallaire, 1998).

La moyenne pondérée des précipitations sur la période 1992-99 est de -4,3‰ en O-18, et de -27‰ en D (Tab. IV-2-1). Ces chiffres sont comparables aux teneurs interannuelles pondérées de -4,5 et -30‰ à Bamako (Mali) sur les périodes 1962-76, 1978-79 et 1991-96, de -4,3 et -26‰ à Kano (nord-Nigéria) sur les périodes 1961-66 et 1971-72, et de -4,0 et -22‰ à N'djamena (Tchad) pour les années 1964-75, 1977-78 et 1995 (*d'après* AIEA/OMM, 1998).

année	**1992** [a]	**1993** [a]	**1994** [a]	**1995** [a]	**1996** [b]	**1997** [b]	**1998** [b]	**1999** [b]	**moyenne**
hauteur pluie (mm)	488	447	676	537	566	450	978	569	589
$\delta^{18}O$ (‰ *vs* VSMOW)	-3,5	-2,2	-4,6	-5,0	-4,7	-3,3	-4,5	-5,7	**-4,3** *
$\delta^{2}H$ (‰ *vs* VSMOW)	-22	-16	-29	-33	-	-19	-26	-37	**-27** *

[a] : d'après Leduc et Taupin (1997) et Taupin, *com. pers.* ; [b] : d'après Gaultier (2000) et mesures personnelles. * : teneurs pondérées des précipitations.

Tableau IV-2-1- Teneurs des précipitations en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ à la station de Niamey-Orstom, 1992-99.

À l'échelle mensuelle, les mois du coeur de l'hivernage présentent les teneurs les plus appauvries (Fig. IV-2-6-A) ; cette caractéristique est également observée sur les autres stations sahéliennes (*e.g.*

Taupin *et al.*, 2000). À la station de Niamey-Orstom, la teneur pondérée des mois de juillet, août et septembre est de -4,9‰ en O-18 (-6,0‰ pour août), contre -2,4‰ en juin, -1,6‰ en mai et -0,6‰ en octobre. Sur la base d'informations météorologiques, Taupin *et al.* (1997) interprètent le phénomène en terme d'effet de masse en début et fin d'hivernage où l'hygrométrie est faible, mais aussi en terme de position latitudinale du FIT (ch. II-2-1), qui influence le développement vertical des systèmes convectifs et la température de condensation des nuages. Cette dernière hypothèse est corroborée par l'interprétation de la variabilité isotopique à l'échelle infra-événementielle (Taupin et Gallaire, 1998).

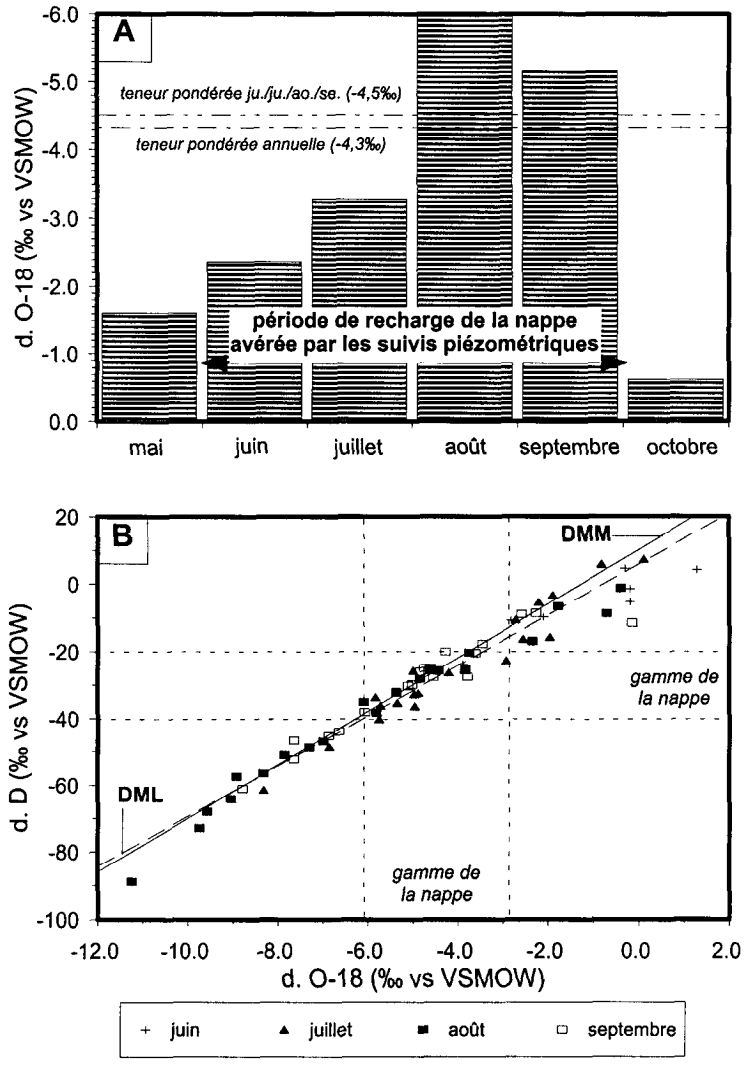


Figure IV-2-6- Histogramme des teneurs pondérées mensuelles en $\delta^{18}O$ des précipitations (A, 1992-99) et diagramme $\delta^{2}H$ en fonction de $\delta^{18}O$ pour les pluies de juin à septembre supérieures à 5mm (B, 1997-99), station de Niamey-orstom (A, *d'après* Leduc et Taupin, 1997 et Taupin, *com. pers.* ; B : *d'après* Gaultier, 2000, et mesures personnelles). DMM : $\delta^{2}H = 8 * \delta^{18}O + 10$; DML : $\delta^{2}H = 7,6 * \delta^{18}O + 5,7$ (*cf. infra*).

À l'échelle de l'événement, les teneurs des précipitations supérieures à 5 mm varient très

largement, entre -11,2 et +7,0‰ en O-18, de -89 à +41‰ en D (période 1996-99, Niamey-Orstom) ; les données présentées graphiquement par Taupin *et al.* (1997) pour la période 1992-95 à la même station confirment ces gammes de teneurs. L'excès en deutérium "d" varie en conséquence, de -24 à +15‰. Sur cette base événementielle, la Droite Météorique Locale (DML) peut être définie par l'équation (*d'après* Taupin *et al.*, 1997) :

$$\delta^2H = 7,6 * \delta^{18}O + 5,7$$

Cette équation, obtenue à partir des données événementielles de 1992 à 1995, est valable également pour la période récente de 1996 à 1999. Selon l'année considérée, le coefficient de corrélation peut varier entre 6,7 à 7,8, et l'ordonnée à l'origine entre 2,4 et 6,6. À l'échelle régionale, d'autres DML ont été définies et confirment l'ordre de grandeur des coefficients calculés :

- Kano : $\delta^2H = 7,1 * \delta^{18}O + 4,4$ (mesures mensuelles, AIEA/OMM, 1998).
- N'djamena : $\delta^2H = 6,4 * \delta^{18}O + 4,5$ (mesures mensuelles, AIEA/OMM, 1998).
- synthèse des stations sahélo-soudaniennes : $\delta^2H = 7,6 * \delta^{18}O + 7,1$ (Joseph *et al.*, 1992).

L'explication communément admise à l'existence de pentes inférieures à 8 et d'ordonnées à l'origine inférieures à 10 en milieu sahélien est celle d'une reprise évaporatoire des gouttes de pluie au cours de leur chute (*e. g.* Joseph *et al.*, 1992 ; Mathieu et Bariac, 1996 ; Taupin *et al.*, 2000). La similitude des droites obtenues accrédite également une origine unique à la vapeur d'eau précipitée, liée au flux de mousson issu du Golfe de Guinée (Taupin *et al.*, 2000). Sur la base de ces validations régionales, la droite météorique de Niamey proposée par Girard *et al.* (1997) pour l'année 1989 : $\delta^2H = 8,4 * \delta^{18}O + 17,6$, qui implique une contribution importante de vapeur d'origine continentale, doit être considérée comme isolée ou douteuse ; pour la même année à Niamey, Taupin *et al.* (2000) montrent que près de 90% des événements présentent des excès en deutérium inférieurs à 10‰, une proportion représentative des autres années.

Les événements enrichis des marges de la saison des pluies peuvent influencer le calcul de la DML, alors que leur participation au renouvellement de la nappe est probablement nulle. Une DML "de recharge" a donc été définie, en ne considérant que les événements de plus de 5 mm des mois de juin, juillet, août et septembre (1997-99), où des épisodes de recharge de la nappe sont avérés par les suivis piézométriques (ch. III-1-1-5-2). La corrélation obtenue, $\delta^2H = 7,2 * \delta^{18}O + 4,3$, est très proche de la DML définie précédemment ; d'autres tentatives, basées sur des seuils pluviométriques plus élevés, fournissent des équations proches (*e.g.* $\delta^2H = 7,8 * \delta^{18}O + 7,8$ pour les pluies de juin à septembre supérieures à 20 mm). Ces équations sont en cohérence avec d'autres DML où les événements enrichis

des marges de l'hivernage ont été écartés, comme pour Bamako, avec $\delta^2H = 7,8 * \delta^{18}O + 6,3$ (*d'après* AIEA/OMM, 1998, *in* Mathieu et Bariac, 1996) ou Barogo, au Burkina-Faso, avec $\delta^2H = 7,7 * \delta^{18}O + 7,8$ (Mathieu et Bariac, 1996). Ces corrélations, en accord avec l'existence de pluies légèrement évaporées au coeur de la saison des pluies (Fig. IV-2-6-B) justifient l'interprétation des teneurs de la nappe par référence à la Droite Météorique Locale (*cf.* Fig. IV-2-8).

IV-2-1-3-2- Droite locale d'évaporation et teneurs de la zone non-saturée

La caractérisation d'une droite locale d'évaporation est importante pour reconstituer les teneurs initiales des eaux de recharge, si les eaux de la nappe présentent un caractère évaporé. Cette estimation a été faite à partir d'un suivi isotopique des eaux de deux mares, au cours des saisons sèches de 1991 et 1992 (Desconnets, 1994, Fig. IV-2-7). L'enrichissement par évaporation montre une pente de 4,6 dans un diagramme δ^2H *vs* $\delta^{18}O$, une valeur typique d'eaux de surface en milieu à faible humidité relative.

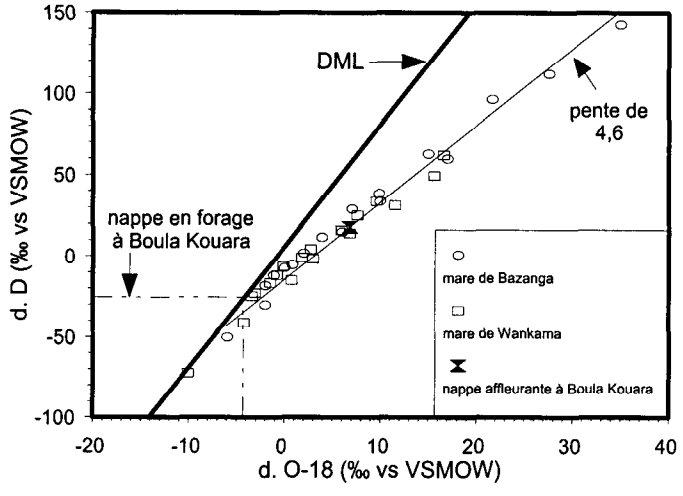


Figure IV-2-7- Droite d'évaporation déduite des suivis en $\delta^{18}O$ et δ^2H des mares endoréiques temporaires de Bazanga et Wankama au cours des saisons sèche de 1991 et 1992 (*d'après* Desconnets, 1994). Les teneurs de la nappe affleurante à Boula Kouara (avril 1998) sont également reportées. DML : $\delta^2H = 7,6 * \delta^{18}O + 5,7$ (*cf. supra*).

Une confirmation indirecte de la pente d'évaporation est possible par interprétation des teneurs de la nappe à Boula Kouara. L'échantillonnage en fin de saison sèche (avril 1998) montre des teneurs logiquement élevées dans la nappe affleurante à l'air libre (+ 6,8 en O-18 et +18‰ en D) ; en revanche, l'eau de la nappe échantillonnée sous 0,7 m de sol à 5 m de la surface d'eau libre montre une valeur en O-18 plus typique de la nappe (-4,1‰), identique à la précision analytique près à celle du forage du village captant la nappe phréatique (-4,4‰ en O-18, -26‰ en D). Reportées dans le diagramme δ^2H *vs* $\delta^{18}O$ de la figure IV-2-7, ces teneurs sont en bon accord avec la pente d'évaporation de 4,6 déduite des

suivis des mares temporaires.

Les teneurs en O-18 et D des eaux de la zone non-saturée ont fait l'objet d'investigations sur la zone d'étude pour préciser les processus de recharge (Plain, 1999 ; Gaultier, 2000) ; une dizaine de profils des années 1997 à 1999 ont été analysés. Les teneurs des premiers mètres du sol apparaissent partout élevées en saison sèche, jusqu'à +10‰ en O-18 et +20‰ en D, et présentent des profils d'évaporation typiques (*cf.* Barnes et Allison, 1983), pour des humidités pondérales de l'ordre de quelques %. Ces caractéristiques sont similaires à celles décrites pour la zone non-saturée des alluvions du fleuve près de Niamey (Taupin, 1990 ; Taupin, 1995). En saison des pluies, excepté à quelques mètres des mares temporaires où les teneurs de la zone non-saturée sont non-évaporées et typiques des eaux de mare en hivernage, les premiers décimètres sous la surface du sol présentent les mêmes caractéristiques qu'en saison sèche. Cette constatation confirme notamment l'absence d'infiltration profonde en dehors des bas-fonds endoréiques.

IV-2-1-4- Origine des eaux et processus de recharge

Pour caractériser le(s) processus de recharge, les teneurs de la nappe phréatique ont été comparées aux teneurs des précipitations, représentées par les Droites Météoriques Mondiale et Locale dans un diagramme classique δ^2H *vs* $\delta^{18}O$ (Fig. IV-2-8). La composition isotopique de la nappe peut différer de celle des pluies par des processus qui interviennent avant la recharge (Gat et Tzur, 1967). En milieu semi-aride l'influence la plus évidente est l'évaporation, souvent mise en évidence dans les nappes soudano-sahéliennes (*e.g.* Fontes *et al.*, 1991 ; Njitchoua et Ngounou Ngatcha, 1997). Ce processus n'intervient pas dans le cas d'étude : tous les points de la nappe phréatique se positionnent sur ou entre les droites météoriques. Seuls quelques points (15%) se situent sous la DML et pourraient éventuellement, à l'incertitude analytique près, témoigner d'un faible enrichissement par évaporation. Les eaux évaporées des mares en saison sèche, les eaux évaporées des sols des glacis sableux n'atteignent donc pas la nappe ou ne participent pas à la recharge de manière significative. Ce résultat est en conformité avec le processus de recharge indirect mis en évidence par les suivis hydrodynamiques, qui montrent que la recharge s'effectue rapidement et de manière localisée dans les points bas du paysage (ch. III-1-1-4). L'absence d'évaporation des eaux est cependant une observation frappante dans un milieu semi-aride où l'évapotranspiration potentielle est de l'ordre de 2 500 $mm.an^{-1}$ (ch. II-2-1).

Un autre processus envisageable en milieu semi-aride est celui d'une sélection des plus fortes précipitations pour la recharge ; ce processus peut être mis en évidence si les précipitations présentent des teneurs saisonnières contrastées en O-18 et D (Gat, 1992, 1995). Sur la zone d'étude, les pluies de juillet,

août et septembre présentent les teneurs les plus faibles (Fig. IV-2-6-A) ; ces mois rassemblent également les événements pluvieux les plus importants (D'Amato, 1998), donc les plus efficaces en terme de recharge (ch. III-1-1-5-3). Sur l'année, les teneurs pondérées des précipitations sont de -4,3‰ en O-18 et de -27 ‰ en D (Tab. IV-2-1). Ces chiffres sont plus élevés que les teneurs moyennes de la nappe, respectivement de -4,7 et -31‰ en O-18 et D (ch. IV-2-1-2-2). Les moyennes pondérées en O-18 et D des mois de juin à septembre, les seuls où des épisodes de recharge se produisent (Fig. IV-2-6-A) sont respectivement de -4,5 et -29‰, encore supérieures aux teneurs représentatives de la nappe. D'un point de vue statistique, à l'échelle de la saison des pluies ou par rapport à la seule période de recharge de la nappe, un processus de sélection des pluies les plus appauvries du coeur de l'hivernage semble donc exister, en accord avec les observations hydrodynamiques.

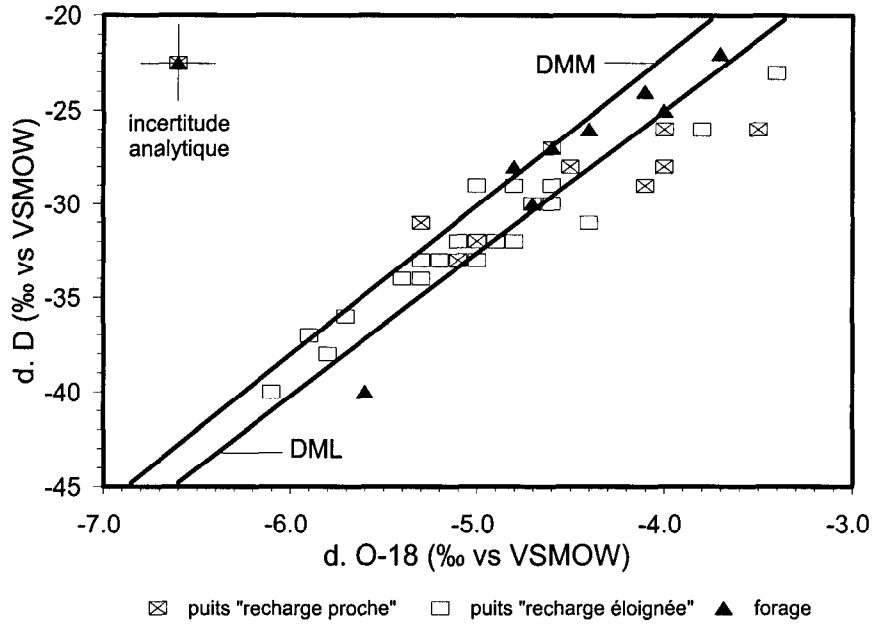


Figure IV-2-8- Diagramme δ^2H en fonction de $\delta^{18}O$ pour les points de la nappe phréatique. DML : $\delta^2H = 7,6 * \delta^{18}O + 5,7$.

Ce processus de sélection permet de proposer une interprétation à la distinction statistique observée entre les teneurs en O-18 et D des points proches et éloignés des zones de recharge (ch. IV-2-1-2-2). Les eaux éloignées présentent des teneurs médianes de -5,0‰ en O-18 et de -33‰ en D, qui suggèrent un processus de sélection marqué avant la hausse à long terme de la nappe. Les eaux d'infiltration plus récente montrent des teneurs supérieures, respectivement de -4,4 et -28‰ en O-18 et D, proches des teneurs pondérées des mois de juin à septembre (-4,5‰, -29‰) où s'observent actuellement les épisodes de recharge. Une évolution vers un processus de sélection moins efficace apparaît en accord avec l'augmentation observée de la recharge. Selon cette interprétation, un enrichissement progressif des teneurs en O-18 et D des eaux de la nappe devrait se produire au cours des

prochaines décennies.

IV-2-2- Le tritium (T)

IV-2-2-1- Données disponibles

Une quarantaine d'échantillonnages et d'analyses du tritium des eaux (T) ont été réalisés depuis 1993 sur des puits (36) ou des forages (7) de la zone d'étude. Parmi les prélèvements, 28 ont été effectués dans le cadre de la thèse et du programme PNRH associé (Leduc *et al.*, 2000-c). En dehors de la zone d'étude et sur le degré-carré de Niamey, une quinzaine d'analyses supplémentaires existent également (Leduc *et al.*, 1996).

IV-2-2-1-1- Technique et précision analytique

Les analyses des teneurs en T ont été effectuées au Centre de Recherches Géodynamiques de l'Université de Paris-6 (Thonon-Les-Bains) par la technique du comptage β^- en scintillation liquide, après enrichissement électrolytique (Kaufman et Libby, 1954). La précision varie pour chaque échantillon, en fonction notamment du temps de comptage et du bruit de fond analytique ; pour les teneurs exprimées, inférieures ou égales à 10 U.T. sur la zone d'étude, la précision analytique varie entre ± 0,4 et ± 1,0 U.T.

IV-2-2-1-2- Représentativité de l'échantillonnage

L'estimation de la représentativité de l'échantillonnage en T s'appuie sur celle des autres isotopes de la molécule d'eau (O-18, D). Ponctuellement, des analyses comparatives en T existent sur plusieurs points d'échantillonnage proches (*e.g.* Kouré) et des prélèvements ont été effectuées sur un puits (Kafina) en début et fin de pompage d'essai.

Au cours du pompage d'essai dans le puits de Kafina, les teneurs en T avant et après pompage sont restées inférieures au seuil de détection (respectivement < 1,9 et < 1,2 U.T.) ; en parallèle, les teneurs en O-18 et D sont restées constantes, tandis que celles en C-14 et C-13 et les caractéristiques physico-chimiques ont évolué vers des valeurs représentatives de l'aquifère (Fig. IV-1-2). À l'instar des isotopes stables de la molécule d'eau (O-18, D) on peut donc considérer que le T est peu sensible aux pollutions artificielles engendrées par les chutes de matière organique ou de poussières dans les puits. En l'absence

d'autre contamination, les prélèvements en T dans les puits de la zone d'étude sont donc probablement représentatifs de la nappe.

Comme pour l'ensemble des traceurs, la perturbation la plus importante pour l'échantillonnage en T est provoquée par l'inondation des ouvrages. Cette contamination induit logiquement l'apparition de teneurs typiques des pluies récentes (~ 9 à 5 U.T. pour les années 1993-99, Fig. IV-2-17), dans des sites où les valeurs authentiques de la nappe sont plus faibles. Parmi les 7 puits inondables analysés, 6 montrent des teneurs modernes, de l'ordre de 2 à 8 U.T. ; à Kouré, le puits traditionnel inondable ("gros puits") présente des teneurs atmosphériques (7,0 ± 1,0 U.T.) alors que dans le puits cimenté non-contaminé ("village") situé à moins de 300 m, les teneurs sont plus faibles mais représentatives de la nappe (< 2,0 U.T.). Dans le cas des puits très peu puisés ou même abandonnés, une contamination similaire mais d'origine pluviale est envisageable. Bien que l'impact des précipitations n'ait pas été identifié sur les teneurs en O-18 et D, la chute des gouttes de pluie à l'intérieur des puits peut théoriquement induire la présence de T lorsque la réserve en eau de l'ouvrage est faible. En considérant une ouverture typique sur l'atmosphère de 2,5 m^2, une saison pluviométrique normale de 560 mm introduit un volume d'environ 1,4 m^3 d'eau de pluie directement dans les puits... Dans celui abandonné d'Habaka, profond de 75 m et éloigné des zones de recharges (Fig. III-1-12), la teneur exprimée en T (1,1 ±0,4 U.T.) pourrait ainsi s'expliquer par une contamination pluviale. Les autres puits échantillonnés sont régulièrement puisés et un impact des précipitations sur les teneurs est improbable.

La teneur en T de 10 (±1,0) U.T. mesurée au puits de Banizoumbou "école" en novembre 1993, la plus forte sur la zone d'étude (Fig. IV-2-10), est plus problématique et mérite une discussion. Les teneurs en O-18 (-4,3‰ *vs* VSMOW) et en C-13 du Carbone Inorganique Dissous (-13,1‰ *vs* VPDB) sont typiques de la nappe. La chimie (conductivité de 70 $\mu S.cm^{-1}$, pH de 5,6, faciès nitraté sodique) et la piézométrie contredisent l'hypothèse d'un mélange avec les nappes captives et/ou avec le forage artésien datant de 1988 et situé à plus de 600 m de distance (près du piézomètre "DRE" sur la figure III-1-9). L'activité en C-14 (85,5 ±1,0 pCm) mesurée dans un échantillon prélevé simultanément à celui en T est également typique de la nappe phréatique, mais incohérente avec la teneur en T. Un mélange de deux eaux différentes est nécessaire pour rendre compatibles ces teneurs : mélange avec de l'eau de pluie, ou plus prosaïquement mélange dans les flacons d'échantillonnage ?! Cette teneur de 10 (±1,0) U.T. demeure inexplicable et aurait mérité un échantillonnage de vérification après pompage prolongé dans le puits.

Au total, en écartant les points contaminés par inondation (7), douteux (Banizoumbou, Habaka) ou doublé (Kafina), le jeu des données représentatives en T est de 33 analyses, dont 7 sur forages.

IV-2-2-2- Teneurs de la nappe

IV-2-2-2-1- Répartition spatiale

Comme pour les teneurs en O-18 et D, il n'existe aucune répartition structurée dans l'espace des points avec ou sans T (Fig. IV-2-9). Les teneurs les plus élevées se rencontrent au nord-ouest ou au centre, et avoisinent des points sans teneur exprimée ; sur la zone centrale où la densité de mesures est plus importante, des points avec ou sans T peuvent se situer à moins de 2 500 m de distance. De manière complémentaire aux suivis piézométriques (Fig. III-1-7), cette absence d'organisation spatiale confirme la dispersion des points de recharge sur la zone d'étude.

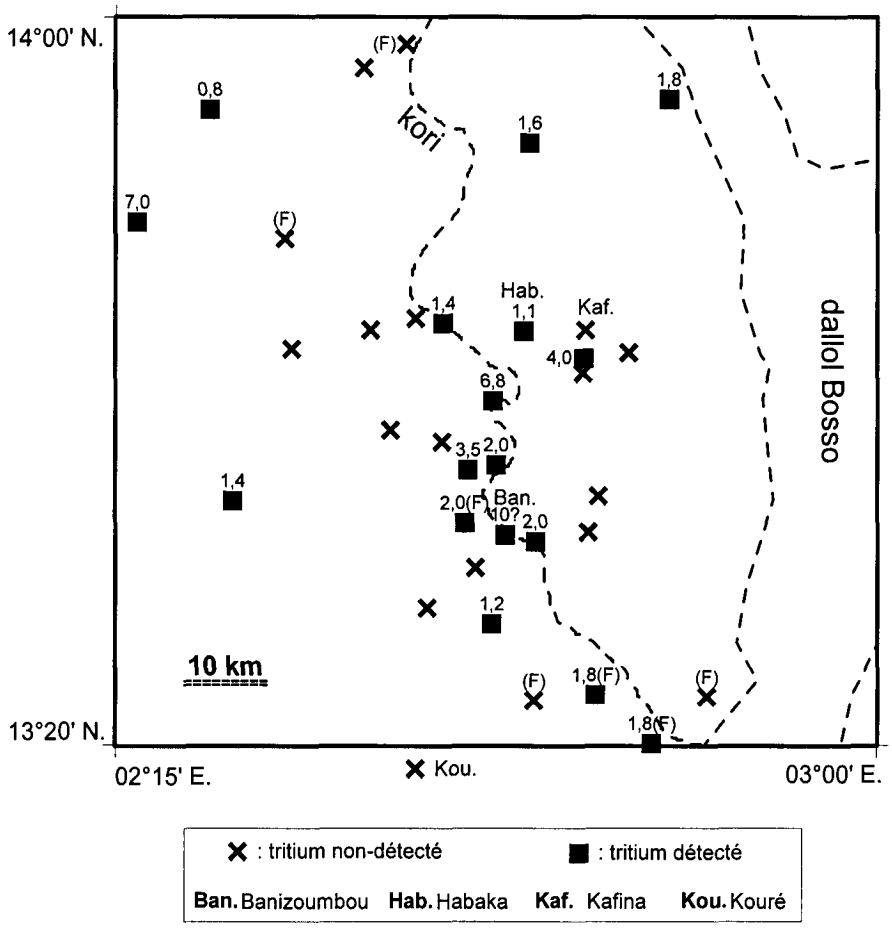


Figure IV-2-9- Répartition spatiale des teneurs en tritium sur la zone d'étude. (F) : Forage. Les chiffres représentent les teneurs en tritium, exprimées en U.T. ; le kori de Dantiandou est situé à titre indicatif. Les points localisés correspondent à ceux cités dans le chapitre IV-2-2.

IV-2-2-2-2- Répartition statistique

La répartition statistique des teneurs en T dans la nappe est présentée sous la forme d'un diagramme des teneurs classées (Fig. IV-2-10). La majorité des points (18, soit 55% des valeurs) présentent des teneurs inférieures au seuil de détection, qui varie selon les échantillons entre 1,0 et 2,3 U.T. Les teneurs extrêmes exprimées sont comprises entre 0,8 (± 0,4) et 7,0 (± 1,0) U.T. En considérant l'ensemble des échantillons, la moyenne des teneurs dans la nappe est nécessairement comprise entre 0,8 et 2,4 U.T. ; la médiane est inférieure au seuil de détection (< 2,3 U.T.). Compte-tenu des valeurs peu contrastées mesurées et de l'incertitude analytique associée, la distinction des puits avec ou sans fluctuation piézométrique saisonnière et des forages (catégories A, B et C, Fig. IV-2-10) ne peut être envisagée d'un point de vue statistique mais uniquement de manière qualitative, dans l'optique de préciser les processus de recharge (ch. IV-2-2-3).

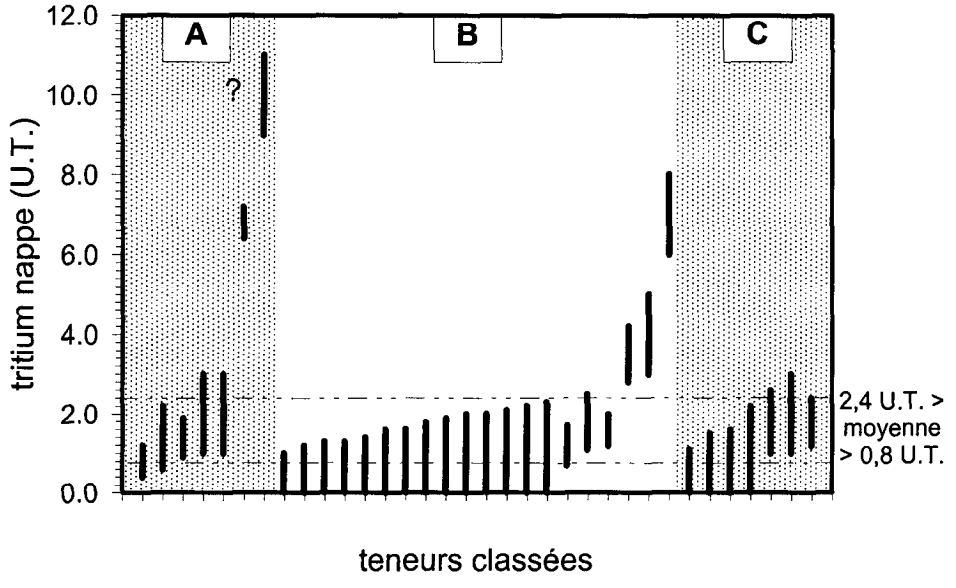


Figure IV-2-10- Teneurs classées en tritium dans la nappe sur la zone d'étude. Puits à fluctuations piézométriques saisonnières (A), sans fluctuation piézométrique saisonnière (B) et forages (C). La barre verticale représente l'incertitude analytique associée à chaque échantillon.

IV-2-2-3- Processus de recharge et temps de séjour apparent

La distinction entre puits et forages, et entre puits avec ou sans fluctuation piézométrique saisonnière fournit des informations complémentaires sur les processus de recharge de la nappe.

La totalité des puits avec fluctuations présentent des teneurs en T supérieures au seuil de détection ; cette constatation est valable quelle que soit la profondeur de la nappe, comprise entre 19 et 63 m pour les échantillons de la figure IV-2-10-A. En revanche, si la majorité des points sans fluctuation piézométrique présentent des teneurs non détectées, qui confirment leur éloignement des zones de recharge (Fig. IV-2-10-B), un tiers (6 analyses) montrent des teneurs supérieures au seuil de détection, jusqu'à 7,0 (±1,0) U.T ; là encore, il n'existe aucune relation entre la profondeur de la nappe et la teneur en T. L'existence de fluctuations piézométriques semble donc impliquer la présence de T, mais la réciproque n'est pas vraie, certains points sans fluctuation saisonnière se révélant proches de zones de recharge, comme le prouvent leurs teneurs exprimées en T. Cette constatation est logique si l'on considère que les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère influencent la distance de propagation des fluctuations : dans certaines parties perméables à la porosité élevée où les fluctuations piézométriques s'amortissent rapidement, de l'eau de recharge récente peut transiter au-delà de la zone d'occurrence des fluctuations. Dans les forages crépinés sur une dizaine de mètres à des profondeurs variables, des teneurs exprimées en T ont été mesurées dans 3 ouvrages sur 7 (Fig. IV-2-10-C) ; pour un cas, l'eau échantillonnée est issue d'une profondeur de 25 à 35 m sous le niveau statique ("Boula Kouara Tégui", Fig. IV-2-11). Bien que mesurée à de faibles teneurs (maximum de 2,0 ±1,0 U.T.), la présence de T en forage prouve néanmoins une relativement bonne homogénéisation verticale de la nappe près des zones de recharge, et confirme l'absence de stratification verticale des eaux dans l'aquifère.

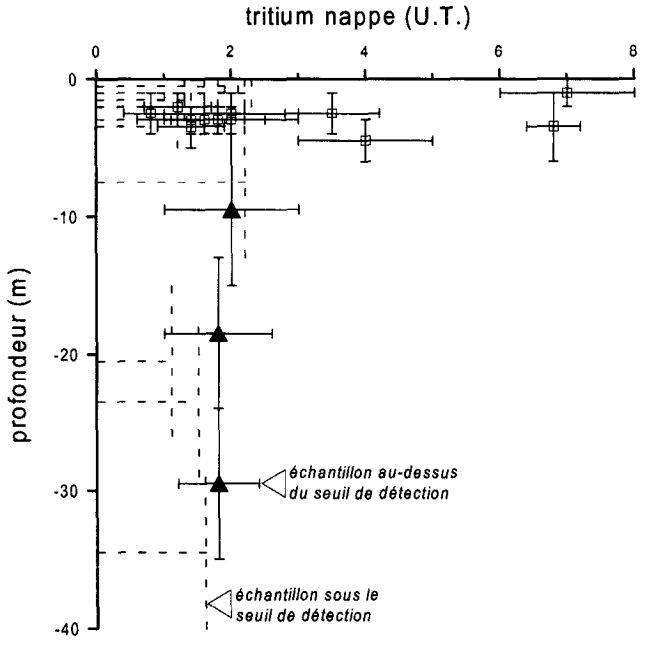


Figure IV-2-11- Teneurs en tritium mesurées dans la nappe en fonction de la profondeur d'échantillonnage sous le niveau statique. Les barres verticales indiquent l'extension des crépines. Les barres horizontales expriment l'incertitude analytique associée à chaque échantillon. □ : puits ; ▲ : forage.

Le taux de renouvellement et le temps de séjour apparents des eaux peuvent être déduits des teneurs en T, radioisotope de période 12,43 ans. Une estimation plus détaillée est effectuée *infra* (ch. IV-2-4) en tenant compte notamment de l'augmentation pluridécennale des réserves de la nappe, mais une quantification préliminaire peut être obtenue à partir du modèle simple de mélange parfait proposé par Leduc *et al.* (1996 ; *cf.* Fig. I-3-2). En considérant la gamme possible de la moyenne en T dans la nappe (entre 0,8 et 2,4 U.T., Fig. IV-2-10), le taux de renouvellement est compris entre 0,1 et 0,3%, soit un temps de séjour apparent de l'ordre de 300 à 1 000 ans. Une estimation plus approfondie du temps de séjour des eaux est proposée au chapitre IV-2-4-3.

IV-2-3- Les isotopes du carbone (C-14, C-13)

IV-2-3-1- Données disponibles

Une soixantaine d'analyses de l'activité en carbone-14 (C-14) et de la teneur en carbone-13 (C-13) du Carbone Inorganique Dissous (CID) ont été effectuées depuis 1993 sur des puits (49) ou des forages (8) de la zone d'étude. Parmi ces prélèvements et analyses, une trentaine ont été effectués dans le cadre de la thèse et du programme PNRH associé (Leduc *et al.*, 2000-c). En dehors de la zone d'étude, il existe une dizaine d'analyses supplémentaires sur le degré-carré de Niamey (Leduc *et al.*, 2000-b).

IV-2-3-1-1- Techniques et précisions analytiques

Les analyses en C-14 et C-13 ont été effectuées au Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie Isotopique de l'Université de Paris-Sud (Orsay). Pour le C-14, deux techniques ont été utilisées. La première, "conventionnelle", nécessite la précipitation sur le terrain du CID en $BaCO_3$, à partir d'un volume d'eau de 100 à 200 L pour la nappe étudiée ; l'analyse s'effectue au laboratoire par comptage β^- en scintillation liquide (Fontes, 1971). La deuxième technique utilise la spectrométrie de masse par accélérateur (AMS, Gif/Yvette, CNRS, France) et nécessite la conversion du CID en graphite (Hut *et al.*, 1986). Cette technique ne requiert qu'un volume d'eau réduit (~1L). La précision obtenue par les deux méthodes est variable, fonction notamment du temps de comptage (méthode conventionnelle), de la quantité de carbone analysée et de l'activité de l'échantillon ; pour les activités en C-14 de la nappe, comprises entre 58,2 et 102,6 pCm, la précision analytique varie entre 0,2 et 1,6 pCm. Plusieurs analyses doublées à partir d'échantillons prélevés simultanément confirment la cohérence des résultats obtenus par les deux méthodes.

L'analyse du C-13 a été effectuée par spectrométrie de masse en phase gazeuse, selon la technique décrite *in* McCrea (1950). La précision annoncée est de ± 0,1‰ *vs* VPDB (Vienna "Pee Dee Belemnite" ; Coplen, 1996).

IV-2-3-1-2- Représentativité de l'échantillonnage

La représentativité de l'échantillonnage en C-14 et C-13 a été estimée principalement par pompages prolongés dans des puits et par comparaison avec celle des autres traceurs de la géochimie (autres isotopes et ions majeurs). Des analyses comparatives en C-14 et C-13 ont également été effectuées sur plusieurs ouvrages d'un même site, ou à des dates différentes pour un même ouvrage.

Comme pour les autres mesures géochimiques, la première perturbation provient de l'inondation de puits au cours de la saison des pluies. Les puits régulièrement inondés présentent des activités C-14 comprises entre 100,4 et 123,9 pCm, typiques ou proches de celles de l'atmosphère (Fig. IV-2-17). Des mesures comparatives sur un même site permettent d'illustrer l'importance de l'erreur d'échantillonnage. À Barkiawal Béri, le puits "village" régulièrement inondé (107,7 ± 0,8 pCm) a une activité supérieure de 6,1 pCm à celle du puits "n° 3" non contaminé (101,6 ± 0,8 pCm) ; à Kouré, la différence entre le puits traditionnel inondable ("gros puits") et le puits cimenté ("village") est encore plus grande (109,6 ± 0,7 contre 71,4 ± 0,6 pCm, soit 38,2 pCm). Dans les deux cas, les teneurs en C-13 varient de plus de 6‰ entre l'eau contaminée et celle représentative de la nappe.

En dehors des points inondés, certains puits présentent des activités particulièrement élevées, dans des contextes où de forts renouvellements de l'aquifère sont improbables (par exemple le puits d'Habaka, abandonné, profond de 75 m et loin des zones de recharges présente une activité de 110,2 pCm). Pour tester la représentativité de l'échantillonnage, des prélèvements avant et après pompage d'essai ont été effectués (Fig. IV-1-2). Au cours des pompages de Banikane et de Kafina, l'activité C-14 finale apparaît significativement plus faible que celle mesurée en début de pompage, respectivement de 4,0 et 17,7 pCm. La constance en O-18 et D au cours du pompage et l'interprétation des essais montrent l'unicité de la masse d'eau sollicitée. En parallèle, le CID a augmenté de 10 à 16 $mg.L^{-1}$ au cours du pompage de Banikane, mais a diminué de 23 à 16 $mg.L^{-1}$ au cours de celui de Kafina. Le C-13 du CO_2 équilibrant a évolué respectivement de -17,8 à -16,6‰ à Banikane et de -19,4 à -17,3‰ à Kafina.

Plusieurs sources de contamination en carbone moderne peuvent être envisagées. Un échange avec l'atmosphère dans les puits largement ouverts sur l'extérieur pourrait être une explication, mais les valeurs en C-13 du CO_2 équilibrant plus appauvries avant pompage, et l'excès initial en CID dans le puits

de Kafina infirment cette hypothèse. Une autre explication pourrait être l'apport de carbonates par les poussières atmosphériques, dont l'influence avant pompage est évidente en physico-chimie (au cours du pompage de Banikane, la concentration en calcium a baissé de 6,05 à 2,06 $mg.L^{-1}$). Au sud-ouest du Niger, l'origine des carbonates des poussières et leurs teneurs en C-14 et C-13 ne sont pas définies. Seule une origine pédologique, en équilibre avec les teneurs modernes du sol pourrait contribuer au rajeunissement observé du CID dans les puits. Une troisième explication envisageable est celle d'une minéralisation de la matière organique tombée dans les puits, aux teneurs en C-14 moderne et dont le C-13 a une origine identique (végétaux) à celle des sols régionaux. La présence de matière organique exogène dans les puits est avérée par les potentiels redox plus faibles avant pompage et par le maintient de $p.CO_2$ élevées dans les puits ouverts sur l'extérieur ; de manière plus évidente, les branches noirâtres, les tiges de mil dégradées souvent observées au fond des puits constituent une preuve de cette influence, qui peut être schématisée selon un processus de respiration typique (*in* Sigg *et al.*, 1994) :

$$CH_2O \text{ (matière organique)} + O_2 \text{ (dissous)} = CO_2 + H_2O$$

Bien que non quantifiable par les traceurs utilisés, la dégradation de la matière organique est probablement la cause majeure de la hausse artificielle des activités C-14 dans les puits. Dans les deux cas testés (Banikane et Kafina), en considérant une activité du contaminant de 113 pCm (moyenne troposphérique des 10 dernières années), la teneur initiale dans le puits en CID originaire de l'aquifère apparaît proche de 9 $mg.L^{-1}$, le complément en carbone dissous traduisant l'importance plus ou moins grande de la contamination.

Au total, en écartant les points contaminés et les analyses effectuées à plusieurs reprises sur un même point, la population des mesures représentatives est de 34 pour le C-14 et de 32 pour le C-13, dont respectivement 8 et 7 sur forages.

IV-2-3-2- Teneurs de la nappe

IV-2-3-2-1- Répartition spatiale

Comme pour l'ensemble des traceurs isotopiques, il n'existe aucune organisation spatiale des teneurs en C-14 à l'échelle de la zone d'étude (Fig. IV-2-12). Des activités faibles, comprises entre 55 et 75 pCm, existent au nord comme au sud, et la réciproque est vraie pour les activités plus élevées. De même, il n'existe aucune relation entre les activités C-14 et la profondeur de la nappe ; des activités élevées existent pour des points où la nappe est profonde (*e.g.* 94,8 pCm pour le puits de Tongom où la

nappe est à 63 m de profondeur) et réciproquement des activités faibles existent pour des points où la nappe est assez proche de la surface (84,2 pCm à Maourey Kouara Zéno où la nappe est à 20 m, ou même 65,2 pCm à Zébani Fiti où la nappe est à 30 m). De manière aussi convaincante que pour T, cette dispersion traduit l'éparpillement des zones de recharge sur le paysage, et l'absence de transit par effet piston dans la zone non-saturée. La même variabilité et la même absence de structure spatiale sont observées pour le C-13.

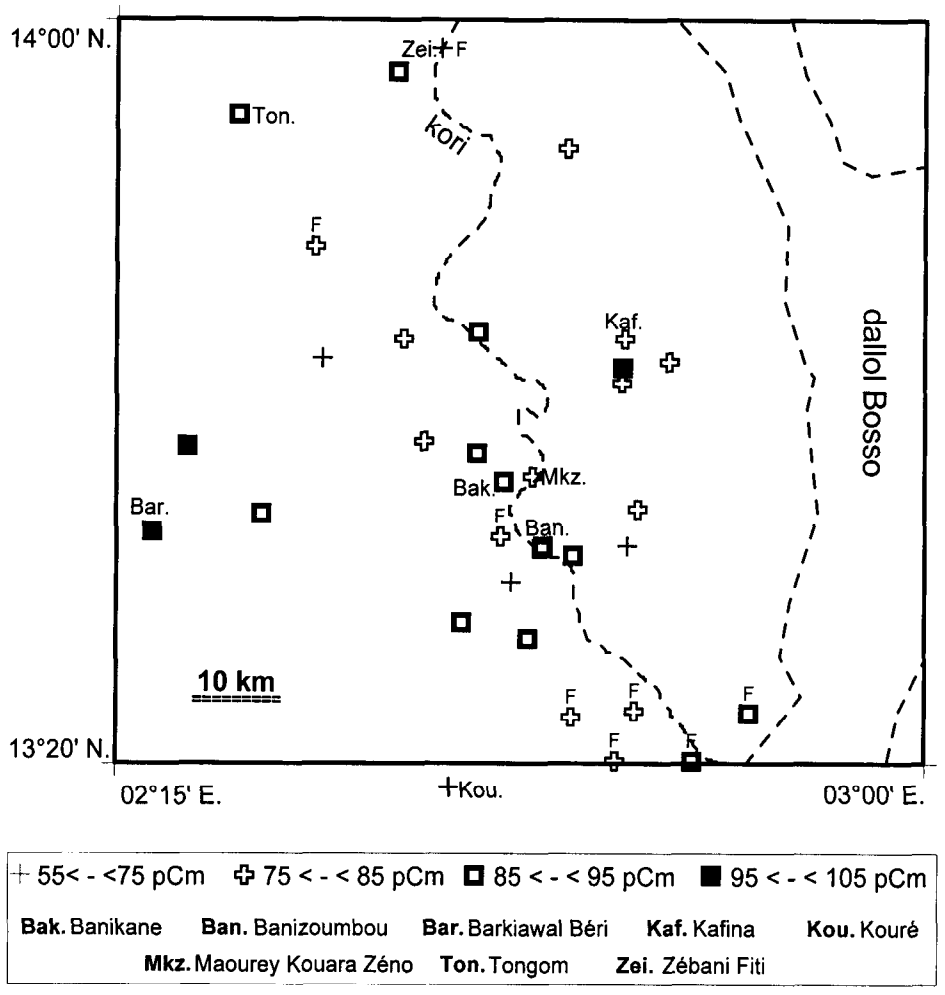


Figure IV-2-12- Répartition spatiale des activités en C-14 du CID dans la nappe sur la zone d'étude. F : Forage. Le kori de Dantiandou est situé à titre indicatif. Les points localisés correspondent à ceux cités dans le chapitre IV-2-3.

En raison de cette distribution non structurée des teneurs, la nappe peut présenter des différences importantes sur de courtes distances. Les variations peuvent atteindre 6,1 $pCm.km^{-1}$ en C-14, et à une échelle plus réduite 2,1 $pCm.hm^{-1}$ (Banizoumbou). En C-13, les différences peuvent atteindre 3,8‰.km^{-1}, et traduisent la variabilité des teneurs en C-13 des sources du carbone dissous.

IV-2-3-2-2- Répartition statistique

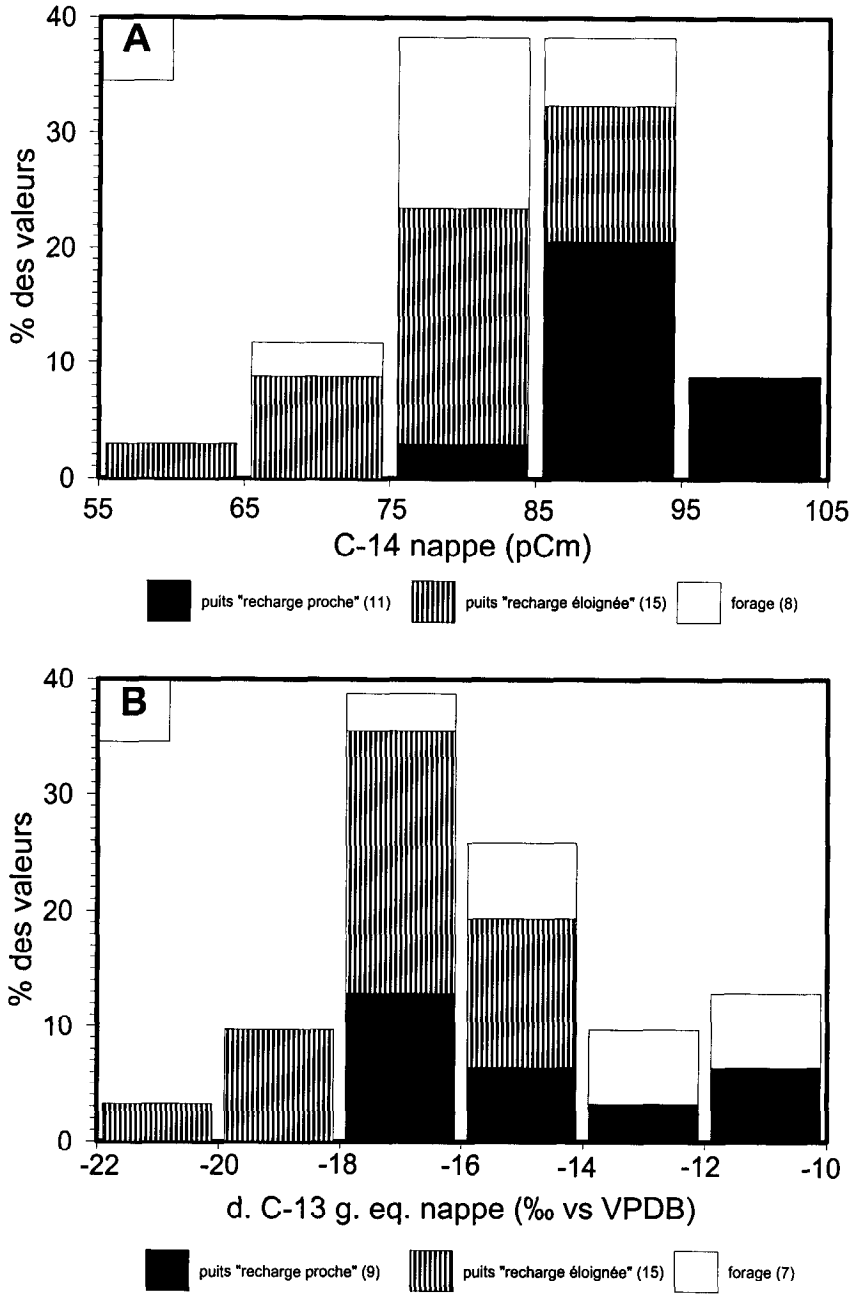


Figure IV-2-13- Histogrammes de répartition des teneurs en C-14 (A) et en $\delta^{13}C$ (B) du CID de la nappe phréatique sur la zone d'étude.

Une répartition statistique des teneurs en C-14 et C-13 est représentée sous forme d'histogrammes (Fig. IV-2-13). Les teneurs en C-14 se répartissent entre 58,2 (±0,7) et 102,6 (±0,7) pCm, et entre -21,6

et -10,6‰ pour le C-13 du CO_2 équilibrant, pour des moyennes respectives de 84,4 (± 0,8) et de -15,8‰ (les médianes sont très proches, respectivement de 84,3 pCm et de -16,3‰). L'écart-type pour le C-14 est de 9,5 pCm (76% des valeurs sont comprises entre 75 et 95 pCm) et de 2,5‰ pour le C-13 (65% des valeurs sont comprises entre -18 et -14‰).

Une distinction a été tentée entre les forages et les puits, qui captent des niveaux différents de l'aquifère saturé. Malgré le faible nombre d'échantillons sur forages (respectivement 8 et 7 en C-14 et C-13), les moyennes et les gammes de valeurs sont assez comparables à celles des puits (Fig. IV-2-13). Pour le C-14, l'activité la plus faible a été obtenue sur un puits (58,2 ± 0,7 pCm) et l'échantillonnage le plus profond sous le niveau statique montre une activité supérieure à la moyenne (88,5 ± 1,1 pCm, Fig. IV-2-14). Comme pour l'ensemble des traceurs géochimiques, l'absence de stratification verticale dans la nappe semble donc vérifiée, en accord avec le processus de recharge massif et localisé identifié par approche hydrodynamique.

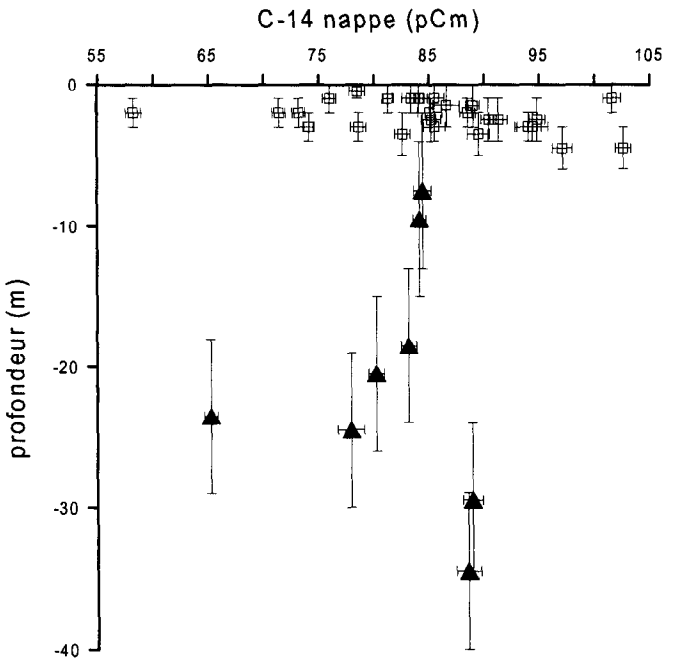


Figure IV-2-14- Activités du carbone-14 du CID mesurées dans la nappe en fonction de la profondeur d'échantillonnage sous le niveau statique. Les barres verticales indiquent l'extension des crépines. Les barres horizontales expriment l'incertitude analytique associée à chaque échantillon. □ : puits ; ▲ : forage.

Une seconde distinction sépare les puits proches (11 valeurs en C-14, 9 en C-13) et éloignés (15 valeurs) des zones de recharge. La comparaison de ces deux catégories montre des activités radioisotopiques en C-14 logiquement différentes (Fig. IV-2-13-A). Les moyennes respectives sont de 93,2 (± 0,9) pCm pour les puits à recharge proche, et de 79,8 (± 0,7) pCm pour les puits éloignés des

zones de recharge, pour des écart-types respectifs de 5,9 et 7,9 pCm. En C-13 du CO_2 équilibrant, les teneurs semblent également différentes entre les puits proches et éloignés des zones de recharge ; les moyennes respectives sont de -15,0 et de -17,1‰, pour des écarts-types de 2,4 et de 1,9‰. Le même test statistique de "Mann et Whitney" que celui réalisé pour les teneurs en O-18 et D (ch. IV-2-1-2-2) montre des distributions statistiquement différentes en C-13 pour les deux catégories, mais la discrimination obtenue nécessiterait un échantillonnage plus important pour être confirmée. L'augmentation de la recharge pourrait donc se traduire par une tendance récente à l'enrichissement en C-13, dont l'origine (naturelle) doit être recherchée dans les processus d'acquisition du CID dans la nappe.

IV-2-3-3- Origine biogénique du carbone inorganique dissous (CO_2 des sols)

Dans la majorité des systèmes aquifères, le CID des eaux a deux origines principales : l'une gazeuse, est obtenue par dissolution dans les eaux de recharge du CO_2 produit par respiration des plantes et dégradation par les micro-organismes de la matière organique des sols ; l'autre, solide, provient de la dissolution de carbonates pouvant être présents dans la matrice de l'aquifère. Ces deux origines sont discutées ci-dessous. D'autres sources de carbone sont possibles, mais doivent être écartées sur notre zone d'étude. La présence de carbone organique ancien dans l'aquifère est à exclure, la formation du Continental Terminal 3 près de Niamey se caractérisant par des sédiments ocres, déposés en milieu oxydant (ch. III-2-1). De plus, les eaux de la nappe présentent des potentiels redox élevés (ch. IV-1-2-1), peu compatibles avec la présence de matière organique réductrice dans l'aquifère. De même, l'existence d'une contamination par du CO_2 profond, avérée pour les nappes en bordure ouest de l'Aïr (Andrews *et al.*, 1993) est impossible dans le contexte géologique de l'ouest du bassin, près de Niamey (ch. II-4-3). L'hypothèse d'une drainance ascendante à partir des nappes captives, aux concentrations en CID trois fois plus élevées en moyenne que dans la nappe phréatique, est également réfutée par toutes les données hydrogéologiques (ch. II-4-2-3, et Fig. IV-2-5).

Une première source envisageable au CID de la nappe est la dissolution de carbonates disséminés dans la matrice de l'aquifère. La formation du CT3 est cependant constituée de sédiments principalement siliceux, sablo-silteux à argileux (kaolinite), d'origine continentale (ch. III-2-1) ; aucune description géologique ne mentionne la présence de carbonate ni de marne dans cette partie de l'aquifère. Les paramètres physico-chimiques des eaux, et notamment les indices de saturation très faibles vis-à-vis des minéraux carbonatés (typiquement compris entre -3 et -6, ch. IV-1-3-2) confirment l'absence de contact des eaux avec des minéraux carbonatés, puisque leur présence aurait conduit à la saturation vis-à-vis de la calcite, dont le produit de solubilité est faible ($\sim 10^{-8,5}$ à 30°C). Une autre source de carbonate, pédologique, pourrait être à l'origine d'une partie du CID. Au sud-ouest du Niger, dans les alluvions du

fleuve Niger, des nodules carbonatés existent dans les premiers mètres du sol (*cf. e.g.* Taupin, 1990) ; de même, dans les sols argileux surmontant le socle du Liptako, Barbiero et Berrier (1994) ont montré la présence de calcite, qui existe également dans les alluvions du dallol Bosso (Barbiero et Valles, 1992) et dans les bas-fonds argileux au sud-est du Niger (Téhet *et al.*, 1990). Sur notre zone d'étude à sols sableux acides, les bas-fonds argileux constituent les seules zones potentielles d'accumulation de carbonates ; les analyses en "diffraction X" des sols d'une dizaine de mares endoréiques ont cependant démontré l'absence totale de carbonates dans les sols des bas-fonds. Du point de vue des traceurs géochimiques, l'indépendance des teneurs en C-14, C-13 et Ca^{2+} confirme l'absence d'influence de carbonates anciens sur les teneurs isotopiques du CID (Fig. IV-2-15). Sur la zone d'étude, le CID dans la nappe a donc très probablement une origine purement biogénique, liée au CO_2 des sols.

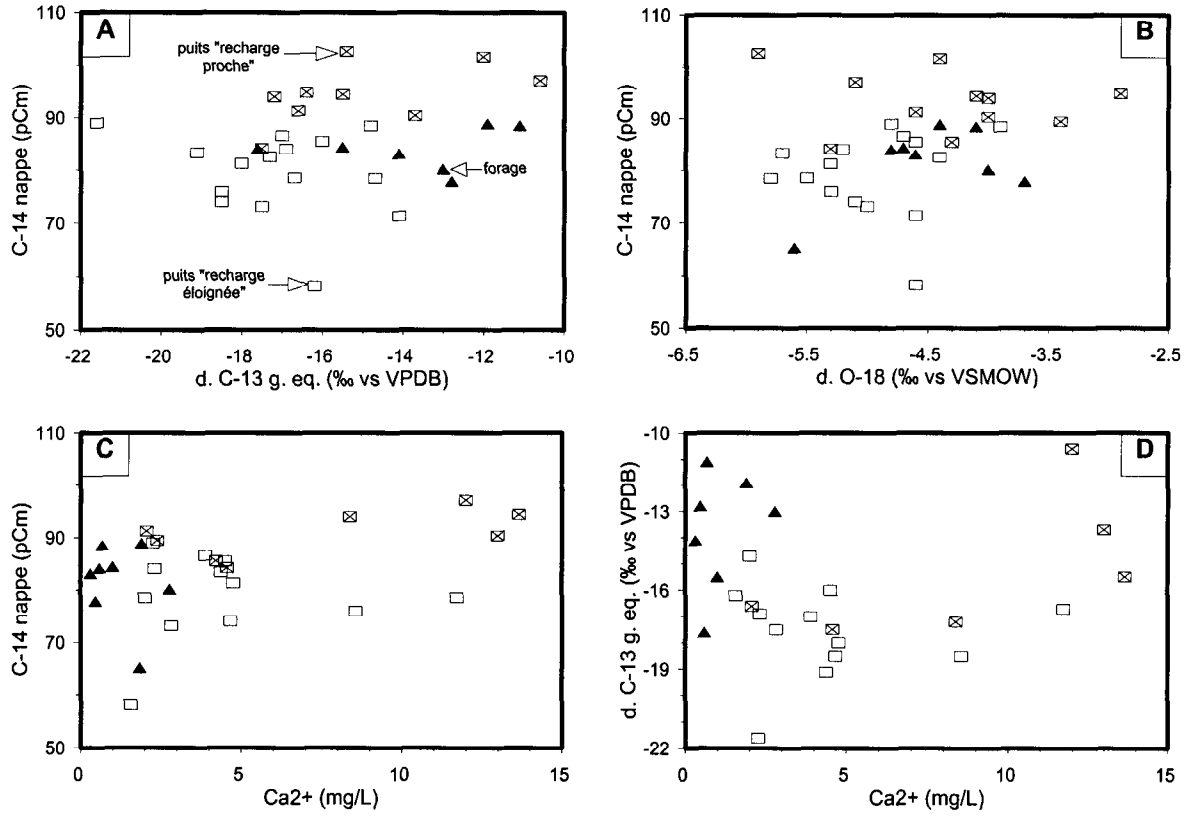


Figure IV-2-15- Diagrammes C-14 *vs* $\delta^{13}C$ (A), C-14 *vs* $\delta^{18}O$ (B), C-14 *vs* Ca^{2+} (C) et $\delta^{13}C$ *vs* Ca^{2+} (D). L'indépendance de ces traceurs montre l'absence d'influence de carbonates anciens sur les teneurs isotopiques du CID de la nappe.

Une première confirmation de l'origine biogénique du CID provient des calculs de pression partielle du CO_2 équilibrant le CID de la nappe. Les valeurs calculées sont comprises entre $10^{-2,1}$ et $10^{-1,2}$ atm., une gamme habituelle des concentrations en CO_2 des sols. En milieu semi-aride, une objection à des

valeurs aussi élevées pourrait être avancée : les teneurs en matière organique des sols sahéliens sont souvent très basses, de l'ordre de quelques $g.kg^{-1}$ (*e.g.* Gavaud, 1977 ; De Bruin *et al.*, 1989) et permettent difficilement de telles pressions partielles. Le processus de recharge de la nappe *via* les bas-fonds endoréiques justifie cependant de telles concentrations. Les sols hydromorphes des mares sont argileux, plus riches en matière organique (~ 2 à 5% *d'après* Gavaud, 1977) et supportent souvent encore aujourd'hui une végétation dense ; cette caractéristique était encore plus évidente avant l'accélération de la déforestation (Aubréville, 1936). La permanence de l'humidité dans les bas-fonds endoréiques pendant et souvent au-delà de l'hivernage justifie la mise en solution du CO_2 en système ouvert dans les eaux de recharge.

Tableau IV-2-2- Données de la littérature sur les teneurs en $\delta^{13}C$ d'espèces végétales de la zone d'étude.

espèce végétale	$\delta^{13}C$ (‰ *vs* VPDB)	type	référence bibliographique
strate arborée			
Acacia albida	-29,9	C_3	Taupin (1990)
Balanites aegyptiaca	-27,7	C_3	Taupin (1990)
Hyphaene Thebaica	-28,2	C_3	Taupin (1990)
strate arbustive			
Calotropis procera	-26,0	C_3	Taupin (1990)
Combretum micranthum	-27,6	C_3	Guillaume *et al.* (1999)
Guiera senegalensis	-27,1	C_3	Guillaume *et al.* (1999)
plantes herbacées			
Michrochloa indica	-13,8	C_4	Guillaume *et al.* (1999)
Pennisetum sp.	-12,0 à -10,7	C_4	Taupin (1990)
Schonefeldia gracilis	-12,9	C_4	Taupin (1990)
Cyanotis lanata	-29,3	C_3	Guillaume *et al.* (1999)
Spermacoce ruellia	-28,5	C_3	Guillaume *et al.* (1999)

Sites de prélèvements - Taupin (1990) : glacis sableux de Namardé Goungou (~40 km au nord-ouest de Niamey). Guillaume *et al.* (1999) : plateau à brousse tigrée de Banizoumbou (~60 km à l'est de Niamey).

Une seconde confirmation est apportée par les teneurs en C-13 du CID mesuré dans la nappe. La diversité des teneurs en C-13 du CO_2 équilibrant, variables entre -21,6 et -10,6‰, s'accorde avec celle de la végétation sahélienne sur la zone d'étude, mélange de plantes au fonctionnement en C-3 (cycle photosynthétique de "Calvin" centré sur ~ -28‰, *e.g. Acacia sp.*) ou en C-4 (cycle de "Hatch et Slack"

centré sur ~ -12‰, *e.g. Pennisetum sp.*). Le tableau IV-2-2 rassemble des valeurs en C-13 mesurées sur plusieurs espèces végétales de la zone d'étude.

En parallèle à l'accroissement démographique, la déforestation sur la zone d'étude se traduit par la disparition de la savane arborée originelle et l'invasion du paysage par les champs de mil (ch. II-3-2-2, et Loireau, 1998). En accord avec cette constatation, la possible tendance récente à l'enrichissement en C-13 du CID dans la nappe (ch. IV-2-3-2-2) pourrait s'expliquer par le remplacement partiel des arbres et arbustes en C-3 par des plantes en C-4 (couvert herbacé, et surtout champs de mil). La mise en culture fréquente des bas-fonds argileux, aux sols riches et propices aux cultures, corrobore cette interprétation, qui reste cependant d'ordre général et soumise à des variations ponctuelles des pratiques culturales ; le manioc par exemple, parfois cultivé dans certains bas-fonds, possède un cycle photosynthétique en C-3 (Wittwer, 1992) qui contredit l'explication générale ; de même, l'absence de corrélation entre C-14 et C-13 (Fig. IV-2-15-A) suggère une tendance plus complexe. Des investigations à une échelle locale permettraient probablement de préciser l'éventuelle évolution récente des teneurs en C-13 du CID des eaux de la nappe phréatique.

IV-2-4- Modélisation du taux de renouvellement à partir des teneurs en T et C-14

Le tritium et le carbone-14 sont deux radioisotopes naturels de périodes et d'origines différentes, complémentaires. Leurs teneurs mesurées dans la nappe permettent d'estimer leurs temps de résidence dans l'aquifère, et par conséquent de calculer des taux de renouvellement des eaux de la nappe.

Le T est un traceur intrinsèque à la molécule d'eau (^{3}HHO), de période 12,43 ans. Son origine est purement atmosphérique et son introduction dans la nappe étudiée s'effectue *via* des eaux de recharge aux teneurs identiques à celles des précipitations, sans délai au passage de la zone non-saturée (ch. IV-2-2). Les teneurs en T mesurées dans la nappe peuvent donc être considérées comme purement représentatives des temps de résidence dans l'aquifère.

Le C-14 présente une période plus longue, estimée à 5 730 ans. Contrairement à T, il s'agit d'un traceur dissous ; les indications géochimiques montrent une origine purement biogénique ($^{14}CO_2$ des sols) sur la zone d'étude. Comme pour T, en raison des processus de recharge indirects et rapides mis en évidence par les suivis hydrodynamiques, son introduction dans la nappe s'effectue sans délai à travers la zone non-saturée, et l'activité C-14 mesurée peut être considérée comme représentative du temps de résidence des eaux dans l'aquifère.

IV-2-4-1- Modèle conceptuel de la recharge

Les approches hydrodynamique et géochimique de la recharge, la définition des processus de recharge et des limites de l'aquifère permettent de contraindre le modèle conceptuel d'estimation du taux de renouvellement.

Sur la zone d'étude, la recharge de la nappe phréatique ne s'effectue pas sur l'ensemble du paysage, mais de manière localisée, et représente un apport rapide vers l'aquifère d'une eau isotopiquement peu modifiée par rapport aux teneurs atmosphériques. L'épaisseur relativement faible de la nappe (en moyenne de l'ordre de 33 m en 1998, ch. III-2-1), le caractère massif et localisé de l'infiltration suggèrent une forte dispersion mécanique des eaux de la nappe lors de la recharge, en cohérence avec les caractéristiques géochimiques qui indiquent une absence de stratification verticale des eaux de l'aquifère (Fig. IV-2-11 et IV-2-14). Malgré un caractère simplificateur évident, un modèle simple de bon mélange vertical apparaît le plus adapté pour estimer le taux de renouvellement naturel de la nappe :

$$An_i = (1\text{-}Tr) \,.\, An_{i-1} \,.\, e^{-\ln 2 / Pe} + Tr \,.\, Ap_i \qquad \textbf{(1)}$$

avec "Tr" le taux de renouvellement annuel de la nappe, "An_{i-1}" l'activité dans la nappe pour l'année i-1, "Pe" la période du radioélément, "Ap_i" l'activité dans la pluie pour l'année i. Le climat n'ayant pas significativement changé depuis 4 000 ans au sud-ouest du Niger (Durand et Lang, 1986, Figure II-2-5), l'équation (1) décrivant la nappe à l'équilibre est considérée sur cette période jusqu'à 1950. Depuis cette date, en considérant la hausse pluridécennale de la nappe mise en évidence par l'analyse hydrodynamique (ch. III-1-2-3), le même modèle analytique peut s'écrire (Favreau *et al.*, 2001-b) :

$$An_i = \left[(1 - Tr).An_{i-1}.e^{-\ln 2/Pe}.\left(1 + \sum_{n=1}^{i-1} H_n\right) + (Tr + H_i).Ap_i \right] / \left[1 + \sum_{n=1}^{i} H_n \right] \qquad \textbf{(2)}$$

avec "H_n" la hausse relative (valeur adimensionnelle) des réserves de la nappe pendant l'année n, comparée aux réserves initiales de l'aquifère en 1950, avant le début de la hausse piézométrique à long terme. La figure IV-2-16 illustre le modèle décrit par l'équation (2). En raison du pompage très réduit dans la nappe (actuellement de l'ordre de 0,3 mm.an^{-1}) et de la nature essentiellement endoréique de la zone d'étude (Fig. III-1-6), le flux d'exfiltration (décharge) est considéré constant sur les dernière

décennies. À partir des équations (1) et (2), le taux de renouvellement à long terme (*i.e.* avant 1950) est déduit des teneurs radioisotopiques mesurées dans la nappe.

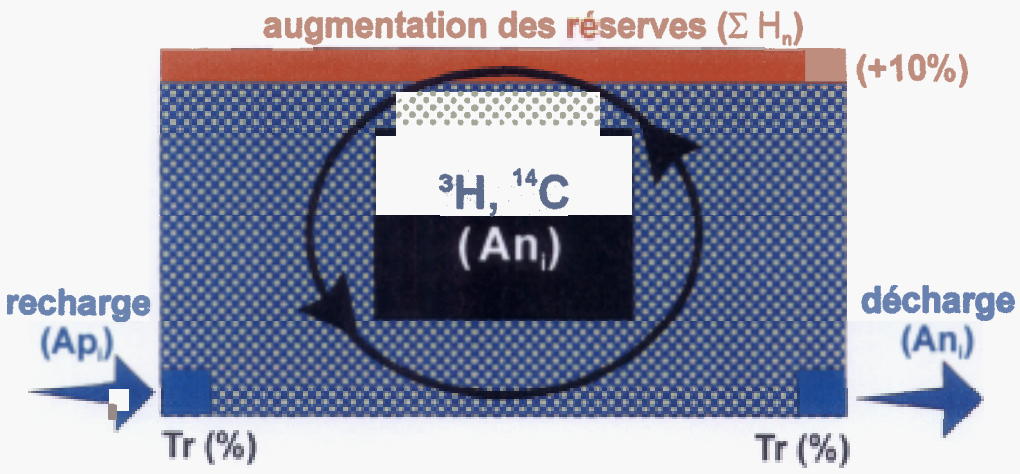


Figure IV-2-16- Schéma conceptuel d'estimation du taux de renouvellement de l'aquifère. Le modèle tient en compte l'augmentation des réserves de la nappe depuis 1950 (*cf.* équation 2). An_i : activité radioisotopique dans la nappe l'année i ; Tr : Taux de renouvellement annuel ; Ap_i : activité radioisotopique dans la pluie (^3H) ou dans l'atmosphère (^{14}C) l'année i.

IV-2-4-2- Taux de renouvellement

IV-2-4-2-1- Chroniques atmosphériques en T et C-14

Pendant les décennies 1950 et 1960, les tests nucléaires ont apporté une quantité considérable de T et de C-14 dans l'atmosphère (AIEA/OMM, 1998). Au sud-ouest du Niger, il n'existe aucun échantillonnage régulier du T des pluies, ni des teneurs en C-14 de l'atmosphère. Les fonctions d'entrée au modèle ("Ap_i", équations 1 et 2) ont été reconstituées à partir de stations proches de la zone d'étude (Fig. IV-2-17).

La fonction d'entrée en T depuis 1950 a été reconstituée en utilisant les valeurs annuelles pondérées des précipitations de stations africaines (Bamako 1963-79, Kano 1971-73, Khartoum 1960-78, N'djaména 1963-78, Tunis 1968-97) et la longue chronique d'Ottawa (1953-97), données du réseau AIEA/OMM (1998). Le niveau naturel au début des années 1950 a été estimé proche de 5 U.T. (Kaufman et Libby, 1954). Les quelques mesures effectuées au Niger reportées dans la littérature (*in* Ousmane, 1988 ; Leduc *et al.*, 1996 ; Girard *et al.*, 1997) sont en accord avec la chronique reconstituée (Fig. IV-2-17) et avec d'autres mesures ponctuelles dans la sous-région (*e.g.* Onugba,1990, avec deux mesures de pluies

à 9,8 ± 0,8 et 11,0 ± 1,5 U.T. en 1988 au nord-est du Nigéria).

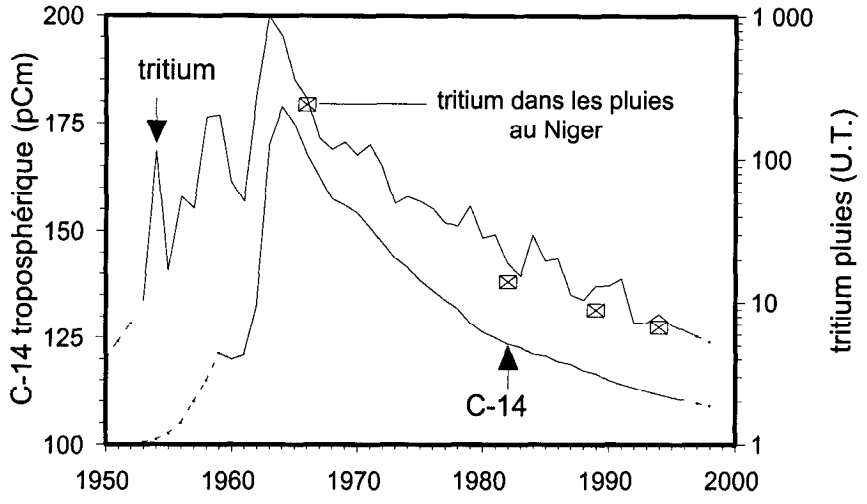


Figure IV-2-17- Chroniques reconstituées (traits continus) et extrapolées (tiretés) des teneurs annuelles en T dans la pluie et des teneurs troposphériques annuelles en C-14 depuis 1950. Pour les données utilisées, voir le texte.

Pour la fonction d'entrée en C-14, les valeurs annuelles de stations africaines (Dakar, 1963-68, N'djaména, 1966-76, Tenerife, 1963-90) déduites des mesures de Nydal et Lövseth (1983, 1996) ont été utilisées. Les chroniques plus longues entre 1959 et 1997 reportées par Levin *et al.* (1985) et Levin et Kromer (1997) ont été utilisées pour reconstituer les années manquantes. Peu de différences des activités en C-14 apparaissent entre toutes ces stations, en accord avec la bonne homogénéité hémisphérique du CO_2 dans l'atmosphère.

IV-2-4-2-2- Approche ponctuelle pour les sites à recharge récente

Pour les sites proches des zones de recharge (*i.e.* aux teneurs en T supérieures au seuil de détection, Fig. IV-2-10) une première approche est possible à une échelle ponctuelle, basée sur les couples de valeurs en T et C-14. Les couples T/C-14 mesurés dans la nappe pour différents modèles d'évolution des réserves de l'aquifère et pour différents taux de renouvellement annuels sont reportés sur la figure IV-2-18. Les teneurs théoriques pour chaque modèle sont calculées avec les équations (1) ou (2), en considérant les chroniques d'entrée reconstituées pour chacun des deux radioisotopes (Fig. IV-2-17).

Pour la plupart des échantillons (75%) les teneurs en T sont plus élevés que celles attendues pour un modèle à réserves constantes (équation 1). En revanche, les couples T/C-14 sont en accord avec une augmentation des réserves de la nappe de l'ordre de +10 à +20% par rapport à celles existant dans les

années 1950, que les hausses aient été de type exponentiel ou linéaire (Fig. III-1-24 et III-1-29). Cette observation est également valable pour les trois forages à teneurs exprimées en T (Fig. IV-2-18) dont les teneurs mesurées impliquent une hausse des réserves de la nappe. Ces constatations confirment d'un point de vue radioisotopique la hausse pluridécennale des réserves et peuvent être considérées comme une validation du modèle conceptuel utilisé (équation 2). En parallèle, l'ordre de grandeur de la hausse relative des réserves, estimé à l'échelle de la zone d'étude entre +10 et +15% à partir des chroniques piézométriques (ch. III-1-2-3-5), semble également confirmé (Fig. IV-2-18).

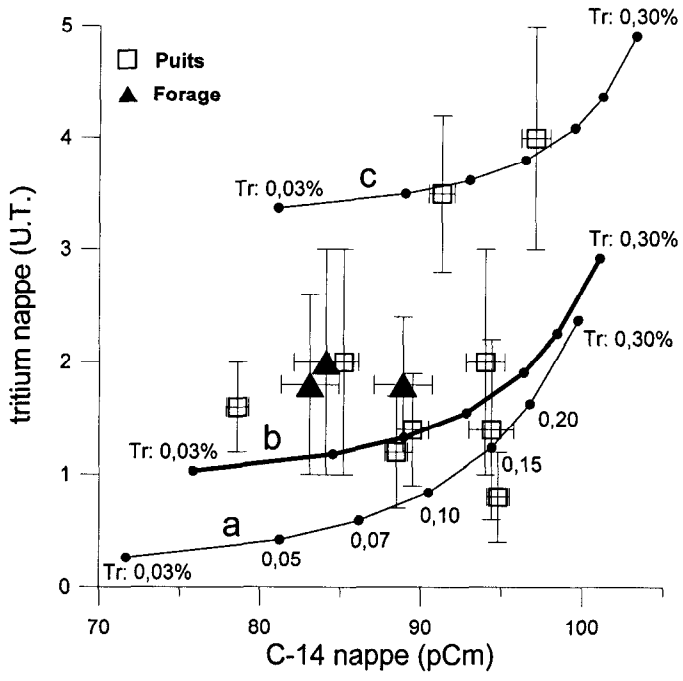


Figure IV-2-18- Diagramme des teneurs en T supérieures au seuil de détection *vs* activités en C-14 pour les couples de valeurs mesurés dans la nappe. Les courbes représentent les couples T/C-14 calculés pour des taux de renouvellement annuels (Tr) entre 0,03 et 0,30%, pour différentes évolutions des réserves de la nappe sur la période 1950-98 : **a**, réserves stables, équation (1) ; **b**, hausse exponentielle des réserves de +10% et **c**, hausse linéaire des réserves de +20% (équation 2).

En fonction du modèle retenu, les couples T/C-14 suggèrent une gamme de taux de renouvellement comprise entre 0,03 et 0,20 %.an^{-1} (Fig. IV-2-18). À une échelle ponctuelle, la variabilité lithologique de l'aquifère (Fig. III-2-1) implique une méconnaissance de la porosité totale et donc des réserves réelle de l'aquifère : ceci empêche toute quantification précise de l'augmentation des réserves et limite la précision des taux de renouvellement calculés. De plus, pour l'approche ici considérée, seuls sont pris en compte les sites proches des zones de recharge, aux teneurs radioisotopiques plus élevées que la valeur représentative de la nappe. Cette gamme de taux de renouvellement de 0,03 à 0,20%.an^{-1}

constitue donc une estimation haute et une approche plus générale est nécessaire.

IV-2-4-2-3- Taux de renouvellement déduit des teneurs moyennes et médianes

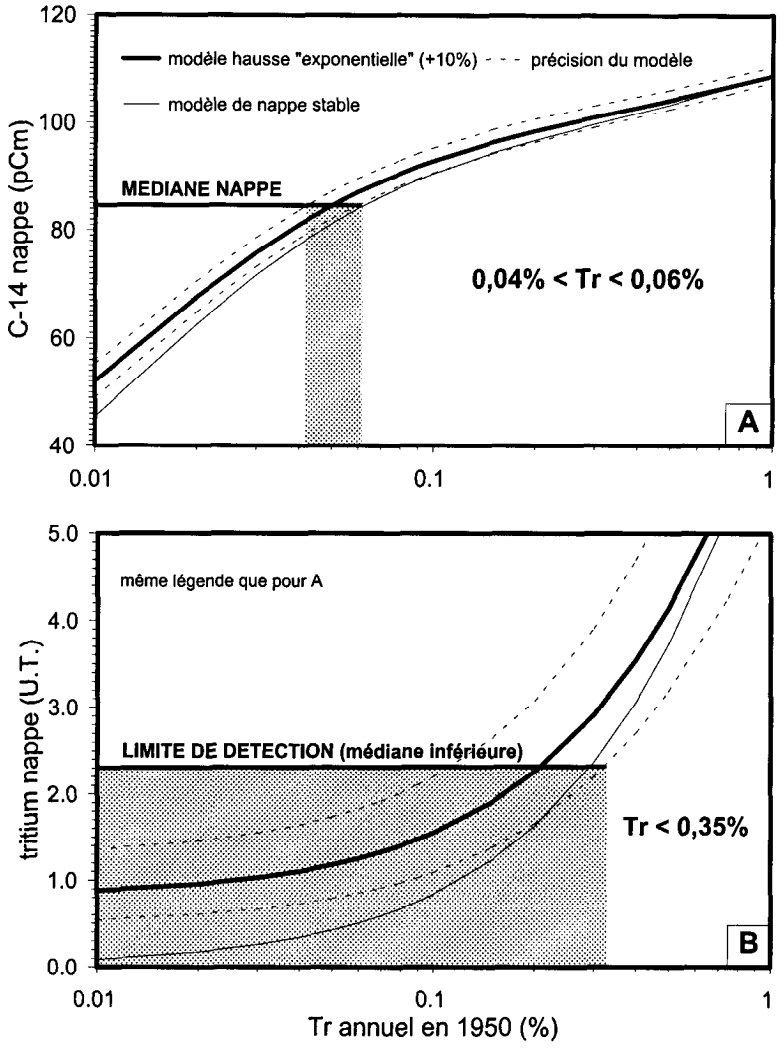


Figure IV-2-19- Taux de renouvellement annuel médian en 1950 (Tr) déduit des valeurs médianes de la nappe en C-14 (A) et en T (B). La zone grisée représente la précision estimée sur le taux de renouvellement annuel (axe horizontal).

Dans le but de réduire les difficultés liées à une approche ponctuelle, l'aquifère est considéré du point de vue de ses caractéristiques moyennes pour calculer un taux de recharge représentatif sur la zone d'étude. En accord avec l'épaisseur saturée moyenne de l'aquifère (~ 33 m en 1998, ch. III-2-1) et la hausse moyenne de la nappe depuis les années 1950-60 (+3,0 m en 1997, +3,5 m en 1998, Fig. III-1-30)

une hausse des réserves de la nappe de +10% de forme exponentielle est retenue (Fig. IV-2-19). Cette valeur d'augmentation relative des réserves est également en cohérence avec l'approche ponctuelle des taux de renouvellement (*cf.* modèle "b" *in* Fig. IV-2-18).

À partir des valeurs moyennes dans la nappe en C-14 (84,4 ± 0,8 pCm) et en T (entre 0,8 et 2,4 U.T.) les taux de renouvellement moyens déduits sont respectivement compris entre 0,04 et 0,06%.an^{-1} et inférieurs à 0,35 %.an^{-1} ; les mêmes résultats sont obtenus à partir des teneurs médianes dans la nappe, de 84,3 pCm pour le C-14 et inférieure au seuil de détection (~ 2,3 U.T.) pour T (Fig. IV-2-19 ; la précision sur les taux de renouvellement est discutée *infra,* ch. IV-2-4-2-4). Malgré l'incertitude assez élevée pour T, la concordance des résultats peut être considérée comme une validation réciproque pour ces deux radioisotopes de nature et de période très différentes.

Une critique conceptuelle de cette approche est possible. Selon le modèle utilisé (équation 2, ch. IV-2-4-1) l'augmentation de la recharge affecte les teneurs radioisotopiques en tout point de la nappe. En réalité, du fait d'un processus de recharge indirect, seuls les points d'échantillonnage proches des zones de recharge peuvent être considérés comme atteints par une recharge massive chaque année ; au-delà, les teneurs radioisotopiques dans la nappe subissent une décroissance radioactive en fonction de leur éloignement à la zone d'infiltration d'origine. La hausse piézométrique observée sur ces points résulte d'un transfert de pression latéral et non d'une recharge depuis la surface, comme le soulignent les suivis hydrodynamiques saisonniers (Fig. III-1-9) ou les variations latérales notées dans la chimie des eaux (Fig. IV-1-11). Les teneurs plus élevées en C-14 et en T près des zones de recharge (ch. IV-2-2-2-2 et IV-2-3-2-2) relèvent de ce type de fonctionnement hydrodynamique.

Selon cette interprétation plus conforme aux processus, les points proches des zones de recharge ont subi une modification récente des teneurs et doivent être corrigés de l'augmentation des réserves (équation 2) tandis que les points éloignés sont à considérer dans un aquifère à réserves constantes (équation 1). Cette nouvelle interprétation est illustrée pour les activités C-14 par la figure IV-2-20. La valeur moyenne des puits éloignés des zones de recharge en C-14 est de 79,8 (± 0,7) pCm, contre 93,2 (± 0,9) pCm pour les puits proches (ch. IV-2-3-2-2). Les estimations correspondantes fournissent des taux de renouvellement respectivement de 0,04 (modèle de nappe stable) et 0,10%.an^{-1} (modèle de nappe en hausse). Compte-tenu des processus de recharge, ces taux représentent respectivement une sous-estimation et une surestimation du taux de renouvellement de la nappe en 1950. Les valeurs obtenues par l'approche moyenne non différenciée (0,04 à 0,06%.an^{-1}, Fig. IV-2-19) sont proches et comprises dans cette gamme de 0,04 à 0,10%.an^{-1}. Bien que celle-ci représente vraisemblablement une estimation large du taux de renouvellement représentatif, la sensibilité du modèle à l'incertitude associée aux hypothèses initiales nécessite un examen approfondi pour valider les taux de renouvellement obtenus.

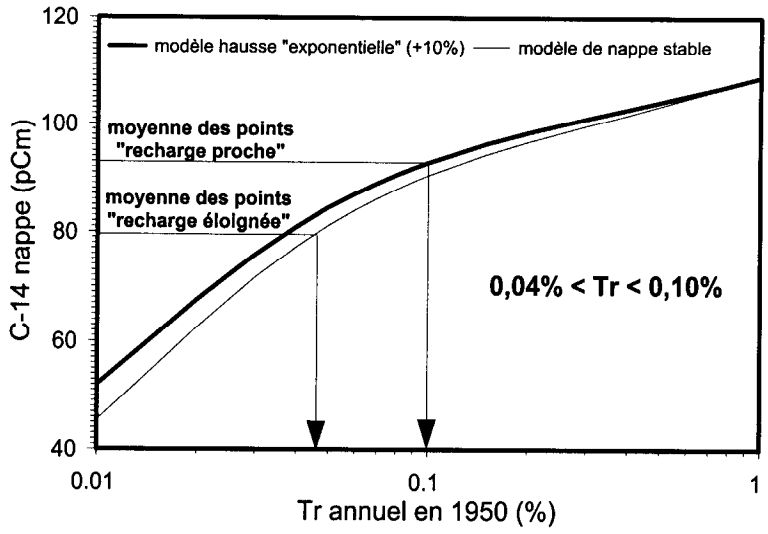


Figure IV-2-20- Taux de renouvellement annuels en 1950 (Tr) déduits des valeurs de la nappe en C-14 : calcul effectué à partir du modèle de hausse exponentielle de +10% pour la moyenne (93,2 pCm) des points proches des zones de recharge et calcul à partir du modèle de nappe stable pour la moyenne (79,8 pCm) des points éloignés.

IV-2-4-2-4- Sensibilité du modèle et validité des résultats

L'impact des hypothèses du modèle sur les résultats a été testé séparément pour les deux traceurs. Dans la suite de ce chapitre, les erreurs estimées sont données pour des teneurs mesurées dans la nappe dans les années 1990 et pour une gamme de taux de renouvellement en 1950 comprise entre 0,03 et 0,30%.an^{-1}.

Une première source d'incertitude est liée à la précision des chroniques d'entrée reconstituées (Fig. IV-2-17). Les teneurs en T dans la pluie varient significativement dans le temps et l'espace ; pour estimer l'impact de l'incertitude inhérente à la chronique, les teneurs atmosphériques ont été considérées du point de vue des médianes ou des moyennes annuelles, mais aussi selon les teneurs maximales ou minimales mesurées chaque année sur les stations de référence. L'incertitude obtenue dans la nappe est inférieure à 1 U.T. Une autre source d'erreur est liée aux teneurs atmosphériques avant la période des chroniques. L'incertitude sur la teneur représentative de l'atmosphère avant 1950 a été estimée à ± 2 U.T. autour de la valeur de 5 U.T. retenue ; l'influence sur les teneurs dans la nappe est négligeable, inférieure à 0,05 U.T.

En C-14, l'activité troposphérique a varié entre 98 et 110 pCm sur les 4 000 dernières années,

en raison des changements dans l'intensité du rayonnement cosmique, des fluctuations climatiques ou de la combustion anthropique du carbone fossile au cours des deux derniers siècles (Suess, 1971 ; Tans *et al.*, 1979). L'incertitude sur l'activité du CID varie entre 3,2 et 3,6 pCm ; pour les 50 dernières années (Fig. IV-2-17) l'erreur potentielle sur à la chronique reconstituée induit des différences dans la nappe inférieures à 0,1 pCm. Une autre incertitude liée à la chronique d'entrée en C-14 peut être évoquée. Le CO_2 des sols dissous dans les eaux de recharge est produit par respiration des plantes, mais aussi par dégradation de la matière organique. Un délai maximum de 3 ans pour le transit du CO_2 atmosphérique à travers le sol dans les eaux de recharge a été observé en Europe (Dörr et Münnich, 1980). Pour l'aquifère étudié, un tel temps de transit influencerait l'activité dans la nappe de moins de 0,3 pCm ; au Sahel où la réserve en carbone des sols est assez faible (ch. IV-2-3-3) le délai de transit est probablement inférieur.

Une deuxième source d'incertitude est liée à l'erreur d'estimation dans l'augmentation relative des réserves de l'aquifère depuis 1950. En T, des variations de 2% de cet accroissement autour de la moyenne retenue de 10% induisent des différences de 0,2 à 0,3 U.T. dans la nappe. Pour le C-14, ces mêmes variations de 10 ± 2% dans la hausse des réserves induisent une incertitude sur l'activité dans la nappe de 0,5 à 1,5 pCm.

Une troisième source d'incertitude peut provenir de la variabilité interannuelle de la recharge en fonction des fluctuations pluviométriques. Pour tester cette influence, la chronique des pluies à Niamey depuis 1905 (Fig. II-2-3) a été considérée comme représentative de l'évolution pluviométrique sur la zone d'étude. Une pondération empirique par les pluies a été retenue, de type (*in* Leduc *et al.*, 1996) : $Tr_i = Tr * (P_i / P_m)^{1,5}$, avec Tr le taux de renouvellement de référence (moyenne des Tr_i sur la totalité de la période modélisée), P_i la pluviosité totale de l'année i, P_m la pluviosité moyenne annuelle (567 mm). Cette correction ne modifie pas les teneurs dans la nappe de plus de 0,2 U.T. ; en C-14, l'erreur est inférieure à 0,2 pCm.

Pour le C-14 de période longue (5 730 ans), une autre source d'incertitude mérite d'être discutée. Dans les nappes libres à faible taux de renouvellement et dont certaines parties sont potentiellement stagnantes, la diffusion géochimique du C-14 à l'intérieur de l'aquifère saturé peut influencer l'activité du CID échantillonné (Walker et Cook, 1991 ; Sanford, 1997). Pour la nappe étudiée, la forte dispersion mécanique des eaux lors de la recharge suggérée par les enregistrements piézométriques (ch. III-1-1-4), l'homogénéité géochimique des eaux issues de profondeurs variables dans l'aquifère (forages) et la variabilité des contextes hydrodynamiques explorés (puits à distances variables des zones d'infiltration) indiquent cependant que ce processus est négligeable et n'influence pas l'interprétation en terme de décroissance radioactive des activités mesurées.

Une autre source d'erreur potentielle réside dans le fait que le modèle considéré néglige les flux latéraux naturels dans la nappe (Fig. IV-2-16). En zone semi-aride ce flux peut contribuer notablement aux modifications des teneurs radioisotopiques (Mazor et Nativ, 1992). Sur la zone d'étude cependant, la faiblesse des gradients hydrauliques (< 1‰, Fig. III-1-6), la faible perméabilité de l'aquifère (ch. III-2) et le processus de recharge indirect et massif identifié (ch. III-1-1-4) autorisent largement cette simplification.

Au total, en considérant l'ensemble des paramètres discutés ci-dessus, l'incertitude cumulée dans la nappe varie selon les taux de renouvellement de 0,9 à 1,7 U.T. en T et de 3,7 à 5,1 pCm en C-14 (ces incertitudes sont représentées par des courbes-enveloppes intitulées "précision du modèle" sur les figures IV-2-19-A et -B). Ces gammes d'incertitudes sont suffisamment réduites pour valider la représentativité du taux de renouvellement modélisé, que l'on peut considérer compris entre 0,04 et 0,06%.an^{-1} en 1950, avant le début de l'augmentation de la recharge sous l'effet du déboisement (Fig. IV-2-19 et IV-2-20).

IV-2-4-3- Temps de séjour et recharge de la nappe

Le calcul du taux de renouvellement représentatif avant le début de la hausse de la nappe montre une gamme probable de 0,04 à 0,06%.an^{-1}. En terme de temps de résidence des eaux dans l'aquifère, ces valeurs sont équivalentes à des temps de séjour moyens compris entre 2 500 et 1 000 ans. Ponctuellement, la valeur minimale en C-14 mesurée dans la nappe est de 58,2 (± 0,7) pCm, et selon la simple loi de décroissance radioactive, correspondrait à un temps de résidence de 4 600 ans. Ces durées sont toutes inférieures au temps écoulé depuis le dernier pluvial important sur la zone d'étude, daté d'environ 9 500 à 7 000 ans B.P. (ch. II-2-2). Cette constatation est en accord avec les teneurs en O-18 et D dans la nappe, qui témoignent pour tous les points d'une infiltration sous des conditions climatiques identiques à l'actuel (ch. IV-2-1-4). Les taux de renouvellement permettent donc d'estimer une recharge représentative de conditions climatiques et environnementales homogènes, avant le début de la hausse à long terme de la nappe.

En considérant les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère - en moyenne 33 m d'épaisseur saturée, pour des porosités estimées entre 10 et 25% - la gamme du taux de renouvellement moyen (0,04 à 0,06%.an^{-1}) équivaut à des taux de recharge compris entre 1,3 et 5,0 mm.an^{-1}. Ces chiffres sont inférieurs d'un ordre de grandeur à ceux de 20 à 50 mm.an^{-1} estimés pour la même gamme de porosités à partir de l'intensité moyenne de la hausse piézométrique dans les années 1990 (ch. III-1-1-6-3). Ils sont en revanche et de manière satisfaisante en cohérence avec la modélisation de la dépression piézométrique en régime permanent, qui suggère une recharge de l'ordre du mm.an^{-1} (ch. III-3-4).

V- SYNTHÈSE ET CONCLUSION

V-1- LES RÉSULTATS

La spectaculaire hausse de la nappe phréatique au cours des dernières années, et la présence d'une dépression piézométrique fermée d'origine naturelle sont les motifs premiers de cette étude hydrogéologique. Ce travail de doctorat a cherché, par une double approche hydrodynamique et géochimique, à mieux comprendre les processus fondamentaux du fonctionnement de la nappe. Ces objectifs et les conditions de leur réalisation sont détaillés en introduction, dans le chapitre I.

Dans le chapitre II, une synthèse bibliographique critique a permis de préciser les paramètres importants du milieu pour l'étude de la nappe. Géographiquement, la zone d'investigation occupe une superficie d'environ 4 000 km^2 au sud-ouest du Niger ; la région se caractérise par une forte croissance démographique (+4%.an^{-1}), mais en raison d'un sous-développement chronique, la sollicitation de la nappe, unique ressource en eau permanente, reste faible (~ 0,3 mm.an^{-1}). Le système étudié est donc peu perturbé par les prélèvements, et constitue un objet scientifique quasi "naturel". Le climat est semi-aride, avec une température moyenne proche de 29°C, une pluviométrie annuelle de 567 mm et une évapotranspiration potentielle de l'ordre de 2 500 mm.an^{-1}. L'hydrologie de surface s'organise autour d'une multitude de petits bassins versants endoréiques, de l'ordre du km^2 ; pendant la courte saison des pluies, le ruissellement consécutif aux intenses précipitations se concentre dans les bas-fonds et crée des mares temporaires, toujours en position perchée par rapport à la nappe. La vidange rapide des mares par infiltration représente l'essentiel de la recharge de la nappe. Le contexte géologique est celui du Continental Terminal, une formation sédimentaire silico-clastique d'âge tertiaire qui recouvre près de 150 000 km^2 au sud-ouest du Niger. La stratigraphie montre un biseautage sédimentaire régulier vers l'ouest, où le fleuve Niger érode le socle et constitue un exutoire naturel de la nappe. Vers l'est, le mur de l'aquifère est constitué par une couche argileuse imperméable de plus d'une dizaine de mètres d'épaisseur, qui exclue tout mélange par drainance entre la nappe phréatique et les nappes captives sous-jacentes.

V-1-1- Hydrodynamique et hausse de la nappe

La piézométrie de la nappe et les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère sont présentés dans les chapitres III-1 et III-2. Le suivi de la nappe phréatique repose, sur la zone d'étude, sur plus d'une centaine de points de mesures pour la dernière décennie, et sur une trentaine depuis 1986. À plus long terme, de nombreuses mesures anciennes, dont une cinquantaine du début des années 1960, ont été ré-analysées. La répartition spatiale de la piézométrie est définie par une centaine des nivellements de

précision décimétrique. Les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère sont connus notamment par plus d'une dizaine de pompages d'essai de longue durée.

La profondeur de la nappe varie entre quelques mètres sous les vallées sèches, jusqu'à plus de 75 m sous les plateaux latéritiques, pour une profondeur moyenne comprise entre 30 et 40 m. L'épaisseur saturée de l'aquifère varie entre moins de 10 m à l'ouest en bordure du bassin, et plus de 60 m vers l'est, pour une moyenne de l'ordre de 30 m. Les gradients hydrauliques sont faibles, le plus souvent inférieurs à 1‰, et s'organisent autour d'une dépression piézométrique fermée. Les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère obtenus par pompages d'essai sont faibles, avec des transmissivités de l'ordre de 10^{-5} à 10^{-3} $m^2.s^{-1}$ et des porosités efficaces de 1 à 15%. Pendant la saison des pluies, les sites proches des zones de recharge montrent des fluctuations piézométriques généralement décimétriques, mais qui peuvent atteindre 6 m d'amplitude ; à distance, il n'existe aucune fluctuation saisonnière, en accord avec un processus de recharge de type indirect, localisé. La variabilité temporelle de la recharge est importante : sur la dernière décennie, l'amplitude des fluctuations saisonnières peut varier localement d'un facteur 1 à 30 d'une année à l'autre ; à l'échelle de la zone d'étude, les suivis piézométriques suggèrent un rapport d'au moins 1 à 5 de la recharge entre les années à faible et forte pluviométrie.

Le résultat le plus fondamental de l'étude hydrodynamique est la mise en évidence, à notre connaissance pour la première fois au Sahel, d'une hausse pluridécennale de la nappe phréatique (Favreau et Leduc, 1998 ; Leduc *et al.*, 2001). Les niveaux actuels sont les plus élevés des quatre dernières décennies, en moyenne de 3,5 m sur la période 1963-99. Des mesures plus anciennes, certaines du début du siècle, suggèrent que les niveaux actuels sont les plus hauts jamais mesurés. En volume, cette hausse représente une augmentation moyenne de +10% par rapport aux réserves initiales de la nappe dans les années 1960. La hausse récente, en moyenne de +0,20 $m.an^{-1}$ sur la dernière décennie, montre une accélération de la tendance à long terme. L'intensité des hausses apparaît principalement liée aux propriétés hydrodynamiques de l'aquifère et permet de fournir une première estimation de la recharge récente ; pour une porosité totale de 10 à 25%, le taux de recharge actuel est au minimum de 20 à 50 $mm.an^{-1}$. Les variations de la pluviométrie jouent un rôle à court terme sur les fluctuations interannuelles de la nappe, mais la poursuite de la hausse piézométrique pendant les sécheresses récurrentes des années 1970-80 montre que la variabilité climatique n'est pas à l'origine de l'accroissement des réserves. Les données de la télédétection (photographies aériennes, données satellitales) et les enquêtes de terrain suggèrent que le déboisement et l'augmentation des surfaces cultivées sont les principaux facteurs de la hausse de la nappe. Dans un milieu à sols pauvres et peu structurés, le déboisement accroît l'encroûtement superficiel et le ruissellement, et dans le contexte endoréique de la zone d'étude provoque une augmentation de la recharge.

V-1-2- La dépression piézométrique

Les dépressions piézométriques sont des structures naturelles fréquentes au Sahel, dont l'origine la plus probable est liée à l'existence d'un déficit infiltration - évaporation en leur centre (Aranyossy et Ndiaye, 1993). Sur la zone d'étude, l'origine et la modélisation hydrodynamique de la dépression "du kori de Dantiandou" font l'objet du chapitre III-3.

L'existence d'une dépression piézométrique représentait une énigme pour l'aquifère étudié ; en particulier, une reprise évapotranspiratoire préférentielle au centre, hypothèse retenue par Leduc *et al.* (1997), se heurtait à l'existence avérée de fortes recharges au coeur même de la dépression (Desconnets *et al.*, 1997). La mise en évidence d'une hausse piézométrique à long terme permet désormais de proposer un schéma de fonctionnement hydrodynamique cohérent. En régime permanent, dans les années 1960, la piézométrie reconstituée de la dépression montre une bonne superposition avec le kori de Dantiandou, axe de moindre profondeur de la nappe ; à cette période, le kori était recouvert d'une végétation arborée dense et les mares endoréiques très réduites. Dans ces conditions, une reprise évapotranspiratoire dominante au centre de la dépression devient possible. La modélisation numérique montre la probabilité d'un flux de recharge équilibrant de l'ordre du $mm.an^{-1}$, une estimation proche de celles d'autres nappes déprimées au Sahel (Dieng *et al.*, 1990 ; Leduc *et al.*, 2000-a). L'existence de la dépression piézométrique sur la zone d'étude apparaît ainsi comme le témoignage de conditions de recharge naturelles, mais révolues (Favreau *et al.*, 2000-a, 2001-c).

V-1-3- Physico-chimie et géochimie isotopique des eaux

Les caractérisations physico-chimique (ions majeurs) et isotopique (^{18}O, ^{2}H et ^{3}H pour la molécule d'eau, ^{14}C et ^{13}C pour le CID) des eaux de la nappe ont été effectuées à partir respectivement d'une centaine et d'une cinquantaine de points d'échantillonnage. Ces approches géochimiques complètent et précisent l'approche hydrodynamique ; elles sont présentées dans le chapitre IV.

Du point de vue de la physico-chimie, les eaux de la nappe sont peu minéralisées, en médiane de 50 $mg.L^{-1}$, oxydées avec des potentiels redox représentatifs de 400 à 550 mV et à pH acide, entre 4,5 et 6,0 ; les faciès chimiques sont de type nitraté à bicarbonaté, sodique à calcique. Les rapports ioniques dans la nappe s'accordent avec ceux des précipitations, et suggèrent pour les cations une origine principalement atmosphérique. Les anions montrent des origines plus diverses, avec en particulier pour le bicarbonate et le nitrate une influence dominante des sols. Ces interprétations s'accordent avec une

minéralogie très peu soluble de l'aquifère, quasi-exclusivement constitué de quartz et d'argile (kaolinite). Le résultat le plus frappant en physico-chimie est celui du doublement de la masse ionique pour les eaux de recharge récente, en teneur médiane de 101 $mg.L^{-1}$, contre 36 $mg.L^{-1}$ pour les points éloignés des aires d'infiltration. Cette hausse est principalement due au nitrate (médiane de 4 $mg.L^{-1}$ pour les points éloignés, contre 42 $mg.L^{-1}$ pour les eaux récemment infiltrées). Dans un milieu en déboisement intense depuis plusieurs décennies, cette augmentation peut être attribuée à une libération de l'azote des sols des bas-fonds déboisés. Une origine pédologique à de fortes teneurs en nitrate a été suggérée ailleurs en Afrique (Heaton, 1984) et même reliée au déboisement (Faillat, 1990 ; Girard et Hillaire-Marcel, 1997) mais à notre connaissance il s'agit du premier cas avéré où une augmentation naturelle des teneurs en nitrate dans la nappe apparaît liée à une hausse de la recharge.

En géochimie isotopique, les teneurs en $\delta^{18}O$ (O-18) et $\delta^{2}H$ (D) des eaux de la nappe montrent une dispersion assez faible et sont comprises respectivement entre -6,1 et -2,9‰ et entre -40 et -22‰ *vs* VSMOW. Tous les points se situent entre la droite météorique mondiale et la droite météorique locale et dénotent une origine purement atmosphérique des eaux de la nappe, sans influence de l'évaporation. Les teneurs moyennes sont respectivement de -4,7 et -31‰, proches mais inférieures à celles des précipitations à Niamey (moyennes interannuelles de -4,3 et -27‰). Comme pour la chimie, il existe une différence statistiquement significative entre les points éloignés (teneurs de 5,0‰ et -33‰) et proches des zones de recharge (-4,4‰ et -28‰). L'évolution récente vers des teneurs plus élevées, quasi-identiques aux moyennes pondérée des pluies, est attribuée à une moindre sélection pour la recharge des événements appauvris du coeur de la saison des pluies, une interprétation en accord avec l'augmentation récente de la recharge. En tritium (T, radiogénique) les teneurs sont faibles, au maximum de 7,0 (±1,0) U.T., en moyenne de 1,6 (±0,8) U.T. La présence de T en forages, crépinés à des profondeurs variables dans l'aquifère saturé, suggère l'existence d'un bon mélange vertical des eaux près des zones de recharge. Du point de vue des isotopes du CID, les teneurs en $\delta^{13}C$ du CO_2 équilibrant sont comprises entre -21,6 et -10,6‰ *vs* VPDB, une gamme typique de la variabilité de la végétation sahélienne ; cette observation tend à confirmer l'origine purement biogénique du CID. Les activités en ^{14}C (C-14) dans la nappe varient entre 58,2 (±0,7) et 102,6 (±0,7) pCm, pour une activité moyenne de 84,4 (±0,8) pCm. Les eaux proches des zones d'infiltration présentent logiquement des teneurs plus élevées (93,2 ± 0,9 pCm) que celles éloignées (79,8 ± 0,7 pCm), en cohérence avec le caractère localisé de la recharge. La moyenne des activités mesurées en forage (81,5 ± 0,9 pCm) et leur distribution statistique sont proches de celles des puits et suggèrent l'absence de stratification géochimique dans l'aquifère.

Les teneurs radioisotopiques en T (période de 12,43 ans) et en C-14 (période de 5 730 ans) permettent des estimations du taux de renouvellement. À partir d'un modèle analytique simple de bon mélange vertical des eaux prenant en compte l'augmentation récente des réserves de la nappe, le taux de

renouvellement "naturel" en 1950 avant l'accélération du déboisement est estimé entre 0,04 et 0,06%.an^{-1}. Ces taux sont équivalents à des temps de résidence moyens dans l'aquifère compris entre 2 500 et 1 000 ans. Pour des porosités totales de 10 à 25%, ces valeurs correspondent à des recharges de 1 à 5 mm.an^{-1}.

V-1-4- Quantification et représentativité de l'augmentation de la recharge

Au cours de cette étude, plusieurs approches indépendantes ont fourni différentes estimations de la recharge de la nappe. Dans le chapitre "piézométrie" (III-1), l'intensité moyenne de la hausse récente permet de déduire une recharge au minimum de 20 à 50 mm.an^{-1} pour la dernière décennie. Cette estimation est comparable à celle obtenue à l'échelle de bassins versants par le bilan hydrologique de mares endoréiques, où les infiltrations vers la nappe sont comprises entre 10 et 80 mm.an^{-1} selon les sites et les années (Desconnets *et al.*, 1997). À plus long terme et pour la période antérieure au début de l'accroissement des réserves (1950-60), deux estimations indépendantes ont été obtenues. La première est déduite de la modélisation de la dépression piézométrique en régime permanent (ch. III-3), qui confirme que le flux de recharge le plus plausible est inférieur ou de de l'ordre du mm.an^{-1}. La seconde estimation est issue de l'interprétation des teneurs en tritium et en carbone-14 dans la nappe (ch. IV-2). Le modèle analytique considéré permet d'estimer le taux de renouvellement avant l'augmentation des réserves de la nappe ; le taux représentatif est compris entre 0,04 et 0,06%.an^{-1}, soit une gamme de recharge de 1 à 5 mm.an^{-1} pour l'aquifère étudié. Selon ces différentes estimations indépendantes et cohérentes, la recharge de la nappe phréatique a donc augmenté d'un facteur 10 suite au déboisement : de l'ordre du mm.an^{-1} dans les années 1950-60, supérieure à 20 mm.an^{-1} dans les années 1990 (Fig. V-1-1).

Ailleurs dans le monde, des estimations similaires existent en Australie semi-aride pour des zones déboisées. Dans le bassin de la Murray, Jolly *et al.* (1989) et Allison *et al.* (1990) ont calculé par une approche des profils de chlorure adaptée (Walker *et al.*, 1991) une augmentation de la recharge de 0,1 à 5 mm.an^{-1} à 30 à 45 mm.an^{-1}, suite à la disparition du couvert végétal naturel. Plus au nord-est, Thorburn *et al.* (1991) ont calculé par la même méthode des taux recharge de 7 mm.an^{-1} sous couvert végétal naturel, mais de 29 à 70 mm.an^{-1} sur des bassins versants déboisés. Parce que notre zone d'étude est typique du Sahel et que le déboisement est caractéristique de l'ensemble du continent, de telles augmentations de la recharge sont probables ailleurs en Afrique. À notre connaissance, l'évolution de la recharge n'a cependant été abordée que par de rares suivis piézométriques. Au Niger, à l'est de notre zone d'étude au nord de Dosso mais pour le même aquifère, la comparaison de la piézométrie récente avec celle des années 1950 (Perret, 1952) suggère également une hausse à long terme de la nappe. Plus à l'est, dans la région de Tessaoua, Boeckh (1992) par comparaison avec ses mesures anciennes (Boeckh, 1965)

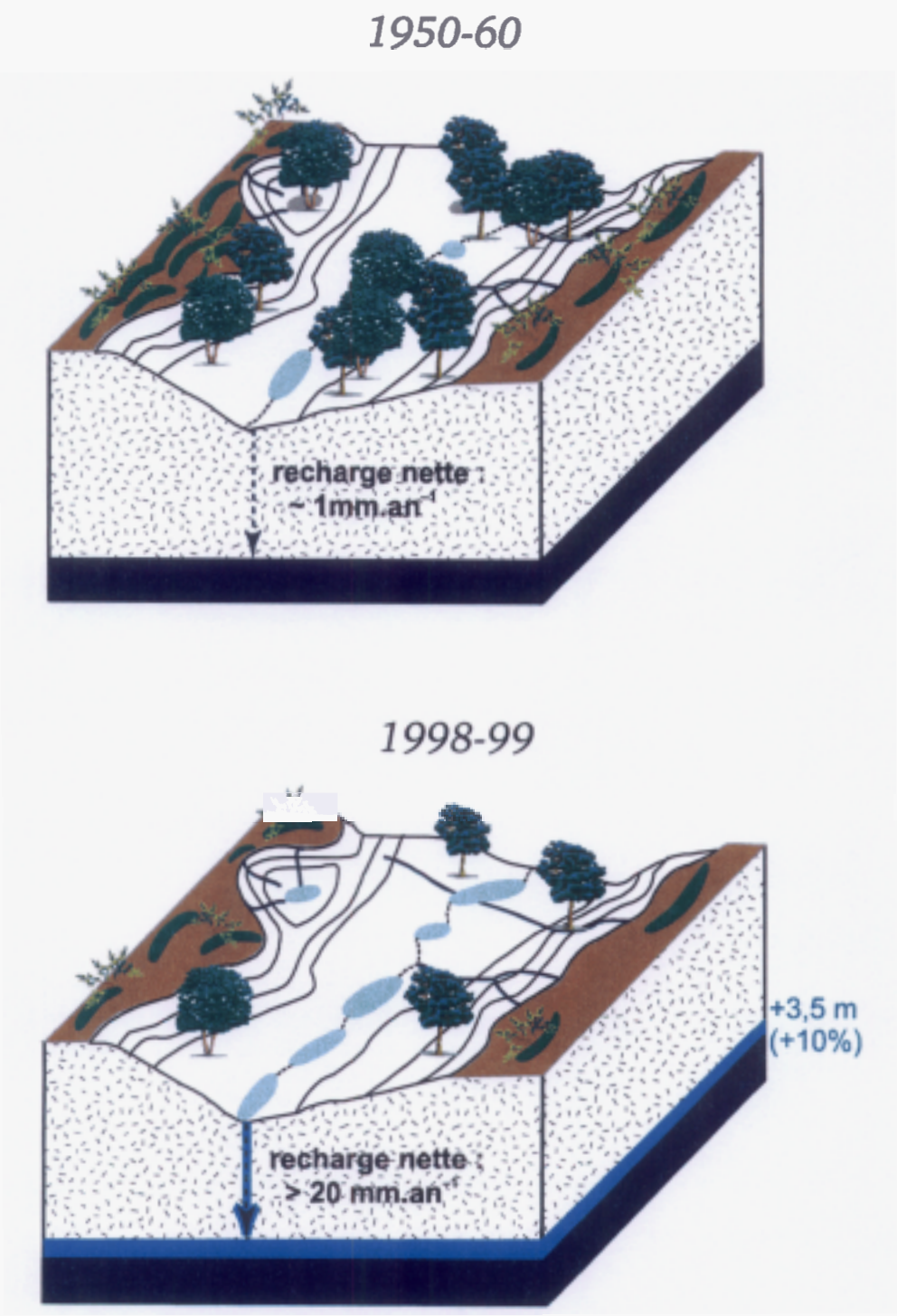


Figure V-1-1- Blocs-diagrammes schématiques de l'évolution de la recharge depuis les années 1950-60 sur la zone d'étude. Le déboisement a provoqué une augmentation du ruissellement et un afflux d'eau supplémentaire aux bas-fonds, où de nouvelles mares infiltrantes se sont créées. En conséquence, la recharge a augmenté d'au moins un facteur 10.

montre l'existence de hausses plurimétriques, qu'il attribue au déboisement régional constaté. Ailleurs en Afrique de l'ouest, d'autres hausses pluriannuelles sont reportées. Au nord-est du Nigéria, Carter et Barber (1956) puis Barber et Dousse (1965) rapportent des hausses de la nappe de plusieurs dizaines de mètres en trois décennies, interprétées comme la conséquence du déboisement. Au Sénégal, l'exemple d'une hausse piézométrique de plusieurs mètres en une vingtaine d'années, consécutive à la mise en culture d'une zone boisée est cité par Charreau et Fauck (1970). Au Sahel, il était communément admis qu'une baisse de la pluviométrie impliquait nécessairement une baisse de la nappe. Si cela a pu être mis en évidence dans certains aquifères sédimentaires, comme par exemple autour du lac Tchad (Bichara *et al.*, 1989 ; Biroué et Schneider, 1993 ; Leduc *et al.*, 1998) ou en zone de socle, comme au Burkina-Faso (Martin et Thiery, 1986) ou au Mali (DNHE/PNUD, 1989 ; Mahé *et al.*, 2000), les exemples précédents de nappes en hausse indiquent que selon le processus de recharge et l'évolution du paysage, les tendances piézométriques à long terme peuvent être variées, et parfois davantage sensibles aux perturbations anthropiques qu'aux variations climatiques.

V-2- ENSEIGNEMENTS ET PERSPECTIVES

V-2-1- Connaissance du milieu et représentativité de l'échantillonnage

Au Sahel, contrairement à d'autres régions semi-arides, l'accès à la nappe n'est souvent possible que par des puits à large ouverture, ou par de rares forages domestiques. De plus, la plupart des échantillonnages hydrodynamiques ou géochimiques sont réalisés lors de campagnes ponctuelles, très espacées dans le temps et l'espace. De ce fait, la représentativité des mesures et des prélèvements est plus souvent supposée que démontrée. Pour la nappe étudiée, la représentativité des mesures a été estimée à partir de nombreuses données comparatives et discutée au début de chaque chapitre ; l'ensemble constitue un apport original à la représentativité de l'échantillonnage hydrogéologique au Sahel (Favreau *et al.*, 2000-b).

Un des résultats les plus frappants de l'étude de la nappe phréatique du Continental Terminal près de Niamey est le nombre inattendu d'ouvrages (~20%) soumis à des inondations récurrentes. Les données piézométriques et géochimiques qui en proviennent apparaissent peu ou non représentatives de la nappe, parfois même plusieurs mois après l'inondation ; au Sahel, l'échantillonnage doit donc se baser sur de rigoureuses enquêtes de terrain. En géochimie, une attention particulière doit être portée au renouvellement de la colonne d'eau échantillonnée mais faute de temps ou de moyen, cette précaution bien connue est rarement appliquée. Si cette négligence a peu de conséquences sur la représentativité des teneurs en isotopes de la molécule d'eau (^{18}O, ^{2}H, ^{3}H), il en va différemment pour les traceurs dissous (*e.g.* ions majeurs ou ^{14}C), très sensibles aux apports extérieurs (poussières solubles, matière organique...). Parce que les puits sont ouverts sur l'atmosphère, certains prélèvements ne sont donc pas strictement indicatifs des caractéristiques réelles de la nappe. Au Sahel, la saison sèche est probablement la plus propice à l'échantillonnage géochimique à cause des forts pompages. Pour la même raison, cette période connaît des rabattements temporaires importants et apparaît la moins favorable à une bonne campagne piézométrique.

Notre analyse confirme les propos déjà anciens de Payne (1981) : *"A critical appraisal of published studies suggests that proper and adequate sampling is perhaps one of the weakest points of a number of studies"*. Plus récemment, Simmers (1997) a confirmé toute l'actualité de cette remarque : *"Successful recharge estimation can only be achieved following careful (...) field observations"*. Après la nécessaire période exploratoire des aquifères sahéliens, le temps est probablement venu d'effectuer des études plus détaillées avec une haute qualité des données.

V-2-2- Convergences et divergences d'une approche pluridisciplinaire

Pour contraindre l'estimation de la recharge, l'utilisation conjointe de plusieurs méthodes indépendantes est une tendance croissante en hydrogéologie (Simmers, 1997). Pourtant, les études monodisciplinaires sont encore fréquentes et des conclusions définitives sont trop souvent tirées d'approches uniques, par définition incapables de fournir des résultats contradictoires. L'étude effectuée avait notamment pour but d'illustrer l'intérêt d'une approche combinée, à la fois hydrodynamique et géochimique.

La convergence des résultats s'observe à la fois sur les processus et les estimations de la recharge. Les suivis piézométriques mettent en évidence une recharge rapide, de type indirect (ch. III-1-1) ; les teneurs isotopiques confirment ce processus, avec l'absence de caractère évaporé des eaux (^{18}O, ^{2}H) et des teneurs radioisotopiques (^{3}H, ^{14}C) plus élevées près des zones de recharge (ch. IV-2). De même, le caractère massif de l'infiltration suggère un bon mélange vertical, confirmé par l'absence de stratification géochimique dans l'aquifère. À long terme, les chroniques piézométriques montrent une hausse pluridécennale de la nappe, attribuée au déboisement (ch. III-1-3). En géochimie isotopique, cette hausse se traduit par un excès en ^{3}H par rapport au ^{14}C près des aires d'infiltration (ch. IV-2-4). Du point de vue de la chimie, les minéralisations significativement plus élevées dans les eaux d'infiltration récente sont en accord avec une augmentation de la recharge liée au déboisement et au lessivage des sols (ch. IV-1). Les deux radioisotopes utilisés (^{3}H et ^{14}C) fournissent des estimations convergentes de la recharge sous couvert végétal "naturel", proches du $mm.an^{-1}$ (ch. IV-2-4). La modélisation hydrodynamique de la dépression en régime permanent implique une recharge du même ordre et valide ce résultat (ch. III-3-4). À l'échelle de la zone d'étude, il n'existe aucune répartition géochimique superposable à la nappe déprimée. Cette caractéristique, déjà notée pour d'autres dépressions au Sahel (Dieng *et al.*, 1990 ; Aranyossy et Ndiaye, 1993) peut avoir ici deux explications : (1) l'augmentation de la recharge a effacé la répartition originelle ; (2) plus vraisemblablement, aucune structure géochimique n'a jamais existé à l'intérieur de la dépression. Le modèle d'évaporation de Barnes et Allison (1983) et les expériences de Allison *et al.* (1983) montrent que la reprise évaporatoire à partir d'une nappe se produit d'abord sous forme liquide, et que l'augmentation des teneurs par transition de phase ne se produit qu'à proximité du sol ; l'extraction racinaire est également réputée se produire sans fractionnement isotopique (*e.g.* Brunel *et al.*, 1995). L'absence d'organisation spatiale des teneurs géochimiques est donc en accord avec le fonctionnement conceptuel de la dépression, qui suppose une évapotranspiration préférentielle au centre, équilibrée par une faible recharge sur l'ensemble du paysage.

Au-delà de la convergence des résultats, cette étude hydrodynamique et géochimique combinée

met en évidence le fait que séparément, chacune des méthodes est soit insuffisante, soit fournit des résultats interprétables de différentes manières. Sans considérer la hausse de la nappe, la contradiction entre la recharge actuelle estimée à partir des chroniques piézométriques (de l'ordre de la dizaine de $mm.an^{-1}$) et l'existence de la dépression piézométrique (qui implique une recharge de l'ordre du $mm.an^{-1}$) aurait été flagrante. De même, la seule approche radioisotopique induit des taux de renouvellement faibles (Favreau *et al.*, 2001-a), non représentatifs de la recharge actuelle mais qui auraient été interprétés comme tels sans information sur la piézométrie à long terme de la nappe. Une autre approche géochimique de la recharge aurait pu être tentée. La méthode du bilan des chlorures a souvent été considérée en zone semi-aride comme *"the simplest, least expensive, and most universal"* (Allison *et al.*, 1994). Sur la zone d'étude, cette méthode fournit cependant des résultats aberrants, et se révèle difficilement applicable. Les eaux de la nappe sont très faiblement minéralisées et subissent peu d'évaporation lors de la recharge ; en conséquence, les teneurs en chlorure dans la nappe sont du même ordre de grandeur que dans les mares. En appliquant benoîtement la méthode, le bilan des chlorures aurait fourni une gamme de la recharge à long terme de l'ordre de 70 à 500 $mm.an^{-1}$, incompatible avec l'existence de la dépression piézométrique et les estimations radioisotopiques, qui impliquent des recharges de l'ordre du $mm.an^{-1}$. Malgré l'origine purement atmosphérique des chlorures, l'interception des aérosols par les végétaux, la reprise éolienne, la contribution au ruissellement de superficies variables du paysage et le stockage des chlorures dans les microporosités de la zone non-saturée des glacis sableux peuvent être responsables de l'inadéquation de la méthode. Ces nombreuses erreurs d'interprétation possibles en cas d'approche monodisciplinaire illustrent toute la nécessité d'études combinées pour caractériser la recharge.

V-2-3- Autres approches, nouveaux traceurs

Pour mieux caractériser la recharge, plusieurs approches différentes et complémentaires peuvent être envisagées. Une étude basée sur la télédétection peut permettre d'étendre à une échelle plus régionale les résultats de quelques sites bien instrumentés. Ce type d'étude, en partie fondé sur les caractéristiques géomorphologiques du paysage, apparaît particulièrement pertinent en milieu semi-aride où la variabilité spatiale de la recharge rend difficile l'extrapolation de résultats ponctuels (*e.g.* Scanlon *et al.*, 1999). Sur la zone d'investigation, cette méthode est actuellement tentée par l'identification des principales unités hydrologiques du paysage, la caractérisation des bassins versants en terme de potentiel de recharge et modélisation hydrologique à base physique (Vieux *et al.*, 1998 ; Seguis *et al.*, 2001). Les principales difficultés rencontrées sont liées au caractère éphémère des mares endoréiques, difficiles à inventorier de manière exhaustive à partir des données satellites ou des photographies aériennes (Coste, 1998) et à la délimitation des bassins versants (Buisson, 2000). D'autres études par images satellites sont en cours pour la nappe phréatique plus à l'est dans le bassin (IHW - ETHZ, Zurich).

La pertinence de la zone non-saturée comme milieu d'investigation a été discutée en introduction (ch. I-3-2). La forte hétérogénéité lithologique de l'aquifère sur la zone d'étude rend délicate l'interprétation des traceurs en zone non-saturée (McCord *et al.*, 1997 ; Scanlon *et al.*, 1997). Ponctuellement, sur des sites relativement homogènes et bien déterminés, l'étude de la zone non-saturée pourrait cependant fournir des informations complémentaires, notamment sur l'importance des macroporosités pour l'infiltration ; ce type d'approche a été mené ailleurs en milieu semi-aride, en combinant des méthodes géochimiques et physiques (*e.g.* Mathieu et Bariac, 1996 ; Wood *et al.*, 1997). Sur la zone d'étude, l'éventuelle existence d'une (faible) recharge profonde sous les plateaux latéritiques (Culf *et al.*, 1993 ; Galle *et al.*, 1999) pourrait ainsi être réfutée ou avérée à partir d'une approche combinée. Dans la zone non-saturée de l'aquifère, les études menées jusqu'à présent (Bromley *et al.*, 1997 ; Plain, 1999) apparaissent encore trop localisées et trop monodisciplinaires pour quantifier significativement la recharge.

À partir de mesures dans la nappe, plusieurs approches hydrodynamiques et géochimiques restent à explorer. En hydrodynamique, la modélisation en régime transitoire de la dépression sur les quatre dernières décennies reste un objectif indispensable pour quantifier plus finement l'accroissement de la recharge. À une échelle plus réduite la modélisation de la recharge sur des sites bien instrumentés, qui jusqu'à présent n'a été qu'abordée (Favreau, 1996), préciserait les processus et la variabilité temporelle de l'infiltration. À une échelle plus vaste, une modélisation d'une autre partie ou de l'ensemble de la nappe phréatique du Continental Terminal permettrait de confronter les résultats obtenus dans cette étude à d'autres estimations ; une première comparaison sera bientôt possible avec l'étude en cours de la nappe phréatique entre les dallol Bosso et Maouri (Guéro, *thèse en préparation*). En géochimie, plusieurs applications complémentaires sont souhaitables. La validation de l'origine pédologique des nitrates nécessite la détermination isotopique de l'azote-15, dont les teneurs dans les sources potentielles ont été mesurées près de Niamey (Girard et Hillaire-Marcel, 1997). En terme de taux de renouvellement, la faiblesse des concentrations en tritium dans la nappe, en limite de détection au laboratoire sollicité, nécessite une meilleure précision analytique ; l'analyse conjointe des teneurs en tritium et en helium-3 constituerait une alternative séduisante (*e.g.* Solomon *et al.*, 1995 ; Shapiro *et al.*, 1998). D'autres traceurs géochimiques récemment développés permettraient également de préciser la gamme actuelle des taux de renouvellement (CFC, ^{85}Kr, ^{36}Cl, *in* Clark et Fritz, 1997). Pour ces traceurs sensibles, le faible nombre de forages captant la nappe phréatique rend cependant ces approches incompatibles avec un échantillonnage important comme celui réalisé à l'échelle de la zone d'étude.

V-2-4- Évolution prospective de la nappe

L'infiltration à la nappe s'effectue actuellement de manière indirecte, et le taux de recharge est d'au moins 20 $mm.an^{-1}$. Cependant, la nappe phréatique est en hausse depuis plusieurs décennies sous l'effet du déboisement, et les conditions sont différentes du passé : à long terme sous couvert végétal "naturel", les traceurs géochimiques montrent un processus de recharge identique, mais un taux logiquement inférieur, de l'ordre du $mm.an^{-1}$. Le déboisement des zones cultivables apparaît aujourd'hui quasiment achevé, mais la hausse de la nappe se poursuit. Dans les décennies futures, plusieurs scénarios sont envisageables.

L'encroûtement des sols se maintient et le paysage ne subit plus d'autre évolution qu'une érosion accélérée. Le processus de recharge demeure de type indirect. Le lessivage de la zone non-saturée sous les bas-fonds déboisés s'achève (dont celui des nitrates), mais la minéralisation plus élevée des eaux de recharge persiste par apport des éléments stockés dans les sols érodés. L'intensité de la recharge, liée à l'intensité du ruissellement, augmente encore sous l'effet du déboisement des plateaux (Galle *et al.*, 1999) puis se stabilise à un palier sans doute proche de l'actuel (~ 20 à 50 $mm.an^{-1}$) ; la hausse de la nappe se poursuit jusqu'à atteindre un nouvel équilibre hydrodynamique. L'affleurement de la nappe dans les points bas du paysage se généralise, et l'évapotranspiration à partir de la nappe augmente (Fig. V-2-1).

Un deuxième scénario est possible. Les études pédologiques sur la zone d'étude prédisent que la tendance à l'encroûtement des sols consécutive au déboisement va s'inverser dans les prochaines décennies (Ambouta *et al.*, 1996 ; De Rouw et Rajot, 2001). Parce que la mise en culture provoque une mobilisation des particules les plus fines par le vent et l'eau de ruissellement, et parce que les poussières éoliennes ne seront plus piégées par la végétation naturelle, le sol va probablement ne plus comporter suffisamment de particules argileuses pour former des croûtes d'érosion ; l'infiltration sera alors prédominante sur le ruissellement en milieu cultivé. Il est difficile d'évaluer si cette nouvelle répartition hydrologique engendrera une recharge de la nappe plus ou moins importante qu'actuellement. Selon Rockström *et al.* (1998) une part importante des précipitations sur un champ de mil, de l'ordre de 200 à 300 $mm.an^{-1}$, percole au delà de la zone racinaire (1,60 m dans ce cas d'étude). Cette analyse rejoint des comparaisons de l'évapotranspiration entre zone herbeuse et zone arborée au Sahel, où des différences de consommation en eau de plus de 20 mm jusqu'à 3,50 m de profondeur sont reportées en faveur de la strate arborée, plus efficace en terme de transpiration (*e.g.* Nizinski *et al.*, 1994). Même si certaines études montrent que la reprise évaporatoire en saison sèche de l'eau infiltrée peut s'effectuer jusqu'à plus de 3 m de profondeur en zone sahélienne (*e.g.* Bazie *et al.*, 1995 ; Peugeot *et al.*, 1997), il est possible qu'une fraction significative de l'eau infiltrée en hivernage atteigne finalement la nappe, soit par *piston-flow*, soit par l'intermédiaire des macroporosités du sol. Si ce scénario d'une évolution vers un processus de recharge direct est effectif, le lessivage accru de la charge ionique stockée dans la zone non-saturée

provoquera une hausse significative de la minéralisation de la nappe, comme cela a été observé en Australie semi-aride (*e.g.* Jolly *et al.*, 1989 ; Allison *et al.*, 1990). En terme de bilan, on peut envisager que ce scénario induise un taux de recharge au moins égal à l'actuel (*cf.* Allison *et al.*, 1990 ; Thorburn *et al.*, 1991) et que la hausse de la nappe se poursuive jusqu'à atteindre un nouvel équilibre, comme dans le premier scénario (Fig. V-2-1).

Malgré la très probable poursuite de la hausse sur les futures décennies, il est douteux qu'une augmentation des réserves de la nappe soit un avantage environnemental suffisant face à la dramatique disparition des ressources naturelles (bois, fourrage, sols, etc.). Que la réserve en eau supplémentaire soit utilisée pour restaurer les capacités d'autosuffisance alimentaire du sud-ouest du Niger serait déjà un grand pas vers le développement durable. L'avenir le dira aux futurs hydrogéologues...



Figure V-2-1- Affleurement récent de la nappe à Boula Kouara, au sud du kori de Dantiandou (avril 1998). Un avenir de la nappe ?

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Les références bibliographiques ci-dessous se rapportent à une cinquantaine de revues internationales différentes, à des actes de congrès internationaux (AISH, AIEA...), à des ouvrages de synthèse, à des rapports techniques publiés ou à des thèses ; quelques sites de données sur internet sont également cités. Une cinquantaine de références concernent des rapports internes non publiés ou des rapports universitaires à diffusion restreinte.

ABDOULKARIMOU, T., 1988. Détermination géologique des réservoirs du Continental Terminal à l'ouest du dallol Bosso (Niger). Mémoire de 3e cycle universitaire (DEA), 54 p. Université de Bordeaux III, France.

AIEA / OMM, 1998. Global Network for Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. Release 2, May 1998. URL: http://isohis.iaea.org.

ALBERGEL, J., 1987. Sécheresse, désertification et ressources en eau de surface : application aux petits bassins du Burkina-Faso. *in: "The influence of climate change and climate variability on the hydrologic regime and water resources"*, Vancouver symposium, 1987. ***AISH Publ.*, 168**, 355-365.

ALLISON, G.B., BARNES, C.J., HUGHES, M.W., 1983. The distribution of deuterium and oxygen 18 in dry soils 2. Experimental. ***J. Hydrol.*, 64**, 377-397.

ALLISON, G.B., COOK, P.G., BARNETT, S.R., WALKER, G.R., JOLLY I.D., HUGHES, M.W., 1990. Land clearance and river salinisation in the western Murray Basin, Australia. ***J. Hydrol.*, 119**, 1-20.

ALLISON, G.B., GEE, G.W., TYLER, S.W., 1994. Vadose-zone techniques for estimating groundwater recharge in arid and semiarid regions. ***Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58**, 6-14.

ALZOUMA, K., 1982. Étude pétrologique de la série sédimentaire tertiaire du bassin de Malbaza (République du Niger). Thèse sciences 159 p. Universités de Niamey, Niger, et Orléans, France.

AMANI, A., LEBEL, T., ROUSSELLE, J., TAUPIN, J.D., 1996. Typology of rainfall fields to improve rainfall estimation in the Sahel by the area threshold method. ***Water Resour. Res.*, 32**, 2473-2487.

AMBOUTA, J.M.K., VALENTIN, C., LAVERDIERE, M.R., 1996. Jachères et croûtes d'érosion au Sahel. ***Sécheresse*, 7**, 269-275.

AMBRASEYS, N.N., ADAMS, R.D., 1986. Seismicity of West Africa. ***Ann. Geophys.*, 4**, B, 6, 679-702.

ANDREWS, J.N., FONTES, J.C., ARANYOSSY, J.F., DODO, A., EDMUNDS, W.M., JOSEPH, A., TRAVI, Y., 1993. The evolution of alkaline groundwaters in the continental intercalaire aquifer of the Irhazer Plain, Niger. ***Water Resour. Res.*, 30**, 45-61.

ARANYOSSY, J.F., FILLY, A., TANDIA, A.A., LOUVAT, D., OUSMANE, B., JOSEPH, A., FONTES, J.C., 1992. Estimation des flux d'évaporation diffuse sous couvert sableux en climat hyper-aride (erg de Bilma, Niger). *in: "Isotope techniques in water resources development 1991"*, Vienna symposium, 1991. ***AIEA Proc.***, 309-324.

ARANYOSSY, J.F., GAYE, C.B., 1992. La recherche du pic de tritium thermonucléaire en zone non saturée profonde sous climat semi-aride pour la mesure de la recharge des nappes : première application au Sahel. ***C. R. Acad. Sci. Paris II*, 315,** 637-643.

ARANYOSSY, J.F., NDIAYE, B., 1993. Étude et modélisation de la formation des dépressions piézométriques en Afrique sahélienne. ***Rev. Sci. Eau*, 6,** 81-96.

ARCHAMBAULT, J., 1960. Les eaux souterraines de l'Afrique occidentale. Berger-Levrault éd., 139 p. Nancy, France.

AUBREVILLE, A., 1936. Les forêts de la colonie du Niger. *Bull. comité Et. Hist. et Sci. de l'A.O.F.*, 19, 1, 95 p. Paris, France.

AUBREVILLE, A., 1949. Climats, forêts et désertification de l'Afrique tropicale. Société d'Éditions Géographiques, Maritimes et Coloniales éd., 351 p. Paris, France.

BARBER, W., DOUSSE, B., 1965. Rise in the water-table in Parts of Potiskum Division, Bornu Province. Further observations. ***Rec. Geol. Surv. Nigeria***, 41-57.

BARBIERO, L., VALLES, V., 1992. Aspects géochimiques de l'alcalinisation des sols dans la vallée du Dallol Bosso (République du Niger). ***Cah. Orstom Pédol.*, 27**, 143-152.

BARBIERO, L., BERRIER, J., 1994. Mise en évidence d'une désalcalinisation "naturelle" des sols en région tropicale. Transformation de sols alcalins en sols bruns subarides dans un bas-fond sahélien du Niger. ***C. R. Acad. Sci. Paris II*, 319**, 659-665.

BARNES, C.J., ALLISON, G.B., 1983. The distribution of deuterium and oxygen 18 in dry soils 1. Theory. ***J. Hydrol.*, 60**, 141-156.

BARNES, C.J., JACOBSON, G., SMITH, G.D., 1992. The origin of high nitrate ground waters in the Australian arid zone. ***J. Hydrol.*, 137**, 181-197.

BAYER, R., LESQUER, A., 1978. Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton ouest-africain : géométrie d'une suture pan-africaine. ***Bull. Soc. géol. Fr.***, (7) **20**, 863-876.

BAZIE, P., DIENG, B., ACKERER, P., 1995. Bilan des transferts verticaux d'eau en zone non-saturée sous climat soudano-sahélien : application à l'estimation de la recharge des nappes. ***Rev. Sci. Eau*, 8**, 237-260.

BAZUHAIR, A.S., WOOD, W.W., 1996. Chloride mass-balance method for estimating ground water recharge in arid areas: examples from western Saudi Arabia. ***J. Hydrol.*, 186**, 153-159.

BEAUDUC / BRGM, 1990. Programme d'hydraulique villageoise du Conseil de l'Entente (Phases II et II bis). Exécution de neuf forages artésiens. Rapport de fin de travaux. Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement de la république du Niger. Rapport technique BRGM / BURGEAP, R 31874 / EAU 4S 90. Orléans et Paris, France.

BELLION, Y., ROBINEAU, B., 1986. Sismicité de l'Afrique de l'ouest. *in : "Changements globaux en Afrique durant le Quaternaire, passé-présent-futur"*, Dakar symposium, 1986. ***INQUA***, ORSTOM éd., 23-24.

BELLION, Y, 1987. Histoire géodynamique post-paléozoïque de l'Afrique de l'ouest d'après l'étude de quelques bassins sédimentaires. (Sénégal, Taoudenni, Iullemmeden, Tchad). Thèse sciences, université d'Avignon. Publ. CIFEG 17 (1989), 299 p., Paris, France.

BERNUS, E., 1978. Touaregs nigériens. Unité culturelle et diversité régionale d'un peuple pasteur. Thèse géographie, université de Paris X. Mém. ORSTOM 94 (1981), 507 p., Paris, France.

BICHARA, D., SAFI, A., SCHNEIDER, J.L., 1989. La précarité ou même l'absence d'alimentation de la nappe phréatique en zone nord-sahélienne du Tchad. Résultats d'un quart de siècle de surveillance piézométrique. ***C. R. Acad. Sci. Paris II*, 309**, 493-496.

BIROUE, W.K., SCHNEIDER, J.L., 1993. Vers l'assèchement de la nappe phréatique au Sahel tchadien ? ***C. R. Acad. Sci. Paris II*, 317**, 89-92.

BLEICH, K.E., HERRMANN, L., PAPENFUSS, K.H., STAHR, K., 1994. Dust influx into the soils of the sahelian zone in Niger: its composition and identification. *in: "Wind erosion in west Africa: the problem and its control"*, university of Hohenheim symposium, 1994. 311-317. Margraf Verlag éd., Weikersheim, Allemagne.

BOECKH, E., 1965. Contribution à l'étude hydrogéologique de la zone sédentaire de la république du Niger. Ministère des Travaux publics et des Mines de la république du Niger. Rapport technique BRGM / BFBH, DAK 65-A 20. Dakar, Sénégal.

BOECKH, E., 1992. Mise à disposition d'un expert hydrogéologue auprès du projet hydraulique rurale dans l'arrondissement de Tessaoua (PHRT). Partie II : rapport technique. Rapport technique GTZ. Hanovre, Allemagne.

BOUDOURESQUE, L., DUBOIS, D., LANG, J., TRICHET, J., 1982. Contribution à la stratigraphie et à la paléogéographie de la bordure occidentale du bassin des Iullemmeden au Crétacé supérieur et au Cénozoïque (Niger et Mali, Afrique de l'Ouest). - ***Bull. Soc. géol. Fr.***, (7) **24**, 685-695.

BREMAN, H., KESSLER, J.J., 1995. Woody plants in agro-ecosystems of semi-arid regions with an emphasis on the sahelian countries. *Advanced Series in Agricultural Sciences*, 23. Springer-Verlag éd., 340 p. Berlin, Allemagne.

BRGM, 1986-a. Programme d'hydraulique villageoise Nord-Niamey. Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement de la république du Niger. Rapport technique BRGM, 86 NER 059. Orléans, France.

BRGM, 1986-b. Programme BID 110 forages productifs. Dossiers villageois. Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement de la république du Niger. Rapport technique BRGM, 86 NER 072 EAU. Orléans, France.

BRODBECK, J.F., 1986-a. Valeur de l'inventaire (IRH/DRE) des points d'eau, base d'un futur guide hydrogéologique. Rapport technique IUED-DRE, 23 p., inédit. Niamey, Niger.

BRODBECK, J.F., 1986-b. Essai de nivellement barométrique et interprétation piézométrique, zone Kouré-Dantiandou. Rapport technique IUED-DRE, 22 p., inédit. Niamey, Niger.

BRODBECK, J.F., 1987. Rapport de fin de mission (06/12/85 - 26/02/87). Rapport technique IUED-DRE, 22 p. Niamey, Niger.

BROMLEY, J., EDMUNDS, W.M., FELLMAN, E., BROUWER, J., GAZE, S.R., SUDLOW, J., TAUPIN, J.D., 1997. Estimation of rainfall inputs and direct recharge to the deep unsaturated zone of southern Niger using the chloride profile method. ***J. Hydrol.*, 188-189**, 139-154.

BRUNEL, J.P., WALKER, G.R., KENNET-SMITH, A.K., 1995. Field validation of isotopic procedures for determining sources of water used by plants in a semi-arid environment. ***J. Hydrol.*, 167**, 351-368.

BRUNEL, J.P., WALKER, G.R., DIGHTON, J.C., MONTENY, B., 1997. Use of stable isotopes of water to determine the origin of water used by the vegetation and to partition evapotranspiration. A case study from HAPEX-Sahel. ***J. Hydrol.***, **188-189**, 466-481.

BRUNEL, J.P., WILLIAMS, D.G., 2001. Use of stable isotopes of water to assess potential competition for water between grasslands and mesquite shrubs in the Sonoran desert, Mexico. ***Agric. For. Meteorol.***, *en révision.*

BUISSON, M.E., 2000. Analyse hydrologique d'un paysage sahélien (région de Niamey, Niger) - utilisation d'un Système d'Information Géographique (SIG). Mémoire de 2e cycle universitaire (maîtrise), 63 p. Université Louis Pasteur de Strasbourg, France.

CANADELL, J., JACKSON, R.B., EHLERINGER, J.R., MOONEY, H.A., SALA, O.E., SCHULZE, E.D., 1996. Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. ***Oecologia***, **108**, 583-595.

CARTER, J.D., BARBER, W., 1956. The rise in the water-table in parts of Potiskum division, Bornu province. ***Rec. Geol. Surv. Nigeria***, 5-13.

CASENAVE, A., VALENTIN, C., 1992. A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa. ***J. Hydrol.***, **130**, 231-249.

CAUPIN, C., CAUPIN, V., DE SCHAETZEN, Y., RICHARD, S., MASSON-BOISRIVEAU, J., 1997. Le Niger sous astreinte. ***Marchés Tropicaux***, (28/02/97) **2677**, 437-462.

CHAPMAN, D.S., POLLACK, H.N., 1974. "Cold spot" in West Africa: anchoring the African plate. ***Nature***, **250**, 477-478.

CHARREAU, C., FAUCK, R., 1970. Mise au point sur l'utilisation agricole des sols de la région de Séfa (Casamance). ***Agron. Trop. II***, **25**, 151-191.

CHEILLETZ, A., BARBEY, P., LAMA, C., PONS, J., ZIMMERMANN, J.L., DAUTEL, D., 1994. Age de refroidissement de la croûte juvénile biriminenne d'Afrique de l'ouest. Données U-Pb, Rb-Sr et K-Ar sur les formations à 2,1 Ga du SW-Niger. ***C. R. Acad. Sci. Paris II***, **319**, 435-442.

CLARK, I., FRITZ, P., 1997. Environmental isotopes in hydrogeology. Lewis publishers éd., 328 p. New-York, USA.

CLOS-ARCEDUC, M., 1956. Étude sur photographies aériennes d'une formation végétale sahélienne : la brousse tigrée. ***Bull. IFAN***, **18**, A, 3, 677-684.

COE, M.T., BONAN, G.B., 1997. Feedbacks between climate and surface water in northern Africa during the middle Holocene. ***J. Geophys. Res.***, **102**, D10, 11087-11101.

COLEMAN, M. L., SHEPHERD, T.J., DURHAM, J.J., ROUSE, J.E., MOORE, G.R., 1982. Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis. ***Anal. Chem.***, **54**, 993-995.

CONRAD, G., MARCE, A., OLIVE, P., 1975. Mise en évidence, par le tritium, de la recharge actuelle des nappes libres de la zone aride saharienne (Algérie). ***J. Hydrol.***, **27**, 207-224.

CONSIND, 1973. Construction de 259 puits au Niger. Rapport confidentiel final. Ministère des Travaux publics, des Transports et de l'Urbanisme de la république du Niger. Rapport technique, 2 parties. Niamey, Niger.

COPLEN, T.B., 1996. New guidelines for reporting stable hydrogen, carbon and oxygen isotope-ratio data. ***Geochim. Cosmochim. Acta***, **60**, 3359-3360.

COSTE, S., 1998. Inventaire des mares et des ravines par télédétection pour l'élaboration d'un modèle hydrologique en zone sahélienne (kori de Dantiandou, Niger). Mémoire de 3e cycle universitaire (DEA), 92 p. Université Louis Pasteur de Strasbourg, France.

COUDRAIN-RIBSTEIN, A., PRATX, B., TALBI, A., JUSSERAND, C., 1998. L'évaporation des nappes phréatiques sous climat aride est-elle indépendante de la nature du sol ? ***C. R. Acad. Sci. Paris II a*, 326**, 159-165.

COURAULT, D., D'HERBES, J.M., VALENTIN, C., 1990. Le bassin versant de Sama Dey. Premières observations pédologiques et phytoécologiques. Programme HAPEX-SAHEL. Rapport ORSTOM, 31 p. Bondy, France.

COUREL, M.F., 1984. Étude de l'évolution récente des milieux sahéliens à partir de mesures fournies par les satellites. Thèse de doctorat d'Etat ès-lettres et sciences humaines, 409 p. Université de Paris I, France.

CRAMER, V.A., THORBURN, P.J., FRASER, G.W., 1999. Transpiration and groundwater uptake from farm forest plots of *Casuarina glauca* and *Eucalyptus camaludensis* in saline areas of southeast Queensland, Australia. ***Agric. Water Manage.*, 39**, 187-204.

CRENN, Y., 1957. Mesures gravimétriques et magnétiques dans la partie centrale de l'A.O.F. Inteprétations géologiques. Rapport ORSTOM, 39 p. Paris, France.

CULF, A.D., ALLEN, S.J., GASH, J.H.C., LLOYD, C.R., WALLACE, J.S., 1993. Energy and water budgets of an area of patterned woodland in the sahel. ***Agric. For. Meteorol.*, 66**, 65-80.

DADDY GAOH., A., 1993. Étude des nappes aquifères du Continental Terminal entre les dallols Bosso et Maouri, département de Dosso, république du Niger. Thèse sciences, 258 p. Université de Liège, Belgique.

DADDY GAOH, A., DASSARGUES, A., 1995. Exploitation de la nappe alluviale du dallol maouri pour des cultures irriguées au Niger. ***Sécheresse*, 6**, 257-263.

D'AMATO, N., 1998. Étude climatologique et statistique des événements pluvieux en zone sahélienne, analysée à partir des données pluviographiques de l'expérience EPSAT-NIGER. Thèse sciences, 189 p. Université de Montpellier II, France.

D'AMATO, N., LEBEL, T., 1998. On the characteristics of the rainfall events in the Sahel with a view to the analysis of climatic variability. ***Int. J. Climatol.*, 18**, 955-974.

DANSGAARD, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. ***Tellus*, 16**, 436-468.

DDH DOSSO, 1997. Mesures piézométriques 1989-1997. Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement de la république du Niger. Niamey, Niger.

DDH TILLABERI, 1997. Mesures piézométriques 1987-1996. Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement de la république du Niger. Niamey, Niger.

DE BRUIN, B., PENNING DE VRIES, F.W.T., VAN BROEKHOVEN, L.W., VERTREGT, N., VAN DE GEIJN, 1989. Net nitrogen mineralization, nitrification and CO_2 production in alternating moisture conditions in an unfertilized low-humus sandy soil from the Sahel. ***Plant Soil*, 113**, 69-78.

DEGALLIER, R., 1954. Hydrogéologie du Ferlo septentrional (Sénégal). *Arch. Dir. Féd. Min. Géol. Dakar.* Dakar, Sénégal.

DEHAYS / BRGM, 1990. Programme d'hydraulique villageoise du Conseil de l'Entente (Phases II et II bis). Études

d'implantation et contrôle des travaux de points d'eau. Rapport final. Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement de la république du Niger. Rapport technique BRGM / BURGEAP, R 31874 / EAU 4S 90. Orléans et Paris, France.

DELABRE, E., 1998. Caractérisation et évolution d'écosystèmes anthropisés sahéliens : les milieux post-culturaux du sud-ouest nigérien. Thèse sciences, 265 p. Université de Paris-6, France.

DE MARSILY, G., 1994. Hydrogéologie : comprendre et estimer les écoulements souterrains et le transport des polluants. Cours de l'École des Mines de Paris, 243 p. Paris, France.

DEPAGNE, J., 1966. Les nappes déprimées d'Afrique occidentale. ***Bull. BRGM***, **2**, 72-76.

DE ROUW, A., RAJOT, J.L., 2001. Soil organic matter, nutrients and erosion in sahelian farming systems based on manuring or fallowing. ***Agric. Ecosyst. Environ.***, *en révision.*

DESCONNETS, J.C., TAUPIN, J.D., LEBEL, T., 1993. Le rôle des mares dans le bilan hydrologique d'une région sahélienne. *in: "Exchanges processes at the land surface for a range of space and time scales"*, Yokohama symposium, 1993. ***AISH Publ.***, **212**, 299-311.

DESCONNETS, J.C., 1994. Typologie et caractérisation hydrologique des systèmes endoréiques en milieu sahélien (Niger-Degré carré de Niamey). Thèse sciences, 326 p. Université de Montpellier II, France.

DESCONNETS, J.C., LEBEL, T., TAUPIN, J.D., 1995. Bilan hydrologique de surface durant la période de suivi à long terme de Hapex-Sahel à partir du suivi des mares temporaires sur une zone test de 600 km². *in : "Hydrologie et météorologie de méso-échelle dans Hapex-Sahel, dispositif de mesures au sol et premiers résultats"*. ORSTOM éd., 69-114. Bondy, France.

DESCONNETS, J.C., GALLE, S., LEDUC, C., PEUGEOT, C., 1996. Les processus de redistribution des eaux en région sahélienne : l'hydrologie dans l'expérience Hapex-Sahel. *in : "L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement"*, conférence de Paris, 1995. ***AISH Publ.***, **238**, 125-137.

DESCONNETS, J.C., TAUPIN, J.D., LEBEL, T., LEDUC, C., 1997. Hydrology of the HAPEX-Sahel Central Super-Site: surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems. ***J. Hydrol.***, **188-189**, 155-178.

D'HERBES, J.M., VALENTIN, C., 1997. Land surface conditions of the Niamey region: ecological and hydrological implications. ***J. Hydrol.***, **188-189**, 18-42.

DIENG, B., LEDOUX, E., DE MARSILY, G., 1990. Palaeohydrogeology of the Senegal sedimentary basin: a tentative explanation of the piezometric depressions. ***J. Hydrol.***, **118**, 357-371.

DIKOUMA, M., LANG, J., PASCAL, A., 1993. Transgressions maastrichtiennes et paléogènes dans le bassin des Iullemmeden (Niger). ***Newsl. Stratigr.***, **29**, 105-124.

DIKOUMA, M., LANG, J., LAURIN, B., PASCAL, A., SALARD-CHEBOLDAEFF, M., 1994. Biostratigraphy of some Maastrichtian and Paleocene formations in the Iullemmeden Basin (southern Niger). ***N. Jb. Geol. Paläont. Abh.***, **193**, 55-79.

DILUCA, C., DIAGANA, B., 1989. Programme d'hydraulique villageoise Nord-Niamey. Rapport de suivi du projet, 64 p. Comité Interafricain d'Etudes Hydrauliques, Ouagadougou, Burkina-Faso.

DMN, 1999. Pluviométrie mensuelle pour Niamey-Ville, 1905-1998. Direction de la Météorologie Nationale du Niger. Niamey, Niger.

DNHE / PNUD, 1989. Schéma directeur de mise en valeur des ressources en eau du Mali. Rapport technique, MLI/84/005. Bamako, Mali.

DÖRR, H., MÜNNICH, K.O., 1980. Carbon-14 and carbon-13 in soil CO_2. ***Radiocarbon***, **22**, 909-918.

DRAY, M., GONFIANTINI, R., ZUPPI, G.M., 1983. Isotopic composition of groundwater in the southern Sahara. *in: "Palaeoclimates and palaeowaters: a collection of environmental isotope studies"*, Vienna meeting, 1980. ***AIEA Pan. Proc.***, 187-199.

DREES, L.R., MANU, A., WILDING, L.P., 1993. Characteristics of aeolian dusts in Niger, West Africa. ***Geoderma***, **59**, 213-233.

DUBAR, C., 1988. Éléments de paléohydrologie de l'Afrique saharienne : les dépôts quaternaires d'origine aquatique du nord-est de l'Aïr (Niger, PALHYDAF site 3). Thèse sciences, 163 p. Université de Paris-sud, Orsay, France.

DUBOIS, D., 1979. Étude géologique de formations oolithiques ferrugineuses du bassin des Iullemeden (république du Niger). Thèse sciences, 123 p. Universités de Niamey, Niger, et Orléans, France.

DUPONT, B., LEMOALLE, J., 1972. Les oolithes et pseudo-oolithes ferrugineuses du lac Tchad. ***C. R. somm. Soc. géol. Fr.***, **4**, 309-310.

DUPUIS, D., PONS, J., PROST, A.E., 1991. Mise en place de plutons et caractérisation de la déformation birimienne au Niger occidental. ***C. R. Acad. Sci. Paris II***, **312**, 769-776.

DURAND, A., 1982. Oscillations of lake Chad over the past 50,000 years: new data and new hypothesis. ***Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.***, **39**, 37-53.

DURAND, A., LANG, J., 1986. Approche critique des méthodes de reconstitution paléoclimatique : le Sahel nigéro-tchadien depuis 40 000 ans. ***Bull. Soc. géol. Fr.***, (8) **2**, 267-278.

DURAND, A., PARIS, F., 1986. Peuplements et climats holocènes de l'Azawagh (Niger nord-occidental) : premiers résultats. *in : "Changements globaux en Afrique durant le Quaternaire, passé-présent-futur"*, Dakar symposium, 1986. ***INQUA***, ORSTOM éd., 127-130.

DURAND, A., 1995-a. Conséquences géomorphologiques de phénomènes néotectoniques dans le bassin du lac Tchad : modifications du réseau hydrographique et origine du pseudo-rivage du Mégatchad dans la région du Kadzell (République du Niger). ***C. R. Acad. Sci. Paris II a***, **321**, 223-229.

DURAND, A., 1995-b. Sédiments quaternaires et changements climatiques au Sahel central (Niger et Tchad). ***Afr. Geosci. Rev.***, **2**, 323-614.

DURUZ, M., 1996. Analyse des données piézométriques de la nappe du Continental Terminal 3, région de Dantiandou (Niger). Travail de diplôme de cycle postgrade interuniversitaire, 63 p. Université de Neuchâtel, Suisse.

EDMUNDS, W.M., GAYE, C.B., 1994. Estimating the spatial variability of groundwater recharge in the Sahel using chloride. ***J. Hydrol.***, **156**, 47-59.

EHRMANN, M., 1999. Étude du fonctionnement et de la dynamique de la brousse tigrée nigérienne. Thèse sciences, 178 p. Université de Paris-6, France.

EPSTEIN, S., MAYEDA, T., 1953. Variation of O^{18} content of waters from natural sources. ***Geochim. Cosmochim. Acta***, **4**, 213-224.

FAILLAT, J.P., 1990. Origine des nitrates dans les nappes de fissures de la zone tropicale humide - exemple de la Côte d'Ivoire. ***J. Hydrol.***, **113**, 231-264.

FAVREAU, G., 1996. Modélisation locale de la recharge de la nappe phréatique sur le site de Wankama (sud-ouest du Niger). Mémoire de 3e cycle universitaire (DEA), 75 p. Université de Paris-sud / Orsay, France.

FAVREAU, G., LEDUC, C., 1998. Fluctuations à long terme de la nappe phréatique du Continental Terminal près de Niamey (Niger) entre 1956 et 1997. *in : "Variabilité des ressources en eau en Afrique au XXème siècle"*, conférence Abidjan'98, 1998. ***AISH Publ.***, **252**, 253-258.

FAVREAU, G., MARLIN, C., LEDUC, C., 2000-a. Une dépression piézométrique naturelle en zone semi-aride : contraintes initiales, évolution récente. *in : "Résumés de la 18e Réunion des Sciences de la Terre (RST 2000)"*, Paris, 2000, 130. Paris, France.

FAVREAU, G., LEDUC, C., MARLIN, C., 2000-b. Représentativité de l'échantillonnage géochimique et hydrodynamique en nappe libre de milieu semi-aride. ***J. Afr. Earth Sci.***, **31**, 669-678.

FAVREAU, G., LEDUC, C., MARLIN, C., DRAY, M., TAUPIN, J.D., MASSAULT, M., LE GAL LA SALLE, C., BABIC, M., 2001-a. Estimate of recharge of a rising water table in semiarid Niger from ^{3}H and ^{14}C modeling. ***Ground Water***, *en révision.*

FAVREAU, G., LEDUC, C., MARLIN, C., 2001-b. Groundwater recharge increase induced by land use change: comparison of hydrodynamic and isotopic estimates in semiarid Niger. *in: "Impact of human activity on groundwater dynamics"*, Maastricht symposium S3, 2001. ***AISH Publ.***, **269**, 67-74.

FAVREAU, G., LEDUC, C., MARLIN, C., GUERO, A., 2001-c. Une dépression piézométrique naturelle en hausse au Sahel (sud-ouest du Niger). ***C. R. Acad. Sci. Paris II a***, *soumis.*

FAYE, S., GAYE, C.B., FAYE, A., 1998. Modélisation du fonctionnement hydrodynamique du système aquifère du littoral du nord du Sénégal. Simulation de prélèvements supplémentaires pour réduire le déficit de distribution d'eau potable de la région de Dakar. ***Hydrogéologie***, (1998), **1**, 13-22.

FILIPPI, C., MILVILLE, F., THIERY, D., 1990. Évaluation de la recharge naturelle des aquifères en climat soudano-sahélien par modélisation hydrologique globale : application à dix sites au Burkina-Faso. ***Hydrol. Sci. J.***, **35**, 29-48.

FINCH, J.W., ROBERTS, G., 1994. The detection of land degradation in an area of Niger, West Africa, using multi-temporal Landsat MSS images. *in: "Proceedings of the ISPRS, commission VII"*, Rio de Janeiro Symposium. 118-126.

FONTES, J.C., 1971. Un ensemble destiné à la mesure de l'activité du radiocarbone naturel par scintillation liquide. ***Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. (2)***, **13**, 67-85.

FONTES, J.C., EDMUNDS, W.M., 1989. The use of environmental isotope techniques in arid zone hydrology - a critical review. UNESCO IHP-III Project 5.2. UNESCO éd., 75 p. Paris, France.

FONTES, J.C., GASSE, F., 1991. PALHYDAF (Palaeohydrology in Africa) program: objectives, methods, major results. ***Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.***, **84**, 191-215.

FONTES, J.C., ANDREWS, J.N., EDMUNDS, W.M., GUERRE, A., TRAVI, Y., 1991. Paleorecharge by the Niger river (Mali) deduced from groundwater geochemistry. ***Water Resour. Res.***, **27**, 199-214.

FONTES, J.C., GASSE, F., ANDREWS, J.N., 1993. Climatics conditions of holocene groundwater recharge in the

sahel zone of Africa. *in: "Isotopes techniques in the study of past and current environmental changes in the hydrosphere and the atmosphere"*, Vienna symposium, 1993. ***AIEA Proc.***, 231-248.

FOURCADE, J.N., 2000. Hydrologie d'une zone endoréique sahélienne : dynamique des vidanges des mares temporaires et alimentation de la nappe phréatique (région de Niamey - Niger). Mémoire de 3e cycle universitaire (DEA), 69 p. Université de Montpellier II, France.

FREYDIER, R., DUPRE, B., LACAUX, J.P., 1998. Precipitation chemistry in intertropical Africa. ***Atmos. Environ.***, **32**, 749-765.

GALADIMA, S.A., KARBO, A., 1993. Contribution à l'étude chimique et isotopique des nappes du dallol Bosso. *in:* "Les ressources en eau au Sahel, études hydrogéologiques et hydrologiques en Afrique de l'ouest par les techniques isotopiques". AIEA, TECDOC-721, 65-75.

GALLAIRE, R., 1995. Hydrologie en milieu subdésertique d'altitude, le cas de l'Aïr (Niger). Thèse sciences, université de Paris-sud, Orsay. Thèses et doc. microfichés ORSTOM 162 (1997), 393 p., Paris, France.

GALLE, S., EHRMANN, M., PEUGEOT, C., 1999. Water balance in a banded vegetation pattern. A cas study of tiger bush in western Niger. ***Catena***, **37**, 197-216.

GALY-LACAUX, C., MODI, A.I., 1998. Precipitation chemistry in the sahelian savanna of Niger, Africa. ***J. Atmos. Chem.***, **30**, 319-343.

GARDE, G., 1910. Description géologique des régions situées entre le Niger et le Tchad et à l'est et au nord-est du Tchad. Thèse sciences, université de Paris. Librairie scientifique Hermann (1911), 284 p., Paris, France.

GASSE, F., TEHET, R., DURAND, A., GIBERT, E., FONTES, J.C., 1990. The arid-humid transition in the Sahara during the last deglaciation. ***Nature***, **346**, 141-146.

GASSE, F., 2000. Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. ***Quat. Sci. Rev.***, **19**, 189-211.

GAT, J.R., TZUR, Y., 1967. Modification of the isotopic composition of rainwater by processes which occur before groundwater recharge. *in: "Isotope in hydrology"*, Vienna symposium, 1966. ***AIEA Proc.***, 49-60.

GAT, J.R., 1992. Monitoring the response of arid zone hydrology to environmental change by means of the stable isotope composition of groundwaters. *in: "Isotope techniques in water resources development 1991"*, Vienna symposium, 1991. ***AIEA Proc.***, 521-532.

GAT, J.R., 1995. The relationship between the isotopic composition of precipitation, surface runoff and groundwater for semiarid and arid zones. *in : "Application of tracers in arid zone hydrology"*, Vienna symposium, 1994. ***AISH Publ.***, **232**, 409-416.

GAULTIER, G., 2000. Analyses isotopiques des précipitations dans la région de Niamey et caractérisation de l'hydrodynamisme dans la zone non-saturée. Mémoire de 3e cycle universitaire (DEA), 62 p. Université de Paris-sud / Orsay, France.

GAVAUD, M., 1966. Étude pédologique du Niger occidental. Rapport général, t. II. Rapport ORSTOM. Dakar, Sénégal.

GAVAUD, M., 1977. Les grands traits de la pédogénèse au Niger méridional. Trav. doc. ORSTOM 76, 102 p, Paris, France.

GAZE, S.R., BROUWER, J., SIMMONDS, L.P., BROMLEY, J., 1998. Dry season water use patterns under

Guiera senegalensis L. shrubs in a tropical savanna. ***J. Arid Environ.***, **40**, 53-67.

GEORGE, R.J., NULSEN, R.A., FERDOWSIAN, R., RAPER, G.P., 1999. Interactions between trees and groundwaters in recharge and discharge areas - A survey of western australian sites. ***Agric. Water Manage.***, **39**, 91-113.

GIESKE, A., SELAOLO, E., MCMULLAN, S., 1990. Groundwater recharge through the unsaturated of southeastern Botswana: a study of chlorides and environmental isotopes. *in: "Regionalisation in Hydrology"*, Ljubljana symposium, 1990. ***AISH Publ.***, **191**, 33-44.

GIRARD, P., HILLAIRE-MARCEL, C., OGA, M.S., 1997. Determining the recharge mode of Sahelian aquifers using water isotopes. ***J. Hydrol.***, **197**, 189-202.

GIRARD, P., HILLAIRE-MARCEL, C., 1997. Determining the source of nitrate pollution in the Niger discontinuous aquifers using the natural $^{15}N/^{14}N$ ratios. ***J. Hydrol.***, **199**, 239-251.

GOURAUD, H., 1944. Zinder-Tchad, souvenirs d'un africain. Plon éd., 295 p. Paris, France.

GREIGERT, J., 1957. Introduction à la connaissance hydrogéologique du bassin occidental du Niger (rapport fin de campagne 1955-1956). Troisième partie. Les principales nappes du bassin occidental du Niger. *Arch. Dir. Féd. Min. Géol. Dakar*. Dakar, Sénégal.

GREIGERT, J., POUGNET, R., 1965. Carte géologique de la république du Niger au 1 : 2 000 000. BRGM éd. Paris, France.

GREIGERT, J., 1966-a. Description des formations crétacées et tertiaires du bassin des Iullemmeden (Afrique occidentale). Ministère des Travaux publics, des Transports, des Mines et de l'Urbanisme de la république du Niger. *Direction des mines et de la géologie*, 2. BRGM éd., 229 p. Paris, France.

GREIGERT, J., 1966-b. Recherches et exploitation d'eaux souterraines dans la république du Niger. Compte-rendu des sondages et forages exécutés de juillet 1963 à juillet 1966. Ministère des Travaux publics, des Mines et de l'Hydraulique de la république du Niger. Rapport BRGM, DAK 66-A7, 268 p. Dakar, Sénégal.

GREIGERT, J., POUGNET, R., 1967-a. Notice explicative sur la carte géologique de la République du Niger à l'échelle du 1 : 2 000 000. Ministère des Travaux publics, des Transports, des Mines et de l'Urbanisme de la république du Niger. BRGM éd., 62 p. Paris, France.

GREIGERT, J., POUGNET, R., 1967-b. Essai de description des formations géologiques de la république du Niger. Ministère des Travaux publics, des Transports, des Mines et de l'Urbanisme de la république du Niger. *Direction des mines et de la géologie*, 3. BRGM éd., 267 p. Paris, France.

GREIGERT, J., 1968. Les eaux souterraines de la république du Niger. Ministère des Travaux Publics, des Transports, des Mines et de l'Urbanisme de la république du Niger. Rapport BRGM, 68 ABI 006 NIA, 2 volumes, 407 p. Niamey, Niger.

GREIGERT, J., BERNERT, G., 1979. Atlas des eaux Souterraines de la république du Niger. État des connaissances. Rapport BRGM, 79 AGE 001. Orléans, France.

GUILLAUME, K., ABBADIE, L., MARIOTTI, A., NACRO, H., 1999. Soil organic matter dynamics in tiger bush (Niamey, Niger). Preliminary results. ***Acta Oecol.***, **20**, 185-195.

GUIRAUD, R., ALIDOU, S., 1981. La faille de Kandi (Bénin), témoin du rejeu fini-crétacé d'un accident majeur à l'échelle de la plaque africaine. ***C. R. Acad. Sci. Paris II***, **293**, 779-782.

GUIRAUD, R., MAURIN, J.C., 1991. Le rifting en Afrique au Crétacé inférieur : synthèse structurale, mise en évidence de deux étapes dans la genèse des bassins, relations avec les ouvertures océaniques péri-africaines. ***Bull. Soc. géol. Fr.***, **162**, 811-823.

HEATON, T.H.E., 1984. Sources of the nitrate in phreatic groundwater in the western Kalahari. ***J. Hydrol.***, **67**, 249-259.

HILLAIRE-MARCEL, C., RISER, J., ROGNON, P., PETIT-MAIRE, N., ROSSO, J.C., SOULIE-MARCHE, I., 1983. Radiocarbon chronology of Holocene hydrologic changes in northeastern Mali. ***Quat. Res.***, **20**, 145-164.

HUT, G., OSTLUND, H.G., VAN DER BORG, K., 1986. Fast and complete CO_2-to-graphite conversion for ^{14}C accelerator mass spectrometry. ***Radiocarbon***, **28**, 186-190.

IGNN, 1993. Carte générale du Niger au 1 : 2 000 000. Institut Géographique National du Niger. Niamey, Niger.

INC, 1986. Programme d'hydraulique villageoise dans les départements de Tahoua et Dosso. Secteur géologique et hydrogéologique, rapport général. Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement de la république du Niger. Rapport technique INC, 269 p. Niamey, Niger.

IUED, 1988. Description des coupes de forage artésiens de Banizoumbou, Korto et Tigo zéno. Documents inédits. Niamey, Niger.

JANICOT, S., FONTAINE, B., 1993. L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'ouest. ***La Météorologie***, **8**, 1, 28-53.

JICA / IGNN, 1995. Cartes au 1 : 50 000 de la région de Niamey. Japan International Cooperation Agency et Institut Géographique National du Niger. Tokyo, Japon et Niamey, Niger.

JOLLY, I.D., COOK, P.G., ALLISON, G.B., HUGHES, M.W., 1989. Simultaneous water and solute movement through an unsaturated soil following an increase in recharge. ***J. Hydrol.***, **111**, 391-396.

JOLLY, D., HARRISSON, S.P., DAMNATI, B., BONNEFILLE, R., 1998. Simulated climate and biomes of Africa during the late Quaternary: Comparison with pollen and lake status data. ***Quat. Sci. Rev.***, **17**, 629-657.

JOSEPH, A., FRANGI, J.P., ARANYOSSY, J.F., 1992. Isotope characteristics of meteoric water and groundwater in the sahelo-sudanese zone. ***J. Geophys. Res.***, **97**, D7, 7543-7551.

KAUFMAN, S., LIBBY, W. F., 1954. The natural distribution of tritium. ***Phys. Rev.***, **93**, 1337-1344.

KHANZADA, A.N., MORRIS, J.D., ANSARI, R., SLAVICH, P.G., COLLOPY, J.J., 1998. Groundwater uptake and sustainability of *Acacia* and *Prosopis* plantations in southern Pakistan. ***Agric. Water Manage.***, **36**, 121-139.

KILIAN, C., 1931. Des principaux complexes continentaux du Sahara. ***C. R. Somm. Soc. géol. Fr.***, **9**, 109-111.

KONATE, S., LE ROUX, X., TESSIER, D., LEPAGE, M., 1999. Influence of large termitaria on soil characteristics, soil water regime, and tree leaf shedding pattern in a west african savanna. ***Plant Soil***, **206**, 47-60.

KONATE, M., 1996. Évolution tectono-sédimentaire du bassin paléozoïque de Kandi (Nord Bénin, Sud Niger) - Un témoin de l'extension post-orogénique de la chaîne panafricaine. Thèse sciences, Vol. I, 301p., Vol. II, 188 p. Universités de Bourgogne et de Nancy, France.

KUTZBACH, J., BONAN, G., FOLEY, J., HARRISON, S.P., 1996. Vegetation and soil feedbacks on the response of the African monsoon to orbital forcing in the early to middle Holocene. ***Nature*, 384**, 623-626.

LANG, J., KOGBE, C., ALIDOU, S., ALZOUMA, K., DUBOIS, D., HOUESSOU, A., TRICHET, J., 1986. Le Sidérolithique du Tertiaire ouest-africain et le concept de Continental terminal. - ***Bull. Soc. géol. Fr.***, (8) **2**, 605-622.

LANG, J., KOGBE, C., ALIDOU, S., ALZOUMA, K.A., BELLION, G., DUBOIS, D., DURAND, A., GUIRAUD, R., HOUESSOU, A., DE KLASZ, I., ROMANN, E., SALARD-CHEBOLDAEFF, M., TRICHET, J., 1990. The Continental Terminal in West Africa. ***J. Afr. Earth Sci.*, 10**, 79-99.

LE BARBE, L., LEBEL, T., 1997. Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990. ***J. Hydrol.*, 188-189**, 43-73.

LEBEL, T., TAUPIN, J.D., D'AMATO, N., 1997. Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel. 1. General rainfall conditions and climatology. ***J. Hydrol.*, 188-189**, 74-96.

LEDUC, C., DESCONNETS, J.C., 1994-a. Pools and recharge of the Continental Terminal phreatic aquifer near Niamey, Niger. *in: "International workshop on groundwater monitoring and recharge in semi-arid areas"*, Hyderabad workshop, 1994. UNESCO / IAH, SV13-SV22.

LEDUC, C., DESCONNETS, J.C., 1994-b. Variability of groundwater recharge in the Sahel: piezometric survey of the Continental Terminal aquifer (Niger). *in: "Future groundwater resources at risk"*, Helsinki conference, 1994. ***AISH Publ.*, 222**, 505-511.

LEDUC, C., LENOIR, F., 1995. Étude de la recharge de la nappe du Continental Terminal 3 en rive gauche du Niger. *in : "Hydrologie et météorologie de méso-échelle dans Hapex-Sahel, dispositif de mesures au sol et premiers résultats"*. ORSTOM éd., 115-159. Bondy, France.

LEDUC, C., KARBO, A., 1996. Variabilité spatio-temporelle de l'impact de l'infiltration sur la nappe phréatique du Continental Terminal (Hapex-Sahel, Niger). *in : "Interactions surface continentale / atmosphère : l'expérience Hapex-Sahel"*, actes des Xe journées hydrologiques, Montpellier, 1994. ORSTOM colloques et séminaires, 449-462. Bondy, France.

LEDUC, C., TAUPIN, J.D., LE GAL LA SALLE, C., 1996. Estimation de la recharge de la nappe phréatique du Continental Terminal (Niamey, Niger) à partir des teneurs en tritium. ***C. R. Acad. Sci. Paris II a*, 323**, 599-605.

LEDUC, C., BROMLEY, J., SCHROETER, P., 1997. Water table fluctuation and recharge in semi-arid climate: some results of the HAPEX-Sahel hydrodynamic survey (Niger). ***J. Hydrol.*, 188-189**, 123-138.

LEDUC, C., LOIREAU, M., 1997. Fluctuations piézométriques et évolution du couvert végétal en zone sahélienne (sud-ouest du Niger). *in: "Sustainability of water resources under increasing uncertainty"*, Rabat symposium S1, 1997. ***AISH Publ.*, 240**, 193-200.

LEDUC, C., TAUPIN, J.D., 1997. Hydrochimie et recharge de la nappe phréatique du Continental Terminal (Niamey, Niger). *in: "Hydrochemistry"*, Rabat symposium, 1997. ***AISH Publ.*, 244**, 235-243.

LEDUC, C., SALIFOU, O., LEBLANC, M., 1998. Évolution des ressources en eau dans le département de Diffa (bassin du lac Tchad, sud-est nigérien). *in : "Variabilité des ressources en eau en Afrique au XXème siècle"*, conférence Abidjan'98, 1998. ***AISH Publ.*, 252**, 281-288.

LEDUC, C., SABLJAK, S., TAUPIN, J.D., MARLIN, C., FAVREAU, G., 2000-a. Estimation de la recharge de la nappe quaternaire dans le nord-ouest du bassin du lac Tchad (Niger oriental) à partir de mesures

isotopiques. ***C. R. Acad. Sci. Paris II a***, **330**, 355-361.

LEDUC, C., FAVREAU, G., MARLIN, C., DRAY, M., 2000-b. Comparison of recharge estimates for the two largest aquifers in Niger, based on hydrodynamic and isotopic data. *in: "Tracers and modelling in hydrogeology"*, Liège conference, 2000. ***AISH Publ.***, **262**, 391-399.

LEDUC, C., FAVREAU, G., MARLIN, C., CAPPELAERE, B., DRAY, M., GALLE, S., MARTIN-ROSALES, W., MOUGENOT, B., OLIVE, P., PEUGEOT, C., SEGUIS, L., TAUPIN, J.D., 2000-c. Approches hydrodynamique et géochimique du fonctionnement hydrologique dans la dépression piézométrique fermée de Dantiandou (Niger occidental). *in : "Résumés du colloque PNRH"*, colloque de Toulouse, 2000, 303-310. Toulouse, France.

LEDUC, C., FAVREAU, G., SCHROETER, P., 2001. Long-term rise in a sahelian water-table: the Continental Terminal in south-west Niger. ***J. Hydrol.***, **243**, 43-54.

LE GAL LA SALLE, C., 1990. Étude des précipitations nigériennes. Mémoire de 3e cycle universitaire (DEA), 58 p. Université de Paris-sud / Orsay, France.

LE GAL LA SALLE, C., 1994. Circulation des eaux souterraines dans l'aquifère captif du Continental Terminal, bassin des Iullemeden, Niger. Méthodologie et application : isotopes stables de la molécule d'eau, carbone-14, chlore-36, uranium et gaz nobles. Thèse sciences, 127 p. Université de Paris-sud, Orsay, France.

LE GAL LA SALLE, C., FONTES, J.C., ANDREWS, J.N., SCHROETER, P., KARBO, A., FIFIELD, K.L., 1995. Old groundwater circulation in the Iullemeden basin (Niger): preliminary results of an isotopic study. *in: "Application of tracers in arid zone hydrology"*, Vienna symposium, 1994. ***AISH Publ.***, **232**, 129-139.

LE MAITRE, D.C., SCOTT, D.F., COLVIN, C., 1999. A review of information on interactions between vegetation and groundwater. ***Water SA***, **25**, 137-152.

LEROUX, M., 1996. La dynamique du temps et du climat. Masson éd., 310 p. Paris, France.

LEVIN, I., KROMER, B., SCHOCH-FISCHER, H., BRUNS, M., MÜNNICH, M., BERDAU, D., VOGEL, J.C., MÜNNICH, K.O., 1985. 25 years of tropospheric ^{14}C observations in central Europe. ***Radiocarbon***, **27**, 1-19.

LEVIN, I., KROMER, B., 1997. Twenty years of atmospheric $^{14}CO_2$ observations at Schauinsland station, Germany. ***Radiocarbon***, **39**, 205-218.

LEZINE, A.M., CASANOVA, J., 1989. Pollen and hydrological evidence for the interpretation of past climates in the tropical West Africa during the holocene. ***Quat. Sci. Rev.***, **8**, 45-55.

LEZINE, A. M., 1991. West African paleoclimates during the last climatic cycle inferred from an Atlantic deep-sea pollen record. ***Quat. Res.***, **35**, 456-463.

LEZINE, A.M., 1996. La mangrove ouest africaine, signal des variations du niveau marin et des conditions régionales du climat au cours de la dernière déglaciation. ***Bull. Soc. géol. Fr.***, **167**, 743-752.

LHOTE, H., 1961. Au sujet de l'Arbre du Ténéré. ***Bull. Liais. Sahari.***, **12**, 49-54.

L'HOTE, Y., MAHE, G., 1996. Afrique de l'ouest et centrale : carte des précipitations moyennes annuelles au 1 : 6 000 000 (période 1951-1989). ORSTOM éd., 90 x 60 cm. Paris, France.

LOIREAU, M., 1998. Espaces, Ressources, Usages : Spatialisation des interactions dynamiques entre les systèmes sociaux et les systèmes écologiques au Sahel nigérien. Thèse géographie, 411 p. Université de Montpellier

III, France.

MACHENS, E., 1973. Contribution à l'étude des formations du socle cristallin et de la couverture sédimentaire de l'ouest de la république du Niger. Ministère des Mines, de la Géologie et de l'Hydraulique de la république du Niger. *Direction des mines et de la géologie*, 4. BRGM éd., 164 p. Paris, France.

MAHE, G., OLIVRY, J.C., DESSOUASSI, R., ORANGE, D., BAMBA, F., SERVAT, E., 2000. Relations eaux de surface - eaux souterraines d'une rivière tropicale au Mali. ***C. R. Acad. Sci. Paris II a*, 330**, 689-692.

MALEY, J., 1989. L'importance de la tradition orale et des données historiques pour la reconstitution paléoclimatique du dernier millénaire sur l'Afrique nord-tropicale. *in : "sud -Sahara - Sahel nord"*, 53-57. Centre Culturel Français d'Abidjan, Côte d'Ivoire.

MANDO, A., STROOSNIJDER, L., BRUSSAARD, L., 1996. Effects of termites on infiltration into crusted soil. ***Geoderma*, 74**, 107-113.

MARSHALL, J.K., MORGAN, A.L., AKILAN, K., FARREL, R.C.C., BELL, D.T., 1997. Water uptake by two river red gum (*Eucalyptus camaldulensis*) clones in a discharge site plantation in the Western Australian wheatbelt. ***J. Hydrol.*, 200**, 136-148.

MARTIN, J., THIERY, D., 1986. Analyse d'une longue série piézométrique au Burkina-Faso. Extension de données et première estimation de la recharge par les pluies. Rapport BRGM, note technique 86/14, 20 p. Orléans, France.

MATHIEU, P., 1978. Découverte d'"oolithes ferrugineuses" en stratigraphie sous le delta actuel du Chari (Tchad). ***Cah. Orstom Géol.*, 10**, 203-208.

MATHIEU, R., BARIAC, T., 1996. An isotopic study (^{2}H and ^{18}O) of water movements in clayey soils under a semiarid climate. ***Water Resour. Res.*, 32**, 779-789.

MAZOR, E., NATIV, R., 1992. Hydraulic calculation of groundwater flow velocity and age: examination of the basic premises. ***J. Hydrol.*, 138**, 211-222.

MCCORD, J.T., GOTWAY, C.A., CONRAD, S.H., 1997. Impact of geologic heterogeneity on recharge estimation using environmental tracers: Numerical modeling investigation. ***Water Resour. Res.*, 33**, 1229-1240.

MCCREA, J.M., 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. ***J. Chem. Phys.*, 18**, 849-857.

MCDONALD, M.G., HARBAUGH, A.W., 1988. A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. USGS, book 6 modeling techniques, A1. Washington, USA.

MHE, 1957-1973. Fiches de visite originales des puits villageois. Inventaire des Ressources Hydrauliques du Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement de la république du Niger. Niamey, Niger.

MHE, 1986. Atlas des ressources hydrauliques du département de Tillabéri. Arrondissement de Kollo, canton de Hamdallay. Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement de la république du Niger. Niamey, Niger.

MHE, 1990-a. Atlas des ressources hydrauliques du département de Tillabéri. Arrondissement de Kollo, canton de Fakara. Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement de la république du Niger. Niamey, Niger.

MHE, 1990-b. Atlas des ressources hydrauliques du département de Tillabéri. Arrondissement de Kollo, canton de Kouré. Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement de la république du Niger. Niamey, Niger.

MHE, 1991. Atlas des ressources hydrauliques du département de Tillabéri. Arrondissement de Filingué, canton de Tagazar. Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement de la république du Niger. Niamey, Niger.

MODI, A.I., LACAUX, J.P., LABROUE, L., BAUDET, J.G.R., 1995. Chimie des aérosols et des pluies dans la savane semi-aride du Niger pendant la saison humide 1989. ***Sécheresse***, **6**, 331-335.

MONFORT, M., 1996. Reconstitution géologique des aquifères du Continental Terminal dans la région de Niamey. Mémoire de 2e cycle universitaire (maîtrise), 50 p. Université de Montpellier II, France.

MONFORT, M., 1997. Étude des relations entre les aquifères du Continental terminal au nord de Niamey (Niger) : approche géologique, géochimique et hydrodynamique. Mémoire de 3e cycle universitaire (DEA), 121 p. Université de Paris-sud / Orsay, France.

NAVAR, J., BRYAN, R., 1990. Interception loss and rainfall redistribution by three semi-arid growing shrubs in northeastern Mexico. ***J. Hydrol.***, **115**, 51-63.

NEUMAN, S.P., 1975. Analysis of pumping test data from anisotropic unconfined aquifers considering delayed gravity response. ***Water Resour. Res.***, **11**, 329-342.

NICHOLSON, S.E., 1980. Saharan climates in historic times. *in: "The Sahara and the Nile, Quaternary environments and prehistoric occupation in northern Africa"*, 173-200. Balkema éd., Rotterdam, Pays-bas.

NISSHO, 1998. Projet de réhabilitation de la zone rurale de Ouallam, phase II. Rapport final des travaux. Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement de la république du Niger. NISSHO IWAI Co., Niamey, Niger.

NIZINSKI, J., MORAND, D., FOURNIER, C., 1994. Actual evapotranspiration of a thorn scrub with *Acacia tortilis* and *Balanites aegyptiaca* (North Senegal). ***Agric. For. Meteorol.***, **72**, 93-111.

NJITCHOUA, R., FONTES, J.C., ZUPPI, G.M., ARANYOSSY, J.F., NAAH, E., 1995. Use of chemical and isotopic tracers in studying the recharge processes of the upper Cretaceous aquifer of the Garoua basin, northern Cameroon. *in: "Application of tracers in arid zone hydrology"*, Vienna symposium, 1994. ***AISH Publ.***, **232**, 363-372.

NJITCHOUA, R., NGOUNOU NGATCHA, B., 1997. Hydrogeochemistry and environmental isotope investigations of the north Diamaré plain, northern Cameroon. ***J. Afr. Earth Sci.***, **25**, 307-316.

NYDAL, R., LÖVSETH, K., 1983. Tracing bomb ^{14}C in the atmosphere 1962-1980. ***J. Geophys. Res.***, **88**, C6, 3621-3642.

NYDAL, R., LÖVSETH, K., 1996. Carbon-14 measurements in atmospheric CO_2 from northern and southern hemisphere sites, 1962-1993. ORNL/CDIAC-93, NDP-057, 67 p. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, USA. Aussi disponible à URL: http://cdiac.esd.ornl.gov/epubs/ndp/ndp057/ndp057.htm.

OFEDES, 1966-1983. Fiches de visite originales des puits cimentés. L'Office des Eaux du Sous-sol, Niamey, Niger.

OFEDES, 1979. Inventaire des puits cimentés. Rapport technique. Office des Eaux du Sous-sol, Niamey, Niger.

OFEDES, 1982-a. Inventaire des puits cimentés. Rapport technique. Office des Eaux du Sous-sol, Niamey, Niger.

OFEDES, 1982-b. Données techniques sur la construction de 200 puits RFA dans la région de Niamey. Office des Eaux du Sous-sol, Niamey, Niger.

OFEDES, 1988. Réalisation de 39 forages pour la création d'un réseau piézométrique et d'une station expérimentale

d'essai de pompage. Rapport de fin de chantier, Division Forages, 34 p. Ministère de l'Hydraulique de la république du Niger, Office des Eaux du Sous-sol, Niamey, Niger.

OFEDES, 1996. Rapport de fin des travaux, forages de Kouré et Diambala. Rapport technique, 19 p. Office des eaux du sous sol, direction régionale de Niamey, Niger.

OLIVIER DE SARDAN, J.P., 1984. Les sociétés Songhay-Zarma (Niger-Mali). Chefs, guerriers, esclaves, paysans... Khartala éd., 310 p. Paris, France.

ONODERA, S., KITAOKA, K., HAYASHI, M., SHINDO, S., KUSAKABE, M., 1995. Evaluation of the groundwater recharge process in a semiarid region of Tanzania, using δD and $\delta^{18}O$. *in: "Applications of tracers in arid zone hydrology"*, Vienna symposium, 1994. ***AISH Publ.*, 232**, 383-391.

ONUGBA, A., 1990. Contribution à la connaissance des systèmes aquifères de la haute Bénoué (Nigeria). Étude hydrochimique et isotopique de zones témoins du socle et du sédimentaire. Vulnérabilité des forages à la pollution. Thèse sciences, 194 p. Université d'Avignon, France.

OUSMANE, B., 1988. Étude géochimique et isotopique des aquifères du socle de la bande sahélienne du Niger (Liptako, Sud-Maradi et Zinder-est). Thèse sciences, 152 p. Université de Niamey, Niger.

OUSSEINI, B., 1991. Étude de l'aquifère multicouche du Continental Terminal à l'est de Niamey (Niger). Mémoire de 3e cycle universitaire en hydrogéologie, 45 p. Université de Neuchâtel, Suisse.

OUSSEINI, I., 1988. Morphostratigraphie et interprétation des dépôts éoliens entre Sirba et Dargol dans le moyen-Niger (république du Niger). ***Würzb. Geogr. Arb.*, 69**, 211-231.

OUSSEINI, I., MOREL, A., 1989. Utilisation des formations alluviales azoïques pour l'étude des paléoenvironnements du Pléistocène supérieur et de l'Holocène au sud du Sahara : l'exemple de la vallée du fleuve Niger dans le Liptako Nigérien. ***Bull. Soc. géol. Fr.*, (8) 5**, 85-90.

PACHUR, H.J., KRÖPELIN, S., 1987. Wadi Howar: Paleoclimatic evidence from an extinct river system in the southeastern Sahara. ***Science*, 237**, 298-300.

PASTOURET, L., CHAMLEY, H., DELIBRIAS, G., DUPLESSY, J.C., THIEDE, J., 1978. Late Quaternary climatic changes in western tropical africa deduced from deep-sea sedimentation off the Niger delta. ***Oceanol. Acta*, 1**, 217-232.

PAYNE, B.R., 1981. Practical applications of stable isotopes to hydrological problems. *in:* "Stable Isotope Hydrology, Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle". AIEA, Tech. Rep. 210, 303-334.

PERRET, M., 1952. Rapport sur la tournée effectuée du 7 au 18 mai et du 4 au 12 juin dans le canton de Falwel. Rapport technique, p. 1-7. Archives des Études Nigériennes (IFAN-CNRS) n°7. Niamey, Niger.

PETIT-MAIRE, N., 1999. Variabilité naturelle des environnements terrestres : les deux derniers extrêmes climatiques (18 000 ± 2 000 et 8 000 ± 1 000 ans BP). ***C. R. Acad. Sci. Paris II a*, 328**, 273-279.

PEUGEOT, C., 1995. Influence de l'encroûtement superficiel du sol sur le fonctionnement hydrologique d'un versant sahélien. Thèse sciences, 305 p. Université de Grenoble, France.

PEUGEOT, C., ESTEVES, M., GALLE, S., RAJOT, J.L., VANDERVAERE, J.P., 1997. Runoff generation processes: results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the HAPEX-Sahel experiment. ***J. Hydrol.*, 188-189**, 179-202.

PLAIN, C., 1999. Essai de caractérisation de la zone non saturée au nord-est de Niamey (Niger). Mémoire de 3e

cycle universitaire (DEA), 66 p. Université de Paris-sud / Orsay, France.

PLOTE, H., 1961. Reconnaissance hydrogéologique du Liptako et des régions adjacentes. Ministère des Travaux publics, des Mines et de l'Hydraulique de la république du Niger. Rapport BRGM, 95p. Paris, France.

PNUD, 1990. Atlas des ressources en eaux souterraines du Continental Terminal. Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement de la république du Niger. Projet PNUD / DCTD - NER/86/001, 42 p. Niamey, Niger.

POKRAS, E.M., MIX, A.C., 1985. Eolian evidence for spatial variability of late quaternary climates in tropical Africa. ***Quat. Res.***, **24**, 137-149.

PONS, J., BARBEY, P., DUPUIS, D., LEGER, J.M., 1995. Mechanisms of pluton emplacement and structural evolution of a 2.1 Ga juvenile continental crust: the Birimian of southwestern Niger. ***Precamb. Res.***, **70**, 281-301.

POUCLET, A., PROST, A.E., AMA-SALAH, I., LAPIERRE, H., 1990. Les ceintures birrimiennes du Niger occidental (Protérozoique inférieur), nouvelles données pétrologiques et structurales des formations métavolcaniques. ***C. R. Acad. Sci. Paris II***, **311**, 333-340.

RADIER, H., 1953. Contribution à l'étude stratigraphique et structurale du détroit soudanais. ***Bull. Soc. géol. Fr.***, (6) **3**, 677-695.

ROCKSTRÖM, J., 1997. On-farm agrohydrological analysis of the Sahelian yield crisis: Rainfall partitioning, soil nutrients and water use efficiency of pearl millet. Thèse sciences, 62 p. Université de Stockholm, Suède.

ROCKSTRÖM, J., JANSSON, P.E., BARRON, J., 1998. Seasonal rainfall partitioning under runon and runoff conditions on sandy soil in Niger. On-farm measurements and water balance modelling. ***J. Hydrol.***, **210**, 68-92.

ROGNON, P., 1991. Les sécheresses au Sahel replacées dans l'évolution climatique des vingt derniers millénaires. ***Sécheresse***, **2**, 199-210.

ROSENTHAL, E., MAGARITZ, M., RONEN, D., RODED, R., 1987. Origin of nitrates in the Negev desert, Israel. ***Appl. Geochem.***, **2**, 347-354.

ROSET, J.P., 1986. Changements climatiques et occupation humaine au Niger septentrional à l'Holocene ancien. *in : "Changements globaux en Afrique durant le Quaternaire, passé-présent-futur"*, Dakar symposium, 1986. ***INQUA***, ORSTOM éd., 407-410.

ROUPSARD, O., FERHI, A., GRANIER, A., PALLO, F., DEPOMMIER, D., MALLET, B., JOLY, H.I., DREYER, E., 1999. Reverse phenology and dry-season water uptake by *Faidherbia albida* (Del.) A. Chev. in an agroforestry parkland of Sudanese west Africa. ***Funct. Ecol.***, **13**, 460-472.

ROUSSIN-BARIAC, M., 1985. Étude hydrochimique et isotopique d'une nappe alluviale sous climat semi-aride (cuvette d'Agadez, Niger). Thèse sciences, 218 p. Université de Paris-sud, Orsay, France.

SALARD-CHEBOLDAEFF, M., MIKO-ANGOULA, I., LANG, J., 1995. Approche palynologique des paléoenvironnements du Continental Terminal dans le bassin des Iullemmeden (Niger). ***Rev. Micropal.***, **38**, 329-338

SANFORD, W.E., 1997. Correcting for diffusion in carbon-14 dating of ground water. ***Ground Water***, **35**, 357-361.

SCANLON, B.R., TYLER, S.W., WIERENGA, P.J., 1997. Hydrologic issues in arid, unsaturated systems and implications for contaminant transport. ***Rev. Geophys.***, **35**, 461-490.

SCANLON, B.R., LANGFORD, R.P., GOLDSMITH, R.S., 1999. Relationship between geomorphic settings and unsaturated flow in an arid setting. ***Water Resour. Res.***, **35**, 983-999.

SCHNEIDER, J.L., 1991. Les principaux événements hydroclimatiques survenus en Afrique sahélo-saharienne depuis 1 200 A.D. ***C. R. Acad. Sci. Paris II***, **312**, 93-96.

SCHROETER, P., 1993. Les fluctuations des niveaux d'eau dans les nappes du Continental Terminal et de la formation du Tchad. Premières interprétations, période 1987-1993. Rapport technique, 43 p. Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement de la république du Niger. Niamey, Niger.

SCHULZ, E., 1993. The anthropogenic nature of the Sahel. *in: "Geoscientific research in northeast Africa"*, 601-605. Balkema éd., Rotterdam, Pays-Bas.

SEGUIS, L., CAPPELAERE, B., PEUGEOT, C., VIEUX, B., 2001. Impact on Sahelian runoff of stochastic and elevation-induced spatial distributions of soil parameters. ***Hydrol. Process.***, *sous presse.*

SERVANT, M., 1973. Séquences continentales et variations climatiques : évolution du bassin du Tchad au cénozoïque supérieur. Thèse sciences, université de Paris-6. Trav. doc. ORSTOM 159 (1983), 573 p., Paris, France.

SHAPIRO, S.D., ROWE, G., SCHLOSSER, P., LUDIN, A., STUTE, M., 1998. Tritium-helium-3 dating under complex conditions in hydraulically stressed areas of a buried-valley aquifer. ***Water Resour. Res.***, **34**, 1165-1180.

SIGG, L., STUMM, W., BEHRA, P., 1994. Chimie des milieux aquatiques. Chimie des eaux naturelles et des interfaces dans l'environnement (2e édition). Masson éd., 391 p. Paris, France.

SIMMERS, I., 1997. Groundwater recharge principles, problems and developments. *in:* "Recharge of phreatic aquifers in (semi-) arid areas". AIH, *ICH* 19, 1-18. Balkema éd., 277 p. Rotterdam, Pays-Bas.

SMITH, D.M., JARVIS, P.G., ODONGO, J.C.W., 1997. Sources of water used by trees and millet in Sahelian windbreak systems. ***J. Hydrol.***, **198**, 140-153.

SOLOMON, D.K., POREDA, R.J., COOK, P.G., HUNT, A., 1995. Site characterization using $^{3}H/^{3}He$ ground-water ages, cape Cod, MA. ***Ground Water***, **33**, 988-996.

SORMAN, A.U., ABDULRAZZAK, M.J., MOREL-SEYTOUX, H.J., 1997. Groundwater recharge estimation from ephemeral streams. Case study: Wadi Tabalah, Saudi Arabia. ***Hydrol. Process.***, **11**, 1607-1619.

SUESS, H.E., 1971. Climatic changes and the atmospheric radiocarbon level. ***Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.***, **10**, 199-202.

TALBOT, M.R., 1980. Environmental responses to climatic change in the west african Sahel over the past 20 000 years. *in: "The Sahara and the Nile, quaternary environments and prehistoric occupation in northern Africa"*, 37-62. Balkema éd., Rotterdam, Pays-bas.

TAMERS, M.A., 1967. Radiocarbon ages of groundwater in an arid zone unconfined aquifer. *in:* "Isotope techniques in the hydrologic cycle", university of Illinois symposium, 1965. ***Geophys. Monograph Ser.***, **11**, 143-152.

TANS, P.P., DE JONG, A.F.M., MOOK, W.G., 1979. Natural atmospheric ^{14}C variation and the Suess effect. ***Nature***, **280**, 826-828.

TAUPIN, J.D., 1990. Évaluation isotopique de l'évaporation en zone non saturée sous climat sahélien, et évolution géochimique des solutions du sol (vallée du moyen Niger). Thèse sciences, 172 p. Université de Paris-sud, Orsay, France.

TAUPIN, J.D., DEVER, L., FONTES, J.C., GUERO, Y., OUSMANE, B., VACHIER, P., 1991. Évaluation de l'évaporation à travers les sols par modélisation des profils isotopiques sous climat sahélien : exemple de la vallée du Niger. *in: "Soil water balance in the sudano-sahelian zone"*, Niamey workshop, 1991. ***AISH Publ.*, 199**, 159-171.

TAUPIN, J.D., 1995. Comparison of isotopic (^{18}O and ^{2}H) and chemical (Cl^-) methods to calculate the dry season evaporation rate of near surface groundwater in a Sahelian region, Niamey (Niger). *in: "Application of tracers in arid zone hydrology"*, Vienna symposium, 1994. ***AISH Publ.*, 232**, 339-350.

TAUPIN, J.D., BONEF, E., ROBIN, J., 1995. EPSAT-Niger suivi à long terme, campagne 1994. Rapport ORSTOM / DMN, 58 p. Niamey, Niger.

TAUPIN, J.D., GALLAIRE, R., ARNAUD, Y., 1997. Analyses isotopiques et chimiques des précipitations sahéliennes de la région de Niamey au Niger : implications climatologiques. *in: "Hydrochemistry"*, Rabat symposium, 1997. ***AISH Publ.*, 244**, 151-162.

TAUPIN, J.D., GALLAIRE, R., 1998. Variabilité isotopique à l'échelle infra-événement de quelques épisodes pluvieux dans la région de Niamey, Niger. ***C. R. Acad. Sci. Paris II a*, 326**, 493-498.

TAUPIN, J.D., AMANI, A., LEBEL, T., 1998. Variabilité spatiale des pluies au Sahel : une question d'échelle. 1. Approche expérimentale. *in : "Variabilité des ressources en eau en Afrique au XXème siècle"*, conférence Abidjan'98, 1998. ***AISH Publ.*, 252**, 143-151.

TAUPIN, J.D., ROBIN, J., 1999. EPSAT-Niger suivi à long terme, campagne 1998. Rapport ORSTOM / DMN, 42 p. Niamey, Niger.

TAUPIN, J.D., COUDRAIN-RIBSTEIN, A., GALLAIRE, R., ZUPPI, G.M., FILLY, A., 2000. Rainfall characteristics ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$, ΔT and Δhr) in western Africa, regional scale and influence of irrigated areas. ***J. Geophys. Res.*, 105**, D9, 11911-11924.

TEHET, R., GASSE, F., DURAND, A., SCHROETER, P., FONTES, J.C., 1990. Fluctuations climatiques du tardiglaciaire à l'actuel au Sahel (Bougdouma, Niger méridional). ***C. R. Acad. Sci. Paris II*, 311**, 253-258.

THIAW, W.M., KOUSKY, J.M., KUMAR, V., 1998. Atmospheric circulation associated with recent Sahelian hydrologic anomalies. *in : "Variabilité des ressources en eau en Afrique au XXème siècle"*, conférence Abidjan'98, 1998. ***AISH Publ.*, 252**, 63-67.

THORBURN, P.J., COWIE, B.A., LAWRENCE, P.A., 1991. Effect of land development on groundwater recharge determined from non-steady chloride profiles. ***J. Hydrol.*, 124**, 43-58.

THORBURN, P.J., WALKER, G.R., WOODS, P.H., 1992. Comparison of diffuse discharge from shallow water tables in soils and salt flats. ***J. Hydrol.*, 136**, 253-274.

TIRAT, M., 1962. Hydrogéologie du Continental Terminal. Rapport préliminaire. Ministère des Travaux publics, des Mines et de l'Hydraulique. Rapport BRGM, DAK 62 -A 42, 34 p. Niamey, Niger.

TIRAT, M., 1964. Contribution à l'étude hydrogéologique du Continental Terminal. Rapport BRGM, NIA.64.A1, 77 p. Niamey, Niger.

VALENTIN, C., 1994. Sécheresse et érosion au Sahel. ***Sécheresse*, 5**, 191-198.

VERGNET-NIGER, 1997. Mesures piézométriques (1994-1996) sur des forages, données inédites. Niamey, Niger.

VIEUX, B. E., LOOPER, J.P., CAPPELAERE, B., PEUGEOT, C., MAIA, A., 1998. Exploring climatic impacts on water resources in west Niger, Africa. *in : "Variabilité des ressources en eau en Afrique au XXème siècle"*, conférence Abidjan'98, 1998. ***AISH Publ.***, **252**, 347-354.

WAGNER, G.H., STEELE, K.F., 1985. Use of rain and dry deposition compositions for interpreting ground-water chemistry. ***Ground Water***, **23**, 611-616.

WALKER, G.R., COOK, P.G., 1991. The importance of considering diffusion when using carbon-14 to estimate groundwater recharge to an unconfined aquifer. ***J. Hydrol.***, **128**, 41-48.

WALKER, G.R., JOLLY, I.D., COOK, P.G., 1991. A new chloride leaching approach to the estimation of diffuse recharge following a change in land use. ***J. Hydrol.***, **128**, 49-67.

WATERLOO HYDROGEOLOGIC, 1998. Aquifer-Test version 2.5.7. Waterloo, Ontario, Canada.

WATERLOO HYDROGEOLOGIC, 1999. Visual MODFLOW version 2.8.1. Waterloo, Ontario, Canada.

WINCKLER / MHE, 1983. Description des forages routiers de la route Niamey-Filingué : Berkiawel, Hamdallaye, Gogieze, Wankama, Agharous, Baleyara. Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement de la République du Niger. Niamey, Niger.

WITTWER, S.H., 1992. Rising carbon dioxide is great for plants. *Policy Review*, fall 1992. URL: http://www.purgit.com/co2ok.html.

WOOD, W.W., RAINWATER, K.E., THOMPSON, D.B., 1997. Quantifying macropore recharge: Examples from a semi-arid area. ***Ground Water***, **35**, 1097-1106.

WOOD, W.W., 1999. Use and misuse of the chloride-mass balance method in estimating ground water recharge. ***Ground Water***, **37**, 2-3.

ANNEXES

SOMMAIRE DES ANNEXES

III-I- PIÉZOMÉTRIE

III-I-A- Exemples de fiches de visite IRH et OFEDES (mesures anciennes) ..... A-1 / A-2.
III-I-B- Nivellements de piézomètres et de puits (ORSTOM / IRD 1992-98) ..... B-1 / B-6.
III-I-C- Nivellements de forages (ORSTOM / IRD 1997-98) ..... C-1 / C-2.
III-I-D- Coordonnées (GPS) des ouvrages de référence captant la nappe phréatique ..... D-1 / D-11.

III-2- PARAMÈTRES HYDRODYNAMIQUES

III-2-A- Débits spécifiques de puits, 1957-68 ..... A-1 / A-3.
III-2-B- Pompages d'essai dans des forages, 1966-96 ..... B-1 / B-2.
III-2-C- Pompages d'essai dans des puits (ORSTOM / IRD 1997-99) ..... C-1.
III-2-D- Porosités efficaces ..... D-1.

IV-1- PHYSICO-CHIMIE ET MINÉRALISATION DES EAUX

IV-1-A- Chimie des ions majeurs (ORSTOM / IRD 1991-99) ..... A-1 / A-10.
IV-1-B- Suivis de la chimie de points à fluctuations de conductivité (ORSTOM / IRD 1996-98) .. B-1 / B-5.
IV-1-C- Données anciennes sur la chimie de puits (1964) et de forages (1986-87) ..... C-1 / C-3.
IV-1-D- Chimie des mares endoréiques temporaires et des nappes captives (1991-98) ..... D-1 / D-5.
IV-1-E- Apports atmosphériques, sud-ouest du Niger (synthèse bibliographique) ..... E-1.

IV-2- GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE

IV-2-A- $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ sur la zone d'étude (ORSTOM / IRD 1991-98) ..... A-1 / A-5.
IV-2-B- Suivis des teneurs en $\delta^{18}O$ (ORSTOM / IRD 1997-98) ..... B-1 / B-2.
IV-2-C- Autres $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ sur le degré-carré (ORSTOM / IRD 1991-96) ..... C-1 / C-3.
IV-2-D- Teneurs en ^{3}H sur la zone d'étude (ORSTOM / IRD 1993-99) ..... D-1 / D-2.
IV-2-E- Autres teneurs en ^{3}H sur le degré-carré (ORSTOM / IRD 1993-99) ..... E-1.
IV-2-F- Activités ^{14}C et teneurs en $\delta^{13}C$ sur la zone d'étude (ORSTOM / IRD 1993-99) ..... F-1 / F-4.
IV-2-G- Autres activités ^{14}C et teneurs en $\delta^{13}C$ sur le degré-carré (ORSTOM / IRD 1993-97) ..... G-1.

Annexes III-1-A- Exemples de fiches de visite IRH et OFEDES (mesures anciennes).

Fiche de visite "Inventaire des Ressources Hydrauliques" (MHE, 1957-1973).

INVENTAIRE DES RESSOURCES HYDRAULIQUES | N° Provisoire 15 | N° I.R.H. 3643 | NOM NENEFOUNO

In utilisé / inutilisable
Eau douce saumâtre salée claire trouble polluée par Poussière
Débit approximatif : Suffisant
Indiqué par Villageois
Sec de Permanent
Irrigation ____ hectares
Industrie
Alimentation
Nom des villages — habitants 15 — animaux 400
Autres points d'eau dans l'escale Kabeye à 2 km au Nord
Besoins Suffisant en toute saison

Sans cuvelage bois maçonnerie / riry
piliers-fourches en
poulies en
Puisage par : seau noria dalou
Pompe à piston-rotative
Moteur : ____ cv
abreuvoirs Eal. basses
bassins de 30 à 40 litres
couvercle-dallage anti-bourbier
Exécuté par Ibrahima en 1956
Nombre de buses 5
Etat du puits bon
Etat de la margelle "
Réparations —

Puits Source Forage Mare Rivière Ensemble
Longitude 2° 43' 45"
Latitude 13° 41' 30"
Altitude du sol 212
Altitude de l'orifice 212,70
Etat R. du Niger
Cercle Filingue
Subdivision
Photo N°
Carte au 1/ 200 000
Numéro ND 31 IXF
de Niamey
Edition de 1956

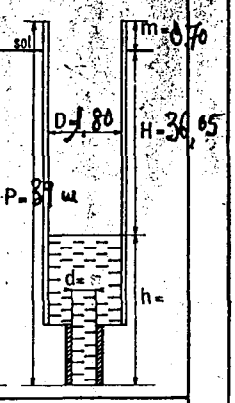
Température air	Température eau	ρ en ohm.m	Degré hydrotimétrique	pH	Cl		
18°30	30°	260		6			

Nom et qualité de l'observateur : M. Bayo Jiouf Prospecteur
Date et heure de la visite : le 1/12/64 à 8H 15

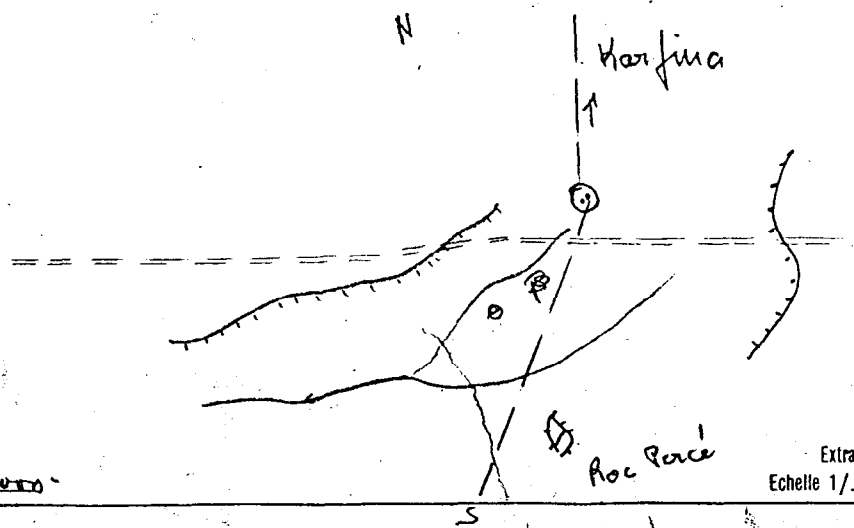
Observations complémentaires, repère et méthode de nivellement, paturages environnants, accès, etc... Puits d'accès facile situé en bordure de lit de Kori d'une vallée peu profonde à fond boisé. Le puits était au repos lorsque H fut mesuré. Aucun troupeau n'a été abreuvé. Paturages sur plateau à l'Est.

Croquis de l'orifice

Coupe géologique par



N° des échantillons



Croquis
Echelle 1/ 5000

Extrait de carte
Echelle 1/ 200 000

Fiche de visite "Office des Eaux et du Sous-sol" (OFEDES, 1966-1983).

O. F. E. D. E. S. **PUITS REPARÉS**

Nom du puits : Tekobabo Koara
Département de : Niamey
Arrondissement de : Ouallam
Canton de : Simiri
N° I R H 5839 N° OF : 34-I68

Longitude : 2° 3I' 30"
Latitude : I3° 58' 05"

Date des travaux
Commencés le : II/5/74
Terminés le : I4/5/74

Profondeur : 57,60
Diamètre : I,80
Niveau statique : 53,40
Hauteur d'eau : 4,20

Distance du puits
en km :

Débit :
Hauteur d'eau :

Etat avant les travaux
Superstructure (avec) (sans)
Nbre d'abreuvoirs :
Nbre de buses : 6

TRAVAUX EFFECTUÉS
Fonçage
Curage I,40
Buses neuves
Trousse coupante
Gravier
Cuvelage
Dalle
Margelle
Trottoir
Antibourbier
Abreuvoir

OBSERVATIONS :
bon état
bon débit
Aquifère: sable fin

PRIX DE REVIENT

Annexes III-1-B- Nivellements de piézomètres et de puits (ORSTOM / IRD 1992-98).

piézomètre ou puits nivelé - n° Hapex -	**date nivellement** jj.mm.aa	**technique**	**point de référence** puits - n° Hapex - ou borne IGNN	**altitude** en m
piézomètres				
Banizoumbou DRE - P17 -	17.01.97	niveau	Banizoumbou école - P15 -	**207,12**
Banizoumbou ORSTOM - P25 -	17.01.97	niveau	Banizoumbou école - P15 -	**205,89**
Wankama P1 - P21 -	04.07.97	niveau	Wankama sud - P07 -	**208,75***
Wankama P2 - P22 -	04.07.97	niveau	Wankama sud - P07 -	**209,75***
Wankama P3 - P23 -	04.07.97	niveau	Wankama sud - P07 -	**211,18***
puits				
Agharous - L01 -	07.03.97	niveau	borne BN-18a (Niamey / Filingué)	**231,64**
Anamé - P27 -	08.04.97	GPS dif.	borne BN-12 (Niamey / Filingué)	242,63*
Baba Kaïna Kouara - H01 -	08.06.92	GPS dif.	Boyey Tondi enclos - B08 -	238,41
Baboussay - T11 -	17.06.92	GPS dif.	borne 14 (Niamey / Dosso)	246,62*
Bagani - Y09 -	06.92	GPS dif.	Kobo Dey - Y01 -	231,76
Bangoula - M02 -	18.11.93	GPS dif.	borne JN-22	225,77*
Banikane domestique - P11 -	15.01.97	niveau	borne BN-13 (Niamey / Filingué)	**212,54***
Banikane pastoral - P09 -	15.01.97	niveau	Banikane domestique - P11 -	**210,82***
Bani Kossey pastoral - K10 -	19.11.96	niveau	Bani Kossey village - K03 -	**231,64**
Bani Kossey village - K03 -	18.06.92	GPS dif.	borne BN-18 (Niamey / Filingué)	216,12*
Bani Koubey - Q11 -	09.04.97	GPS dif.	borne BN-17 (Niamey / Filingué)	246,39*
Banizoumbou école - P15 -	06.92	GPS dif.	borne BN-13 (Niamey / Filingué)	210,37*
Banizoumbou mosquée - P16 -	17.01.97	niveau	Banizoumbou école - P15 -	**208,16**
Banka Dey - P12 -	16.01.97	niveau	Kalassi - P20 -	**218,27***
Barkiawal Béri n°3 - N12 -	03.01.97	niveau	Barkiawal Béri village - N03 -	**226,51***
Barkiawal Béri route - N04 -	03.01.97	niveau	Barkiawal Béri village - N03 -	**220,20***
Barkiawal Béri village - N03 -	03.06.92	GPS dif.	borne BN-10 (Niamey / Filingué)	220,22*
Barkiré Alidou - M01 -	18.11.93	GPS dif.	borne JN-22	208,91*
Birni Kolondia chloé - I05 -	début 1992	niveau	borne BN-10 (Niamey / Filingué)	237,75*
Birni Kolondia mare - I07 -	début 1992	niveau	borne BN-10 (Niamey / Filingué)	236,36*
Birnin Lafia - J12 -	27.02.97	niveau	Kouabiri Kouara - J20 -	**246,66**
Boggol - S05 -	17.06.92	GPD dif.	borne 14 (Niamey / Dosso)	203,50*
Boggol Mamaré - X14 -	10.04.97	GPS dif.	Guileyni - U10 -	206,53*
Bokossay domestique - U12 -	22.06.92	GPS dif.	borne BN-18 (Niamey / Filingué)	208,40*
Boktili - X02 -	début 1992	niveau	borne ? (Niamey / Dosso)	233,24
Boula Darey - Q04 -	18.06.92	GPS dif.	borne BN-18 (Niamey / Filingué)	260,26*
Boundou -P14 -	16.01.97	niveau	Banizoumbou école - P15 -	**206,54***
Boundoubare - O04 -	05.06.92	GPS dif.	Birni Kolondia chloé - I05 -	240,32*

Annexes III-1-B (suite)- Nivellements de puits (ORSTOM / IRD 1992-98).

puits nivelé - n° Hapex -	date nivellement jj.mm.aa	technique	point de référence puits - n° Hapex - ou borne IGNN	altitude en m
Boundou Simti 1 - R05 -	25.11.93	GPS dif.	borne JN-25	229,17*
Boundou Simti 2 - R25 -	22.06.92	GPS dif.	Boula Darey - Q04 -	233,83
Boyey Tondi - A20 -	30.05.97	GPS dif.	borne 5 "Koné Béri" (Niamey / Ouallam)	226,39*
Boyey Tondi enclos - B08 -	30.05.92	GPS dif.	borne 5 "Koné Béri" (Niamey / Ouallam)	211,78*
Ciminti Koukou - Q15 -	27.12.96	niveau	Banizoumbou école - P15 -	**247,75**
Dantiandou Tégui - P10 -	15.01.97	niveau	borne BN-13 (Niamey / Filingué)	**225,33***
Darey Bangou - S01 -	29.12.93	niveau	borne 7 (Niamey / Dosso)	199,86
Darey Béri - F05 -	06.92	GPS dif.	borne BN-18 (Niamey / Filingué)	209,87*
Darey Kouara Zéno - Q09 -	20.06.97	niveau	Karbanga - Q02 -	**245,31***
Datché - K12 -	10.01.97	niveau	borne BN-16 (Niamey / Filingué)	**237,98***
Dey Tégui - H10 -	08.06.92	GPS dif.	borne 5 "Koné Béri" (Niamey / Ouallam)	229,19*
Dey Tégui kori - D03 -	04.06.92	GPS dif.	Zouragane - J01 -	217,72*
Dikoré - W07 -	06.92	GPS dif.	Sakey Kouara Zéno - W06 -	236,53*
Diolé Goubé kouara - A11 -	29.05.92	GPS dif.	borne 5 "Koné Béri" (Niamey / Ouallam)	239,57*
Djouré - K02 -	18.06.92	GPS dif.	borne BN-18 (Niamey / Filingué)	240,42*
Droufaï Kouara - P29 -	08.04.97	GPS dif.	borne BN-12 (Niamey / Filingué)	245,20*
Fada - Tokobinkani Zarma - H04 -	29.05.97	GPS dif.	borne 5 "Koné Béri" (Niamey / Ouallam)	194,90*
Fandou Béri - P19 -	24.02.97	niveau	Kalassi - P20 -	**219,47**
Fandou Béri boisé - P33 -	09.03.97	niveau	Fandou Béri - P19 -	**220,00***
Fedobokki Zarma - O17 -	03.06.92	GPS dif.	borne BN-10 (Niamey / Filingué)	218,34*
Fetokadié - T05 -	17.06.92	GPS dif.	borne BN-13 (Niamey / Filingué)	233,14*
Gagaré - O18 -	03.06.92	GPS dif.	borne BN-10 (Niamey / Filingué)	231,01*
Garbey Tombo pastoral - J09 -	12.96	niveau	Garbey Tombo ptc - J06 -	**209,35**
Garbey Tombo ptc - J06 -	06.06.92	GPS dif.	borne BN-13 (Niamey / Filingué)	205,55*
Garbey Tombo village - J15 -	04.07.97	niveau	Garbey Tombo ptc - J06 -	**210,04***
Gassan Kournié - T01 -	24.02.97	niveau	Kalassi - P20 - et borne JN-31	**227,79**
Goguiéizé Kouara domestique - P02 -	12.96	niveau	Goguiéizé Kouara pastoral - P01 -	**237,68***
Goguiéizé Kouara pastoral - P01 -	05.06.92	GPS dif.	Birni Kolondia chloé - I05 -	237,77*
Goguiéizé Kouara récent - P28 -	07.03.97	niveau	Goguiéizé Kouara pastoral - P01 -	**238,29***
Gombewa - Y02 -	06.92	GPS dif.	Sakey Kouara Zéno - W06 -	227,39*
Gorou Goussa - A13 -	29.05.92	GPS dif.	borne 5 "Koné Béri" (Niamey / Ouallam)	238,84*
Goubé Kiré village - A04 -	29.05.92	GPS dif.	Karey Bangou lori kouara - B04 -	245,05*
Goumbi Banda - F03 -	06.92	GPS dif.	borne BN-18 (Niamey / Filingué)	211,92*
Gounou Bangou - G03 -	29.05.92	GPS dif.	borne 5 "Koné Béri" (Niamey / Ouallam)	234,06*

Annexes III-1-B (suite)- Nivellements de puits (ORSTOM / IRD 1992-98).

puits nivelé - n° Hapex -	date nivellement jj.mm.aa	technique	point de référence puits - n° Hapex - ou borne IGNN	altitude en m
Guileyni - U10 -	23.06.92	GPS dif.	borne 21 (Niamey / Dosso)	197,19*
Guileyni boisé (effondré)	12.06.97	niveau	Guileyni - U10 -	**195,99***
Habaka - K11 -	19.11.96	niveau	Bani Kossey village - K03 -	**263,48**
Hamdallay mosquée - O01 -	1992 / 1994	niveau	rivet coté d'Hamdallay (citerne)	225,91
Hamdallay "peace corps" - O21 -	03.06.92	GPS dif.	borne BN-10 (Niamey / Filingué)	228,20*
Hamdallay sud - O03 -	06.07.97	niveau	Hamdallay mosquée - O01 -	**216,99***
Harikanassou pastoral - X10 -	23.11.93	GPS dif.	borne JN-37	199,63*
Hayni Fada village - K15 -	09.04.97	GPS dif.	borne BN-17 (Niamey / Filingué)	235,09
Hayni Simourou trc1 - K09 -	19.06.92	GPS dif.	Zouragane - J01 -	237,02*
Kalassi - P20 -	16.06.92	GPS dif.	borne BN-13 (Niamey / Filingué)	216,72*
Kalassi boisé - P34 -	24.02.97	niveau	Kalassi - P20 -	**216,25**
Kalassi 1994 - P35 -	24.02.97	niveau	Kalassi - P20 -	**216,58**
Kallassi Kaïna - P31 -	15.01.97	niveau	Dantiandou Tégui - P10 -	**239,38**
Kanaré pastoral - X05 -	25.06.92	GPS dif.	Kodo - X07 -	220,98
Kano Kouara clos - A17 -	16.06.97	niveau	Kano Kouara OFEDES - A16 -	**219,12**
Kano Kouara OFEDES - A16 -	30.05.97	GPS dif.	borne 5 "Koné Béri" (Niamey / Ouallam)	219,13*
Karbanga - Q02 -	18.06.92	GPS dif.	Boula Darey - Q04 -	244,82
Karey Bangou FED - B05 -	début 1992	niveau	borne 5 "Koné Béri" (Niamey / Ouallam)	244,83
Karey Bangou lori kouara - B04 -	*29.05.92*	*GPS dif.*	*Diolé Goubé kouara - A11 -*	*245,89*
Katanga pastoral - Q06 -	22.06.92	GPS dif.	borne BN-18 (Niamey / Filingué)	247,96*
Kida Bazagaïzé goudron - P04 -	12.96	niveau	borne BN-13 (Niamey / Filingué)	**234,39**
Kida Bazagaïzé latérite - P24 -	09.01.97	niveau	borne BN-13 (Niamey / Filingué)	**235,99***
Kida Tafa Kouara - P05 -	09.01.97	niveau	borne BN-13 (Niamey / Filingué)	**239,40***
Kiran Billingol - J23 -	02.03.97	niveau	Zouragane - J01 -	**218,54**
Kiran Fandou Béri - I03 -	02.03.97	niveau	Zouragane - J01 - (et borne JN-24)	**226,50**
Kirib Kaïna - E05 -	19.06.92	GPS dif.	borne BN-18 (Niamey / Filingué) et JN-25	244,81*
Kobéri Kouara pastoral - O11 -	03.01.97	niveau	Kobéri Kouara village - O10 -	**255,61***
Kobéri Kouara village - O10 -	début 1992	niveau	borne BN-10 (Niamey / Filingué)	246,58*
Kobo Dey - Y01 -	06.92	GPS dif.	Sakey Kouara Zéno - W06 -	228,95*
Ko Dey - V13 -	10.04.97	GPS dif.	Guileyni - U10 -	231,50*
Kodjiri Bani Kouara - P18 -	16.06.92	GPS dif.	Yelouma - T07 -	236,28
Kodo - X07 -	25.06.92	GPS dif.	borne 21 (Niamey / Dosso)	255,19*
Kofo - Z01 -	29.12.93	niveau	borne 21 (Niamey / Dosso)	245,31
Kogori Tondi Kiré - L05 -	18.06.92	GPS dif.	borne BN-18 (Niamey / Filingué)	205,18*

Annexes III-1-B (suite)- Nivellements de puits (ORSTOM / IRD 1992-98).

puits nivelé - n° Hapex -	date nivellement jj.mm.aa	technique	point de référence puits - n° Hapex - ou borne IGNN	altitude en m
Ko Kiré - H09 -	28.05.92	GPS dif.	borne 5 "Koné Béri" (Niamey / Ouallam)	209,20*
Kokorbé Fandou - D07 -	19.06.92	GPS dif.	Zouragane - J01 -	215,03*
Ko Kouarey Zarma - S03 -	17.06.92	GPS dif.	borne 14 (Niamey / Dosso)	234,02*
Kola Bossey - R21 -	23.11.93	GPS dif.	borne JN-37	200,01*
Kolo Bossey - J04 -	19.06.92	GPS dif.	Zouragane - J01 -	214,85*
Kolo Bossey boisé - J16 -	23.05.97	niveau	Kolo Bossey - J04 -	**211,02***
Kolo Diogono - J05 -	03.01.97	niveau	Kolo Bossey - J04 -	**213,64**
Kolo Tassi - J19 -	03.01.97	niveau	Zouragane - J01 -	**210,62***
Koma Koukou - T02 -	25.02.97	niveau	Banizoumbou école - P15 -	**243,61**
Koné Béri - G10 -	17.11.93	GPS dif.	borne JN-22	206,45*
Koné Kaïna école - G13 -	17.11.93	GPS dif.	borne JN-22	210,26*
Koné Kaïna est route - G15 -	28.05.92	GPS dif.	borne 5 "Koné Béri" (Niamey / Ouallam)	226,75*
Korto domestique - U01 -	17.01.97	niveau	Banizoumbou école - P15 -	**203,41**
Korto kori - U02 -	27.12.96	niveau	Korto domestique - U01 -	**199,23***
Kouabiri Kouara - J20 -	27.02.97	niveau	Zouragane - J01 -	**222,72***
Kountché treuil - P03 -	10.01.97	niveau	borne BN-12 (Niamey / Filingué)	**257,09***
Lawey - H15 -	29.05.97	GPS dif.	borne 5 "Koné Béri" (Niamey / Ouallam)	199,25*
Loga - J03 -	28.02.97	niveau	Zouragane - J01 -	**215,60**
Loga Kolo Tassi - J02 -	12.96	niveau	Loga - J03 -	**214,53***
Maourey Kouara Zéno - P08 -	06.06.92	GPS dif.	borne BN-13 (Niamey / Filingué)	205,32*
Maourey Tokobinkani - Q01 -	début 1992	niveau	borne ? (Niamey / Filingué)	214,91
Maré Kiré - J21 -	27.02.97	niveau	Kouabiri Kouara - J20 -	**245,10**
Maroubéri Tégui OFEDES - Z03 -	25.06.92	GPS dif.	borne 21 (Niamey / Dosso)	238,38*
Mingui - Z10 -	25.06.92	GPS dif.	Maroubéri Tégui OFEDES - Z03 -	226,42
Mora Kouara - B16 -	30.05.97	GPS dif.	borne 5 "Koné Béri" (Niamey / Ouallam)	248,59
Moussa Diolo - G04 -	29.05.97	GPS dif.	borne 5 "Koné Béri" (Niamey / Ouallam)	215,15*
Nazey - D06 -	05.06.92	GPS dif.	Zouragane - J01 -	243,55*
Niné Founo - K04 -	18.06.92	GPS dif.	Djouré - K02 -	225,55
Ouinditene - L03 -	30.10.97	niveau	borne BN-20 (Niamey / Filingué)	**205,97***
Oura Tondi - I01 -	05.06.92	GPS dif.	Zouragane - J01 -	241,47*
Oura Tondi chloé - B10 -	30.05.92	GPS dif.	borne 5 "Koné Béri" (Niamey / Ouallam)	240,84
Poste de police - N01 -	28.12.93	niveau	borne BN-02 (Niamey / Filingué)	225,34
Poullo Bossadji - Z09 -	25.06.92	GPS dif.	borne 21 (Niamey / Dosso)	239,17*
Sabou Dey - P13 -	25.02.97	niveau	Dantiandou Tégui - P10 -	**239,19**

Annexes III-1-B (suite)- Nivellements de puits (ORSTOM / IRD 1992-98).

puits nivelé - n° Hapex -	date nivellement jj.mm.aa	technique	point de référence puits - n° Hapex - ou borne IGNN	altitude en m
Saga Gorou - N15 -	22.10.97	niveau	borne BN-03 (Niamey / Filingué)	**214,31***
Saga Gorou jardin - N02 -	27.12.96	niveau	Saga Gorou - N02 -	**213,67**
Sakey Kouara Zéno - W06 -	17.06.92	GPS dif.	borne 14 (Niamey / Dosso)	249,01
Sama Dey - Q13 -	09.04.97	GPS dif.	borne BN-17 (Niamey / Filingué)	235,35*
Samari kori - B03 -	30.05.92	GPS dif.	Boyey Tondi enclos - B08 -	214,69
Seko Tchida - J14 -	08.04.97	GPS dif.	borne BN-12 (Niamey / Filingué)	235,53*
Sinsan Tondi enclos - A08 -	début 1992	niveau	borne 5 "Koné Béri" (Niamey / Ouallam)	250,76
Sourgourou école - U21 -	23.06.92	GPS dif.	borne 21 (Niamey / Dosso)	225,20*
Taguey - U26 -	10.04.97	GPS dif.	Guileyni - U10 -	207,72
Tambara - P30 -	08.04.97	GPS dif.	borne BN-12 (Niamey / Filingué)	240,36*
Tana Béri pastoral - Y07 -	06.92	GPS dif.	Tondi Fou pastoral - Y03 -	228,54
Tchangarey nord - G05 -	début 1992	niveau	borne 5 "Koné Béri" (Niamey / Ouallam)	240,41
Tebonse - M03 -	19.11.93	GPS dif.	borne JN-22	200,92*
Teko Baba Kouara - D01 -	04.06.92	GPS dif.	Zouragane - J01 -	242,38*
Tidrika sud route - K14 -	10.01.97	niveau	borne BN-17 (Niamey / Filingué)	**257,80***
Tigo Tégui - Q08 -	22.06.92	GPS dif.	borne BN-18 (Niamey / Filingué)	227,88*
Tiloa Kaïna - C01 -	04.06.92	GPS dif.	Teko Baba Kouara - D01 -	247,63
Tioubi route - W04 -	23.06.92	GPS dif.	borne 21 (Niamey / Dosso)	235,39*
Tiou Dawa - S06 -	14.05.98	niveau	borne 14 (Niamey / Dosso)	**219,50***
Tokobinkani Peul - O05 -	03.06.92	GPS dif.	borne 5 "Koné Béri" (Niamey / Ouallam)	239,67*
Tollo - X01 -	23.06.92	GPS dif.	borne 21 (Niamey / Dosso)	253,56*
Tondi Fou pastoral - Y03 -	06.92	GPS dif.	Sakey Kouara Zéno - W06 -	205,15*
Tondi Gamey - H06 -	08.06.92	GPS dif.	borne 5 "Koné Béri" (Niamey / Ouallam)	208,32*
Tondi Kiboro - Q07 -	17.01.97	niveau	Banizoumbou école - P15 -	**217,32**
Tondi Mèkirey - A03 -	29.05.92	GPS dif.	Karey Bangou lori kouara - B04 -	228,19*
Tongom - C05 -	30.05.92	GPS dif.	borne 5 "Koné Béri" (Niamey / Ouallam)	257,17*
Toudou - W09 -	25.06.92	GPS dif.	borne 21 (Niamey / Dosso)	224,17*
Touliel - U19 -	23.06.92	GPS dif.	Sourgourou école - U21 -	212,64
Wankama nord - P06 -	12.96	niveau	Wankama sud - P07 -	**210,26***
Wankama sud - P07 -	02.07.97	niveau	borne BN-14 (Niamey / Filingué)	**206,85***
Wari pastoral - N07 -	19.11.93	GPS dif.	borne JN-22	213,78*
Yélouma - T07 -	16.06.92	GPS dif.	borne BN-10 (Niamey / Filingué)	236,99*
Yélouma traditionnel - T12 -	12.06.97	niveau	Yelouma - T07 -	**236,28***
Youloua ptc - P36 -	16.01.97	niveau	Kalassi - P20 -	**212,53***

Annexes III-1-B (fin)- Nivellements de puits (ORSTOM / IRD 1992-98).

puits nivellé - n° Hapex -	**date nivellement** jj.mm.aa	**technique**	**point de référence** puits - n° Hapex - ou borne IGNN	**altitude** en m
Youloua vieux puits - P26 -	09.03.97	niveau	Youloua ptc - P36 -	**207,13***
Zéibane Fiti kori - G09 -	28.05.92	GPS dif.	borne 5 "Koné Béri" (Niamey / Ouallam)	249,77*
Zimba peul - J18 -	28.02.97	niveau	Zouragane - J01 -	**215,74***
Zouragane - J01 -	05.06.92	GPS dif.	Birni Kolondia chloé - I05 -	215,65
Zouzou Saney Zarma clos - V06 -	22.06.92	GPS dif.	Bokossay domestique - U12 -	201,68

* : nivellement doublé. **en gras :** nivellement de l'auteur. **GPS dif.** : nivellement IGNN au GPS différentiel. **niveau** : mesure au niveau optique de précision. *Karey Bangou lori kouara* : puits cimenté (CONSIND, 1973) surcreusé et captant une nappe "fossile" en charge.

Annexes III-1-C- Nivellements de forages (ORSTOM / IRD 1997-98).

forage nivelé - n° IRH -	date nivellement jj.mm.aa	point de référence - n° Hapex -	différence / puits en m	altitude en m
forages captant la nappe phréatique				
Kalassi - 26326 -	09.03.97	Kalassi - P20 -	+ 3,86	**220,58***
Ko Dey - 26335 -	05.98	Ko Dey - V13 -	+ 0,11	231,61
Loga - 26393 -	28.02.97	Loga - J03 -	- 1,26	**214,34***
Oura Tondi - 26391 -	05.98	Oura Tondi - I01 -	+ 0,21	241,68
Oura Tondi - 26390 -	05.98	Oura Tondi - I01 -	- 0,42	241,05
Youloua - 26329 -	09.03.97	Youloua ptc - P36 -	- 3,40	**209,13***
puits-forages captant une nappe captive				
Djouré - 72344 -	05.98	Djouré - K02 -	+ 1,89	242,31
Karey Bangou treuil - ? -	16.06.97	Karey Bangou lori kouara - B04 -	+ 2,31	**248,20**
forages captant une nappe captive				
Agharous - 18776 -	07.03.97	Agharous - L01 -	+ 1,80	**233,44***
Baboussay - 26342 -	14.05.98	Baboussay - T11 -	- 0,84	**245,78***
Baboussay - 26343 -	14.05.98	Baboussay - T11 -	- 0,79	**245,83***
Banizoumbou - 27191 -	17.01.97	Banizoumbou école - P15 -	- 3,37	**207,00**
Banka Dey - 26328 -	09.03.97	Banka Dey - P12 -	- 3,54	**214,73***
Barkiawal Béri - 18772 -	22.10.97	Barkiawal Béri village - N03 -	+ 3,78	**224,00***
Barkiawal Béri - 26373 -	22.10.97	Barkiawal Béri village - N03 -	+ 8,07	**228,29***
Birni Kobéri - 26386 -	05.98	Birni Kobéri - I10 -	+ 0,92	-
Birni Kobéri - 26387 -	05.98	Birni Kobéri - I10 -	- 0,67	-
Birnin Lafia - 26389 -	27.02.97	Birnin Lafia - J12 -	+ 0,24	**246,90**
Boktili - 26383 -	05.98	Boktili - O19 -	+ 0,72	-
Boktili - 26351 -	14.05.98	Boktili - X02 -	+ 5,21	**238,82***
Boktili - 26446 -	14.05.98	Boktili - X02 -	+ 2,83	**236,44***
Boundou -26769 -	16.01.97	Boundou - P14 -	+ 2,07	**208,61***
Darey -26332 -	20.06.97	Karbanga - Q02 -	- 0,38	**244,44***
Diri Bangou - 26364 -	05.98	Diri Bangou - T09 -	**+ 1,21***	-
Dolohi - 26348 -	10.09.97	Dolohi - T06 -	**- 0,39***	-
Falinké Kaïna - 26382 -	05.98	Falinké Kaïna - O14 -	+ 1,48	-
Fandou Béri - 26360 -	09.03.97	Fandou Béri - P19 -	+ 11,61	**231,08***
Fétokadié - 26346 -	10.09.97	Fétokadié - T05 -	- 1,14	**232,00***
Fétokadié - 26347 -	10.09.97	Fétokadié - T05 -	- 2,58	**230,56***
Gardama Kouara - ? -	16.06.97	Gardama Kouara - B12 -	**+ 0,89**	-
Gassan Kournié - 26349 -	09.03.97	Gassan Kournié - T01 -	+ 1,67	**229,46***
Goguiéizé Kouara - 18774 -	07.03.97	Goguiéizé Kouara pastoral - P01 -	+ 0,89	**238,86***

Annexes III-1-C (fin)- Nivellements de forages (ORSTOM / IRD 1997-98).

forage nivelé - n° IRH -	**date nivellement** jj.mm.aa	**point de référence** - n° Hapex -	**différence / puits** en m	**altitude** en m
Gounou Bangou - 26411 -	16.06.97	Gounou Bangou - G03 -	- 0,11	**233,95**
Gounou Bangou - 26410 -	16.06.97	Gounou Bangou - G03 -	- 1,57	**232,49**
Guileyni - 26772 -	10.09.97	Guileyni - U10 -	+ 1,59	**198,78***
Hamdallay - 18773 -	22.10.97	Hamdallay mosquée - O01 -	+ 4,03	**229,94***
Kalassi - 26327 -	09.03.97	Kalassi - P20 -	- 0,08	**216,64***
Kampa Zarma - 26355 -	10.09.97	Kampa Zarma - T08 -	**- 1,23***	-
Keyan Zarma - 26384 -	05.98	Keyan Zarma - O09 -	- 1,95	-
Keyan Zarma - 26385 -	05.98	Keyan Zarma - O09 -	+ 2,78	-
Kirib Béri - 26766 -	05.98	Kirib Béri - E04 -	- 4,79	-
Kirib Kaïna - 26767 -	05.98	Kirib Kaïna - E05 -	+ 1,32	246,13
Kodjiri Bani Kouara - 26381 -	09.03.97	Kodjiri Bani Kouara - P18 -	- 0,31	**235,98***
Kofo - 26437 -	14.05.98	Kofo - Z01 -	- 3,35	**241,96***
Kokorbe Fandou - 26763 -	12.05.98	Kokorbe Fandou - D07 -	+ 8,51	**223,54***
Kokorbe Fandou - 26764 -	12.05.98	Kokorbe Fandou - D07 -	+ 9,94	**224,97***
Kolo Bossey - 26400 -	03.01.97	Kolo Bossey - J04 -	- 0,36	**214,49***
Koma Koukou - 26361 -	09.03.97	Koma Koukou - T02 -	+ 1,79	**245,40***
Korto - 27188 -	17.01.97	Banizoumbou école - P15 -	- 3,30	**207,07**
Lawey - 26409 -	16.06.97	Lawey - H15 -	+ 15,06	**214,31**
Maourey Tokobinkani - 26331 -	07.03.97	Maourey Tokobinkani - Q01 -	+ 0,46	**215,87***
Maré Kiré - 26388 -	27.02.97	Maré Kiré - J21 -	- 0,07	**245,03**
Massi Koubou - 26401 -	05.98	Massi Koubou - I13 -	+ 0,54	-
Sabou Dey - 26330 -	06.07.97	Sabou Dey - P13 -	- 0,30	**238,89***
Sama Dey - 26333 -	07.03.97	Sama Dey - Q13 -	+ 0,65	**236,00***
Tigo Tegui - 26334 -	12.05.98	Tigo Tegui - Q08 -	+ 5,15	**233,03***
Tondi Gamey - 26406 ? -	16.06.97	Tondi Gamey - H06 -	+ 5,76	**214,08**
Wankama - 18775 -	07.03.97	Wankama sud - P07 -	+ 2,79	**209,64***
Yerima Dey - 26770 -	10.09.97	Yerima Dey - U04 -	**+ 1,12***	-
Zimba - 21119 -	16.06.97	Zimba - B06 -	**- 0,60**	-
Zouragane - 26392 -	28.02.97	Zouragane - J01 -	+ 1,65	**217,30***

* nivellement doublé. **en gras** : nivellement de l'auteur. Tous les nivellements ont été effectués au niveau optique de précision.

Annexes III-1-D- Coordonnées (GPS) des ouvrages de référence captant la nappe phréatique.

piézomètre, puits ou forage - n° Hapex - (n° IRH)	**longitude Est** degré- minute- centième de minute	**latitude Nord** degré - minute -centième de minute	**début du suivi** année
piézomètres			
Banizoumbou DRE - P17 -	2°39'64	13°31'96	1992 + DRE
Banizoumbou ORSTOM - P25 -	2°39'68	13°31'98	1993
Wankama P1 - P21 -	2°38'88	13°38'99	1993
Wankama P2 - P22 -	2°38'85	13°38'97	1993
Wankama P3 - P23 -	2°38'80	13°38'97	1993
puits			
Agharous - L01 -	2°50'01	13°43'71	1991
Ahamandey Béri - X04 -	2°46'53	13°17'60	1991
Anamé - P27 -	2°32'59	13°39'79	1997
Atou Baba Kouara - O13 -	2°24'05	13°32'87	1991
Baba Kaïna Kouara - H01 -	2°19'20	13°48'76	1991
Baba Kaïna Kouara - H02 -	2°19'25	13°48'94	1991
Baboussay - T11 -	2°37'39	13°23'65	1991 + DRE
Badouel - U29 -	2°46'76	13°22'41	1996
Bagani - Y09 -	2°34'19	13°09'48	1993
Bagoua - U03 -	2°45'91	13°29'99	1992
Balal Sagui - T03 -	2°35'00	13°27'74	1992 + DRE
Baleyara Tabla - K01 -	2°42'23	13°49'77	1991
Baney Kaïna - A02 -	2°01'54	13°58'60	1991
Bangou Bobo - I02 -	2°20'98	13°43'13	1991
Bangou Kouarey	2°34'94	13°19'59	DRE
Bangoula - M02 -	1°59'75	13°36'37	1992
Banikane domestique - P11 -	2°37'49	13°35'17	1991
Banikane pastoral - P09 -	2°37'51	13°35'17	1991
Bani Kossey pastoral - K10 -	2°41'80	13°42'19	1992
Bani Kossey village - K03 -	2°41'83	13°41'23	1991
Bani Koubey - Q11 -	2°44'69	13°33'72	1997
Banizoumbou - F02 -	2°50'95	13°58'13	1991
Banizoumbou école - P15 -	2°39'53	13°31'60	1991 + DRE
Banizoumbou mosquée - P16 -	2°39'58	13°31'72	1991
Banka Dey - P12 -	2°36'07	13°31'90	1991
Bari Touri - T10 -	2°35'02	13°23'76	1991
Barkiawal - H16 -	2°10'88	13°41'53	1993
Barkiawal Béri n°3 - N12 -	2°18'59	13°32'52	1994

Annexes III-1-D (suite)- Coordonnées (GPS) des ouvrages de référence captant la nappe phréatique.

piézomètre, puits ou forage - n° Hapex - (n° IRH)	**longitude Est** degré- minute- centième de minute	**latitude Nord** degré - minute -centième de minute	**début du suivi** année
Barkiawal Béri route - N04 -	2°18'69	13°32'67	1992
Barkiawal Béri village - N03 -	2°18'67	13°32'73	1991
Barkiré Alidou - M01 -	2°05'76	13°37'31	1992
Birni Fantora - I09 -	2°28'34	13°42'65	1991
Birni Kobéri - I10 -	2°29'06	13°40'76	1991
Birni Kolondia chloé - I05 -	2°27'65	13°41'66	1992
Birni Kolondia 2B - I06 -	2°27'73	13°41'81	1991
Birni Kolondia mare - I07 -	2°27'80	13°41'72	1991
Birni Kolondia projet - I08 -	2°27'89	13°41'91	1992
Birnin Lafia - J12 -	2°32'10	13°42'85	1996
Birni Sofo - I04 -	2°27'31	13°41'48	1991
Boggol - S05 -	2°23'92	13°21'26	1991
Boggol Mamaré - X14 -	2°50'28	13°18'18	1996
Bokossay - U14 -	2°47'48	13°25'51	1992
Bokossay domestique - U12 -	2°47'32	13°25'61	1991 + DRE [1]
Bokossay pastoral - U13 -	2°47'42	13°25'74	1992
Boktili - O19 -	2°25'89	13°31'91	1994
Boktili - X02 -	2°42'13	13°17'13	1991
Bossadji - Z08 -	2°45'09	13°04'34	1991
Boubourey Fandou - A07 -	2°08'35	13°53'44	1991
Boula Darey - Q04 -	2°47'45	13°37'68	1991 + DRE
Boula Kouara Tégui "mare" *	2°48'92	13°20'26	-
Boundou -P14 -	2°38'54	13°32'78	1991 + DRE
Boundoubare - O04 -	2°26'42	13°37'79	1991
Boundou Simti 1 - R05 -	2°51'57	13°37'27	1991
Boundou Simti 2 - R25 -	2°50'84	13°37'05	1992
Boundou Warou - Q05 -	2°47'71	13°33'92	1991 + DRE
Boyey Tondi - A20 -	1°58'63	13°50'69	1992
Boyey Tondi enclos - B08 -	2°14'49	13°53'90	1991
Boyey Tondi pompe - B07 -	2°14'54	13°53'94	1991
Ciminti Koukou - Q15 -	2°44'11	13°31'75	1996
Danguey Gorou - G01 -	2°00'53	13°47'66	1991
Dantiandou carrefour - U18 -	2°45'39	13°24'59	1991
Dantiandou école - U17 -	2°45'38	13°24'68	1991 + DRE

Annexes III-1-D (suite)- Coordonnées (GPS) des ouvrages de référence captant la nappe phréatique.

piézomètre, puits ou forage - n° Hapex - (n° IRH)	**longitude Est** degré- minute- centième de minute	**latitude Nord** degré - minute -centième de minute	**début du suivi** année
Dantiandou sud - U16 -	2°45'36	13°24'47	1991
Dantiandou Tégui - P10 -	2°36'04	13°36'70	1991
Dar El Salam - X11 -	2°42'63	13°12'01	1993
Dar El Salam pastoral - D08 -	2°38'33	13°50'66	1991
Dar El Salam village - J17 -	2°39'73	13°49'96	1995
Darey - U20 -	2°40'57	13°24'21	1992
Darey Bangou - S01 -	2°15'68	13°25'14	1992
Darey Béri - F05 -	2°53'72	13°55'58	1991
Darey Kouara Zéno - Q09 -	2°44'80	13°36'84	1997
Datché - K12 -	2°43'89	13°40'54	1997
Déli Tondi - B20 -	2°12'23	13°59'67	1996
Dey Tégui - H10 -	2°18'68	13°41'17	1991
Dey Tégui domestique - U09 -	2°47'35	13°26'90	1991
Dey Tégui kori - D03 -	2°34'46	13°55'96	1991
Dey Tégui pastoral - D02 -	2°34'48	13°56'08	1991
Dey Tégui pastoral - U08 -	2°47'20	13°27'07	1991 + DRE
Diabati Peul - T18 -	2°30'05	13°23'38	1996
Diabati Zarma - T17 -	2°30'58	13°22'99	1997 + DRE
Diawando - Z06 -	2°43'60	13°07'60	1991
Dibamako Banizoumbou -F01 -	2°50'09	13°58'36	1992
Dikoré - W07 -	2°27'92	13°15'17	1991
Dinki - G11 -	2°01'00	13°41'48	1991
Diolé - A10 -	2°04'12	13°52'51	1991
Diolé Goubé Kouara - A11 -	2°04'51	13°51'82	1992
Diri Bangou - T09 -	2°32'08	13°24'24	1991
Djouré - K02 -	2°44'12	13°47'23	1991
Djouré Ganda - K16 -	2°43'54	13°45'24	1997
Dolewa - R09 -	2°55'10	13°33'05	1992
Dolewa - R10 -	2°55'32	13°33'34	1992
Dolohi -T06 -	2°36'86	13°26'89	1991
Doudol - Z11 -	2°47'32	13°02'91	1992
Droufaï Kouara - P29 -	2°32'60	13°35'31	1997
Fada - Tokobinkani Zarma - H04 -	2°12'94	13°44'85	1992
Falanga - U15 -	2°48'16	13°25'56	1991

Annexes III-1-D (suite)- Coordonnées (GPS) des ouvrages de référence captant la nappe phréatique.

piézomètre, puits ou forage - n° Hapex - (n° IRH)	**longitude Est** degré- minute- centième de minute	**latitude Nord** degré - minute -centième de minute	**début du suivi** année
Falinke Béri - O15 -	2°27'56	13°32'69	1991
Falinke Kaïna - O14 -	2°26'69	13°32'54	1991
Fandou - R06 -	2°52'59	13°37'26	1992
Fandou Béri - P19 -	2°33'50	13°32'06	1991
Fandou Béri boisé - P33 -	2°33'36	13°32'14	1998
Fetobokki Peul - O16 -	2°21'05	13°31'10	1991
Fetobokki Zarma - O17 -	2°21'41	13°30'68	1991
Fetokâdié - T05 -	2°37'64	13°27'73	1991 + DRE
Gabo Baba Kouara - D09 -	2°32'95	13°50'02	1991
Gadabo Fetokadié - H07 -	2°17'90	13°46'34	1991
Gadabo - H08 -	2°19'58	13°46'34	1991
Gagaré - O18 -	2°26'35	13°30'58	1991
Gamdey - X03 -	2°44'25	13°17'20	1991
Gao Bangou - U06 -	2°42'02	13°27'33	1992
Garbey Tombo pastoral - J09 -	2°37'70	13°41'16	1992
Garbey Tombo ptc - J06 -	2°37'92	13°41'21	1991
Garbey Tombo village - J15 -	2°38'10	13°41'12	1997
Gardama Kouara 1 - B11 -	2°15'80	13°50'08	1992
Gardama Kouara 2 - B12 -	2°15'65	13°50'13	1992
Gardi Béri - V01 -	2°56'72	13°29'70	1992
Gardi Béri - V02 -	2°56'68	13°28'84	1992
Gassan Kournié - T01 -	2°32'53	13°29'91	1991
Gata Kouara Tégui - A14 -	2°01'03	13°56'64	1992
Gobirkoy Béri - W08 -	2°30'73	13°10'73	1992
Goguiéizé Kouara domestique - P02 -	2°31'57	13°37'03	1991
Goguiéizé Kouara pastoral - P01 -	2°31'64	13°36'95	1991 + DRE
Goguiéizé Kouara récent - P28 -	2°31'53	13°36'93	1996
Gombewa - Y02 -	2°28'77	13°07'80	1991 + Dosso
Gorou Goussa - A13 -	2°02'23	13°50'18	1991
Gorou Yeyna - Q12 -	2°44'60	13°30'58	1996
Goubé Kiré FED - A05 -	2°06'55	13°53'75	1991
Goubé Kiré village - A04 -	2°05'76	13°54'07	1991
Goubé kori - A21 -	2°04'66	13°51'20	1992
Goubé Menassara - A12 -	2°05'15	13°51'52	1991

Annexes III-1-D (suite)- Coordonnées (GPS) des ouvrages de référence captant la nappe phréatique.

piézomètre, puits ou forage - n° Hapex - (n° IRH)	**longitude Est** degré- minute- centième de minute	**latitude Nord** degré - minute -centième de minute	**début du suivi** année
Goumbi Banda - F03 -	2°51'68	13°58'07	1991
Gounou Bangou - G03 -	2°08'57	13°48'93	1991
Guessel Bodi - S02 -	2°21'39	13°24'77	1991
Guiaoudiré traditionnel - Z07 -	2°43'09	13°04'61	1991
Guidel - Y05 -	2°37'29	13°03'68	1991
Guileyni - U10 -	2°42'45	13°26'56	1991 + DRE
Habaka - K11 -	2°40'57	13°42'80	1992
Hamdallay mosquée - O01 -	2°24'47	13°33'47	1991
Hamdallay nord - O02 -	2°24'57	13°33'69	1992
Hamdallay "peace corps" - O21 -	2°24'28	13°33'41	1998
Hamdallay projet - O12 -	2°24'25	13°32'20	1991
Hamdallay sud - O03 -	2°24'54	13°33'28	1991
Harikanassou pastoral - X10 -	2°49'86	13°15'99	1993
Hayni Fada village - K15 -	2°42'99	13°44'59	1997
Hayni Simorou Goubé - E02 -	2°48'58	13°59'30	1991
Hayni Simourou trc1 - K09 -	2°41'65	13°49'09	1997
Hayni Simorou village - E01 -	2°48'35	13°58'90	1991
Ibama - L04 -	2°52'74	13°43'62	1992
Ibamade - L02 -	2°52'47	13°44'77	1991
Ibamade route - L08 -	2°52'08	13°44'50	1993
Idrissa Mamane - R03 -	2°53'32	13°37'19	1992
Kafina - K05 -	2°43'98	13°42'85	1991
Kafina ptc - K06 -	2°43'67	13°42'76	1992
Kafina gao - K07 -	2°43'70	13°43'26	1992
Kalassi - P20 -	2°34'82	13°31'89	1991
Kalassi boisé - P34 -	2°34'84	13°31'90	1998
Kalassi 1994 - P35 -	2°34'79	13°31'92	1997
Kalassi haut du village - P39 -	2°34'63	13°31'59	1997
Kallassi Kaïna - P31 -	2°35'49	13°36'20	1996
Kampa Zarma - T08 -	2°38'80	13°26'74	1991
Kanaré école - X06 -	2°45'88	13°14'62	1991
Kanaré pastoral - X05 -	2°45'71	13°14'84	1991
Kano Kouara clos - A17 -	2°00'52	13°56'17	1992
Kano Kouara OFEDES - A16 -	2°00'56	13°56'35	1992

Annexes III-1-D (suite)- Coordonnées (GPS) des ouvrages de référence captant la nappe phréatique.

piézomètre, puits ou forage - n° Hapex - (n° IRH)	**longitude Est** degré- minute- centième de minute	**latitude Nord** degré - minute -centième de minute	**début du suivi** année
Karbanga - Q02 -	2°44'66	13°37'79	1991 + DRE
Karey Bangou FED - B05 -	2°10'64	13°53'17	1991
Karey Bangou lori kouara - B04 -	*2°10'88*	*13°52'30*	*1991*
Kargui Bangou - Y08 -	2°39'65	13°00'13	1991
Karki Kouara - J22 -	2°32'81	13°44'01	1997
Katanga pastoral - Q06 -	2°48'73	13°32'30	1991 + DRE
Keyan Zarma - O09 -	2°25'13	13°35'58	1991
Kida Bazagaïzé goudron - P04 -	2°34'77	13°37'34	1992
Kida Bazagaïzé latérite - P24 -	2°34'81	13°37'25	1991 + DRE
Kida Mena - J13 -	2°34'52	13°41'09	1996
Kida Tafa Kouara - P05 -	2°36'29	13°37'77	1991
Kioulandé -V09 -	2°56'60	13°26'12	1991
Kiran Billingol - J23 -	2°31'07	13°45'89	1996
Kiran Fandou Béri - I03 -	2°29'67	13°45'50	1991
Kiran Mili - J07 -	2°30'04	13°48'69	1992
Kirib - E07 -	2°44'65	13°53'31	1992
Kirib Béri -E04 -	2°40'87	13°53'10	1991
Kirib Kaïna - E05 -	2°42'92	13°53'29	1991
Kobéri Kouara nouveau - O23 -	2°28'06	13°34'86	1998
Kobéri Kouara pastoral - O11 -	2°28'13	13°35'09	1991
Kobéri Kouara village - O10 -	2°28'05	13°34'83	1991
Kobo Dey - Y01 -	2°31'42	13°09'68	1991
Ko Dey - V13 -	2°50'66	13°22'87	1996
Kodjiri Bani Kouara - P18 -	2°30'65	13°33'72	1991
Kodo - X07 -	2°41'48	13°13'78	1991 + DRE
Kofo - Z01 -	2°44'14	13°09'30	1991
Kogori 70992 - L06 -	2°52'94	13°42'13	1991
Kogori Tondi Kiré - L05 -	2°53'56	13°41'53	1991
Ko Gorou - N11 -	2°14'96	13°32'30	1993
Ko Kaïna ciminti metre - Q10 -	2°47'07	13°35'38	1996
Ko Kiré - H09 -	2°12'50	13°42'19	1991
Kokorbé - U22 -	2°44'09	13°21'70	1991
Kokorbé Bangou - C02 -	2°28'99	13°59'08	1991
Kokorbé Fandou - D07 -	2°36'25	13°51'70	1991

Annexes III-1-D (suite)- Coordonnées (GPS) des ouvrages de référence captant la nappe phréatique.

piézomètre, puits ou forage - n° Hapex - (n° IRH)	**longitude Est** degré- minute- centième de minute	**latitude Nord** degré - minute -centième de minute	**début du suivi** année
Ko Kouarey Peul - S04 -	2°26'07	13°23'86	1991
Ko Kouarey Zarma - S03 -	2°26'92	13°24'95	1991
Kola Bossey - R21 -	2°56'68	13°31'32	1992
Kolo Bossey - J04 -	2°35'42	13°44'14	1991
Kolo Diogono - J05 -	2°36'10	13°43'22	1991
Kolo Gawani 1 - J11 -	2°34'19	13°48'92	1992
Kolo Gawani 2 - J10 -	2°34'23	13°49'03	1992
Kolo Tassi - J19 -	2°34'58	13°44'46	1996
Koma Koukou - T02 -	2°37'89	13°29'81	1991
Koné Béri - G10 -	2°05'92	13°44'87	1991
Koné Béri dune - G17 -	2°05'95	13°45'13	1996
Koné Kaïna école - G13 -	2°05'93	13°41'90	1991
Koné Kaïna est route - G15 -	2°06'84	13°42'31	1993
Kongou Fandizey - N05 -	2°12'69	13°36'09	1991
Korto domestique - U01 -	2°41'42	13°29'75	1991 + DRE
Korto kori - U02 -	2°41'64	13°29'66	1991
Kouabiri Kouara - J20 -	2°34'59	13°43'49	1997
Kouarey Kaïna Mentuoka - G12 -	2°05'29	13°41'87	1991
Kountché treuil - P03 -	2°33'19	13°37'35	1997
Kouré gros puits - W03 -	2°34'52	13°18'87	1993
Kouré haute tension - W11 -	2°34'50	13°18'48	1993
Kouré village - W10 -	2°34'59	13°18'73	1993
Kouringuel Mayaki - V14 -	2°54'52	13°21'86	1996
Koygolo école - V03 -	3°00'38	13°28'73	1992
Labou Titiloua - H14 -	2°15'60	13°47'09	1993
Lawey - H15 -	2°11'69	13°42'72	1993
Libo Atou Kouara 1 - B09 -	2°14'96	13°53'59	1991
Libo Atou Kouara 2 - B17 -	2°15'02	13°53'69	1992
Lobotondi FED - A25 -	2°00'04	13°57'33	1996
Loga - J03 -	2°34'78	13°46'57	1992
Loga Kolo Tassi - J02 -	2°34'56	13°46'31	1991
Lougga - O07 -	2°20'62	13°35'03	1991
Maourey - F04 -	2°53'62	13°56'99	1991
Maourey Kouara Zéno - P08 -	2°39'04	13°35'44	1991

Annexes III-1-D (suite)- Coordonnées (GPS) des ouvrages de référence captant la nappe phréatique.

piézomètre, puits ou forage - n° Hapex - (n° IRH)	**longitude Est** degré- minute- centième de minute	**latitude Nord** degré - minute -centième de minute	**début du suivi** année
Maourey Tokobinkani - Q01 -	2°40'79	13°37'43	1991
Maourizé Bangou 1 - C03 -	2°22'00	13°51'72	1992
Maourizé Bangou 2 - C04 -	2°21'71	13°51'74	1992
Marafa Kouara - D05 -	2°32'74	13°53'92	1991
Maré Kiré - J21 -	2°31'04	13°42'93	1997
Mari Doumbo - E03 -	2°48'56	13°55'49	1991
Maroubéri Tégui Adamou - Z04 -	2°41'91	13°07'37	1991
Maroubéri Tégui OFEDES - Z03 -	2°41'89	13°07'14	1991
Maroubéri Tégui pastoral - Z05 -	2°42'53	13°07'55	1991
Maroubéri Zéno - Z02 -	2°42'75	13°08'73	1991
Mayaki Kouara - H03 -	2°12'74	13°43'91	1992
Mingui - Z10 -	2°40'62	13°02'89	1991
Mora Kouara - B16 -	2°13'11	13°54'63	1992
Moussa Diolo - G04 -	2°05'98	13°47'32	1992
Namari - R08 -	2°54'29	13°33'49	1992
Nazey - D06 -	2°30'68	13°52'41	1991
Niabere Bella Zarma 2 - X13 -	2°50'32	13°18'89	1996
Niabere Djambé - V15 -	2°51'59	13°20'74	1996
Niabere Moulay Zarma - V16 -	2°50'54	13°20'07	1996
Niabéri Kouara - A01 -	2°00'72	13°59'48	1991
Niné Founo - K04 -	2°43'88	13°41'30	1991
Ouagini Bangou - A06 -	2°07'10	13°52'94	1991
Ouinditene - L03 -	2°53'39	13°45'47	1991
Oura Tondi - I01 -	2°27'29	13°47'89	1991
Oura Tondi chloé - B10 -	2°19'79	13°54'92	1991
Poste de police - N01 -	2°10'63	13°31'69	1992
Poullo Bossadji - Z09 -	2°46'59	13°04'97	1991
Sabon Gari OFEDES - A15 -	2°00'44	13°55'51	1992
Sabon Gari ptc - A18 -	2°00'38	13°55'54	1992
Sabou Dey - P13 -	2°34'91	13°34'79	1991
Safa Patiak Zarma - V11 -	2°56'67	13°25'12	1992
Saga Gorou - N15 -	2°12'55	13°32'23	1995
Saga Gorou jardin - N02 -	2°12'58	13°32'23	1992
Sakey Kouara Zéno - W06 -	2°28'60	13°16'67	1991

Annexes III-1-D (suite)- Coordonnées (GPS) des ouvrages de référence captant la nappe phréatique.

piézomètre, puits ou forage - n° Hapex - (n° IRH)	**longitude Est** degré- minute- centième de minute	**latitude Nord** degré - minute -centième de minute	**début du suivi** année
Sama Dey - Q13 -	2°42'10	13°35'08	1992
Samari école - B02 -	2°16'13	13°56'61	1992
Samari kori - B03 -	2°15'95	13°56'74	1991
Samari mosquée - B01 -	2°16'16	13°56'68	1991
Sandiré est - R02 -	2°53'90	13°39'01	1992
Sandiré route - R01 -	2°53'72	13°39'07	1991
Seko Tchida - J14 -	2°35'81	13°40'17	1997
Sinsan Tondi enclos - A08 -	2°09'66	13°54'77	1991
Sinsan Tondi Kouara - A09 -	2°09'97	13°55'32	1991
Sourgourou école - U21 -	2°40'83	13°22'56	1991 + DRE
Taguey - U26 -	2°49'82	13°20'34	1996
Tambara - P30 -	2°32'70	13°34'48	1997
Tana Béri Kouara - Y06 -	2°32'10	13°02'96	1992
Tana Béri pastoral - Y07 -	2°32'61	13°02'81	1991
Tando - Z12 -	2°42'64	12°59'38	1992
Tchangarey centre - G06 -	2°07'62	13°45'29	1991
Tchangarey nord - G05 -	2°07'87	13°45'41	1991
Tchangarey sud - G07 -	2°07'51	13°44'81	1991
Tebonse - M03 -	2°09'81	13°39'74	1993
Teko Baba Kouara - D01 -	2°31'74	13°57'20	1991
Tera Boyey Tondi - A19 -	1°58'84	13°52'17	1992
Tidrika sud route - K14 -	2°46'36	13°41'61	1997
Tigo Tégui - Q08 -	2°46'41	13°30'62	1991 + DRE
Tigo Zéno - U05 -	2°46'34	13°28'04	1991 + DRE
Tiloa Kaïna - C01 -	2°26'95	13°57'80	1991
Tioubi pastoral - W05 -	2°37'82	13°18'01	1991
Tioubi route - W04 -	2°37'70	13°17'96	1991 + DRE
Tiou Dawa - S06 -	2°29'93	13°21'23	1991 + DRE
Tokobinkani Peul - O05 -	2°20'48	13°37'09	1991
Tollo - X01 -	2°43'36	13°19'91	1991
Tombo Bella - Z14 -	2°48'87	13°06'78	1993
Tombo Djibo - X08 -	2°43'58	13°13'02	1992
Tombo Zarma - U24 -	2°46'98	13°20'89	1993
Tondi Banda - B13 -	2°18'81	13°51'75	1992

Annexes III-1-D (suite)- Coordonnées (GPS) des ouvrages de référence captant la nappe phréatique.

piézomètre, puits ou forage - n° Hapex - (n° IRH)	**longitude Est** degré- minute- centième de minute	**latitude Nord** degré - minute -centième de minute	**début du suivi** année
Tondi Banda - D04 -	2°32'22	13°54'85	1991
Tondi Fou Kouara Tégui - Y04 -	2°28'46	13°04'30	1992
Tondi Fou pastoral - Y03 -	2°28'35	13°04'51	1991
Tondi Gamey - H06 -	2°16'19	13°46'07	1991
Tondi Kanguie Zourmania - E06 -	2°48'31	13°53'34	1991
Tondi Kiboro - Q07 -	2°41'20	13°31'23	1991 + DRE
Tondi Kiré - R04 -	2°53'95	13°37'02	1992
Tondi Mèkirey - A03 -	2°01'65	13°57'94	1991
Tongom - C05 -	2°23'20	13°54'92	1991
Tongom enclos - C06 -	2°23'20	13°54'95	1991
Toudou - W09 -	2°39'16	13°10'44	1991
Touliel - U19 -	2°44'49	13°23'05	1991
Touloua Kouarey - U07 -	2°44'48	13°26'80	1991
Wankama nord - P06 -	2°39'13	13°39'41	1991
Wankama sud - P07 -	2°38'99	13°39'23	1991 + DRE
Wari école - N06 -	2°14'38	13°36'92	1991
Wari pastoral - N07 -	2°14'64	13°37'35	1991
Winde Béri domestique - W01 -	2°25'84	13°19'95	1992
Winde Béri pastoral - W02 -	2°26'36	13°19'86	1991
Yeda - X09 -	2°45'86	13°11'75	1991
Yeda Bosso - R11 -	2°55'96	13°32'35	1992
Yélouma - T07 -	2°30'59	13°26'87	1991
Yélouma traditionnel - T12 -	2°30'59	13°26'95	1996
Yerima Dey - U04 -	2°41'35	13°28'79	1991
Yete Kouara - H05 -	2°14'61	13°46'16	1992
Yiladdé - Z13 -	2°47'49	13°01'07	1991
Youloua ptc - P36 -	2°37'39	13°32'31	1997 + DRE
Youloua vieux puits - P26 -	2°37'50	13°32'20	DRE
Zarmakoy Kouara - G02 -	2°02'44	13°49'49	1991
Zéibane Fiti kori - G09 -	2°00'94	13°45'52	1991
Zéibane Fiti ptc - G08 -	2°00'80	13°45'57	1992
Zimba - B06 -	2°11'84	13°52'08	1991
Zimba peul - J18 -	2°32'86	13°45'65	1997
Zindarou - V08 -	2°55'25	13°26'02	1992

Annexes III-1-D (fin)- Coordonnées (GPS) des ouvrages de référence captant la nappe phréatique.

piézomètre, puits ou forage - n° Hapex - (n° IRH)	**longitude Est** degré- minute- centième de minute	**latitude Nord** degré - minute -centième de minute	**début du suivi** année
Zouragane - J01 -	2°32'28	13°46'22	1991
Zouzou Saney Banizoumbou - V07 -	2°52'55	13°25'72	1992
Zouzou Saney Zarma clos - V06 -	2°52'51	13°25'64	1992
Zouzou Saney Zarma kori - V04 -	2°52'32	13°25'72	1991
Zouzou Saney Zarma manguier - V05 -	2°52'45	13°25'76	1992
Zouzou Saney Zarma peul - V10 -	2°53'56	13°24'69	1992
forages			
Boula Kouara Tégui (26336)	2°47'57	13°20'10	-
Boula Kouara Tégui (26337)	2°47'61	13°20'18	-
Gounou Bangou (26410)	2°08'56	13°48'90	-
Gorou Yeyna (26541)	2°47'50	13°38'41	-
Ko Dey (26335)	2°50'63	13°22'71	-
Lougga (26374)	2°20'71	13°35'05	-
Oura Tondi (26390)	2°27'34	13°47'85	-
Oura Tondi (26391)	2°27'25	13°47'88	-
Samari Kaïna (21115)	2°13'69	13°57'86	-
Sourgourou solaire (26356)	2°41'12	13°22'51	-
Tollo (26338)	2°43'47	13°20'14	-
Tollo (26339)	2°43'41	13°19'92	-
Touliel (26357)	2°44'51	13°22'83	-
Youloua (26329)	2°37'30	13°32'25	-
Zébani Fiti (24967)	2°34'08	13°58'50	-

Les indices des ouvrages (n° Hapex) dépendent de leur localisation à l'intérieur du degré-carré de Niamey (*cf.* Leduc et Lenoir, 1995). * : Boula Kouara Tégui "mare" : affleurement de la nappe phréatique (*cf.* Fig. V-2-1). DRE : Mesures de la Direction des Ressources en Eau effectuées par la Direction Départementale de l'Hydraulique de Tillabéri, période 1987/88 - 1996. DRE [1] : Suivi sur la période 1992-1996 pour Bokossay domestique. Dosso : Mesures de la DDH de Dosso depuis 1990. *Karey Bangou lori kouara* : puits cimenté (CONSIND, 1973) surcreusé et captant également une nappe "fossile" en charge.

Annexes III-2-A- Débits spécifiques de puits, 1957-68.

Puits -n° Hapex- (n° IRH)	Long. est / Lat. nord	prof. crépines (m) [nappe/mur] (m)	hausse* ($m.an^{-1}$)	lithologie captée	Qs ($m^3.h^{-1}.m^{-1}$)	référence
Badouel nord (786)	2°46' / 13°22'	-/-6 [-4/-46]	-	alluvions	5,0	IRH 1957-73
Banizoumbou mosquée -P16- (9615)	2°39'58 / 13°31'72	-/-24 [-22/-45]	0,24 (F)	-	15,4	Greigert, 1968
Birni Kobéri -I10- (9634)	2°29'06 / 13°40'76	-/-62 [-56/-72]	0,12	-	2,0	Greigert, 1968
Bir Zamzam (569)	2°20'39 / 13°28'74	-/-34 [-29/-35]	-	grès très argileux	0,2	Greigert, 1957
Boggol -S05- (574)	2°23'92 / 13°21'26	-18/-25 [-22/-24]	0,30 (F)	grès argileux	1,0	Greigert, 1957
Boktili -X02- (9623)	2°42'13 / 13°17'13	-/-49 [-43/-78]	0,09	-	2,0	Greigert, 1968
Boula Darey -Q04- (9637)	2°47'45 / 13°37'68	-/-73 [-68/-120]	0,13	-	2,9	Greigert, 1968
Boula Fandoga (5833)	2°47'93 / 13°20'06	-25/-28 [-26/-74]	-	grès fin	6,2	Boeckh, 1965
Ciminti Koukou -Q15-	2°44'11 / 13°31'75	-/-61 [-59/-100]	0,18	sable	6,0	Greigert, 1957
Dahel (5820)	2°50'57 / 13°40'41	-40/-45 [-41/-110]	-	grès fin silto-argileux	< 1,5	Boeckh, 1965
Danga Daouda (5841)	2°17' / 14°00'	-23/-27 [-23/-40]	-	sable argileux	1,3	Boeckh, 1965
Dey Tégui pastoral -U08- (9620)	2°47'20 / 13°27'07	-/-23 [-17/-63]	0,09 (F)	-	2,4	Greigert, 1968
Diabati Peul -T18-	2°30'05 / 13°23'38	-/-68 [-66/-83]	-	sable	3,0	Greigert, 1957
Fandobong (9640)	2°36' / 13°26'	-/-64 [-60/-83]	-	-	4,8	Greigert, 1968
Fandou Béri -P19- (5835)	2°33'50 / 13°32'06	-29/-31 [-29/-48]	0,17	silt sableux et argileux	4,3	Boeckh, 1965
Fetokâdié -T05- (9639)	2°37'64 / 13°27'73	-/-63 [-58/-68]	0,12	-	4,8	Greigert, 1968
Gadabo -H08- (737)	2°19'58 / 13°46'34	-/-49 [-43/-54]	0,20 (F)	grès très argileux	0,1	Greigert, 1957
Gam Dey -X03- (9641)	2°44'25 / 13°17'20	-/-47 [-38/-80]	0,05	-	1,0	Greigert, 1968
Garbey Tombo pastoral -J09- (9629)	2°37'70 / 13°41'16	-/-28 [-25/-54]	0,29 (F)	-	28,7 ?	Greigert, 1968
Gardama Kouara -B12- (3523)	2°15'65 / 13°50'13	-14/-24 [-24/-33]	- (F)	silt argileux et argile silteuse	< 1,4	Boeckh, 1965
Gassan Kournié-T01- (3680)	2°32'53 / 13°29'91	-/-39 [-38/-54]	0,09	-	10,4	Tirat, 1964

Annexes III-2-A (suite)- Débits spécifiques de puits, 1957-68.

Puits -n° Hapex- (n° IRH)	Long. est / Lat. nord	prof. crépines (m) [nappe/mur] (m)	hausse* ($m.an^{-1}$)	lithologie captée	Qs ($m^3.h^{-1}.m^{-1}$)	référence
Gorou Yeyna -Q12- (9624)	2°44'60 / 13°30'58	-/-36 [-32/-72]	- (F)	-	8,5	Greigert, 1968
Hamdallay mosquée -O01- (5836)	2°24'47 / 13°33'47	-25/-28 [-26/-45]	0,27 (F)	grès fin silteux	6,5	Boeckh, 1965
Karabéji (9617)	2°30' / 13°16'	-/-36 [-33/-47]	-	-	7,2	Greigert, 1968
Karbanga -Q02- (9622)	2°44'66 / 13°37'79	-/-61 [-55/-92]	0,12 (F)	-	1,5	Greigert, 1968
Katanga pastoral -Q06- (9644)	2°48'73 / 13°32'30	-/-59 [-55/-113]	0,08	-	2,5	Greigert, 1968
Kéyan Zarma -O09- (9616)	2°25'13 / 13°35'58	-/-39 [-34/-44]	0,13	-	3,3	Greigert, 1968
Ko Dey -V13- (9625)	2°50'66 / 13°22'87	-/-43 [-38/-90]	0,30	-	3,6	Greigert, 1968
Kodo -X07- (757)	2°41'48 / 13°13'78	-/-68 [-64/-97]	0,14	grès argileux	0,8	Greigert, 1957
Ko Kiré -H09- (2900)	2°12'50 / 13°42'19	-/-30 [-25/-26]	0,44 (F)	grès très argileux	0,4	Greigert, 1957
Kokoro Bangou (5840)	2°28' / 14°01'	-62/-65 [-62/-93]	-	argile (?)	1,5	Boeckh, 1965
Ko Kouarey Peul -S04- (780)	2°26'07 / 13°23'86	-/-34 [-32/-37]	0,21 (F)	grès argileux	1,8	Greigert, 1957
Kolo Bossey -J04- (9630)	2°35'42 / 13°44'14	-31/-34 [-30/-58]	0,21 (F)	-	2,4	Greigert, 1968
Kolo Diogono -J05- (9632)	2°36'10 / 13°43'22	-/-33 [-30/-60]	0,32 (F)	-	4,8	Greigert, 1968
Koma Koukou -T02- (9618)	2°37'89 / 13°29'81	-/-59 [-56/-80]	0,15	-	5,9	Greigert, 1968
Kouré -W10- (754)	2°34'59 / 13°18'73	-35/-37 [-35/-60]	0,22	grès argileux	2,0	Greigert, 1957
Loga -J03- (9631)	2°34'78 / 13°46'57	-/-39 [-34/-59]	0,17 (F)	-	6,5	Greigert, 1968
Niné Founo -K04- (3643)	2°43'88 / 13°41'30	-37/-40 [-36/-85]	0,30	grès argileux	0,9	IRH 1957-73
Sourgourou école -U21- (3687)	2°40'83 / 13°22'56	-/-37 [-35/-68]	0,19	-	4,8	Tirat, 1964
Téko Baba Kouara -D01- (5839)	2°31'74 / 13°57'20	-52/-55 [-53/-85]	0,14	sables et argile	14,0	Boeckh, 1965
Tibeyokom Balayara (5837)	2°50'41 / 13°52'14	-44/-52 [-44/-121]	-	grès fin silto-argileux	< 1,5	Boeckh, 1965
Tigo Zéno -U05- (9626)	2°46'34 / 13°28'04	-/-29 [-25/-69]	0,08	-	1,4	Greigert, 1968

Annexes III-2-A (fin)- Débits spécifiques de puits, 1957-68.

Puits -n° Hapex- (n° IRH)	Long. est / Lat. nord	prof. crépines (m) [nappe/mur] (m)	hausse* ($m.an^{-1}$)	lithologie captée	Qs ($m^3.h^{-1}.m^{-1}$)	référence
Tiolol (5776)	2°19' / 13°22'	-30/-32 [-30/-32]	-	-	14,0	Boeckh, 1965
Tioubi route -W04- (756)	2°37'70 / 13°17'96	-/-47 [-46/-70]	0,23	sables	3,0	Greigert, 1957
Tombo Djibo -X08- (3690)	2°43'58 / 13°13'02	-59/-66 [-59/-95]	0,11	-	1,3	Boeckh, 1965
Tombo Zarma -U24- (9638)	2°46'98 / 13°20'89	-/-14 [-11/-56]	0,14 (F)	-	4,4	Greigert, 1968
Tondi Gamey (9628)	2°16' / 13°46'	-/-51 [-46/-54]	0,44 (F)	-	3,4	Greigert, 1968
Weikouri Kangani (5819)	2°47'59 / 13°46'97	-61/-68 [-61/-125]	-	-	< 1,5	Boeckh, 1965
Yélouma -T07- (9635)	2°30'59 / 13°26'87	-/-49 [-45/-63]	0,13 (F)	-	3,5	Greigert, 1968
moyenne / médiane / [écart-type], pour 49 valeurs : **4,4 / 3,0 / [5,0]**						
puits du Dallol Bosso						
Boggol Hima (5773)	2°50'73 / 13°17'06	-14/-16 [-15/-68]	-	-	17,5	Boeckh, 1965
Dankoukou (3570)	2°49' / 14°03'	-21/-22 [-21/-89]	-	-	12,0	Boeckh, 1965
Goumbi Banda -F03- (3584)	2°51'68 / 13°58'07	-18/-20 [-18/-92]	0,24 (F)	argile gréseuse	6,7	Boeckh, 1965
Tchakawa (2357)	2°54'91 / 13°34'55	-3/-6 [-4/-83]	-	-	37,5	Boeckh, 1965
Timborane Hata (5818)	2°54'64 / 13°47'69	-4/-6 [-4/-95]	-	-	25,0	Boeckh, 1965
Zouzou Saney Zarma -V05- (2234)	2°52'45 / 13°25'76	-14/-16 [-15/-79]	0,17 (F)	-	10,0	Boeckh, 1965

IRH : Inventaire des Ressources Hydrauliques du Niger. * : Hausse interannuelle de la nappe calculée sur la période 1992-99. (F) : Puits à fluctuations piézométriques saisonnières. Les profondeurs sont celles indiquées dans la référence, en mètres sous la surface du sol.

Annexes III-2-B- Pompages d'essai dans des forages, 1966-96.

forage pompé (n° IRH)	Long. est Lat. nord	prof. crépines (m) [nappe/mur] (m)	lithologie captée	lithologie non-captée	pompage (h)	Qs ($m^3.h^{-1}.m^{-1}$)	T ($m^2.s^{-1}$)	référence
Banizoumbou (27192) *forage de pompage*	02°39' 13°31'	-35/-52 [-20/-47]	sable fin argileux	sable fin et sable fin argileux	24	1,3	1.10^{-3}	Ofedes, 1988 (et inédits)
Banizoumbou P3 (27195) *forage d'observation à 18 m*	02°39' 13°31'	-37/-55 [-20/-47]	sable fin argileux et argile	sable fin et sable fin argileux	-	-	3.10^{-3}	Ofedes, 1988 (et inédits)
Boula Kouara Tegui (26336)	02°47'57 13°20'10	-51/-62 [-28/-80]	silts et sables fins	silts argileux	4	3,3	1.10^{-2} (D)	BRGM/Dehays, 1990
Boula Kouara Tegui (26337)	02°47'61 13°20'18	-55/-66 [-28/-80]	sables silteux	silts et argiles	4	5,9	1.10^{-2} (D)	BRGM/Dehays, 1990
Dankoukou-ouest (7893)	02°45' 14°01'	-97/-112 [-70/-116]	sable fin à gros	sable fin et argile silteuse	72	7,7	-	Greigert, 1966-b
Darey est (4600)	02°46' 13°36'	-80/-92 [-63/-114]	sable et grès silteux à argileux	grès argileux et argile silteuse	80	10,4	-	Greigert, 1966-b
Gorou Yeyna (26541)	02°47'50 13°38'41	-70/-81 [-65/-120]	sables fins à moyens	silts argileux	4	5,8	7.10^{-3}	BRGM/Dehays, 1990
Guessel Bodi (7876)	02°21' 13°24'	-38/-43 [-25/-44]	sable argileux	argile sableuse et grès argileux	24	1,5	(D)?	Greigert, 1966-b
Hayni Simorou (21156)	02°48' 13°59'	-57/-94 [-37/–104]	silts sableux	silts	4	1,2	1.10^{-2} (D)	BRGM, 1986-a
Kalassi (26326)	02°35' 13°32'	-35/-40 et -46/-52 [-31/-54]	sables fins et moyens	silts argileux et argile	4	20,7	1.10^{-2}	BRGM/Dehays, 1990
Ko Dey (26335)	02°50'63 13°22'71	-67/-78 [-39/-85]	sables fins	silts et silts argileux	4	8,9	2.10^{-2} (D)	BRGM/Dehays, 1990
Kouré (?)	02°34' 13°18'	-47/-53 [-36/-60]	sable fin	sable argileux et argile sableuse	4	1,3	3.10^{-3}	Ofedes, 1996
Loga (26393)	02°34' 13°46'	-40/-46 et -52/-57 [-29/-57]	sables moyens et sables fins	silts argileux et argile silteuse	4	2,8	3.10^{-3}	BRGM/Dehays, 1990
Oura Tondi (26390)	02°27'34 13°47'85	-52/-63 [-52/-63]	silts et sables grossiers	argiles	4	6,9	7.10^{-3} (D)	BRGM/Dehays, 1990

Annexes III-2-B (fin)- Pompages d'essai dans des forages, 1966-96.

forage pompé (n° IRH)	Long. est Lat. nord	prof. crépines (m) [nappe/mur] (m)	lithologie captée	lithologie non-captée	pompage (h)	Qs ($m^3.h^{-1}.m^{-1}$)	$T_{T/J.}$ ($m^2.s^{-1}$)	référence
Oura Tondi (26391)	02°27'25 13°47'88	-52/-63 [-50/-62]	silts et sables grossiers	silts argileux	4	11,0	4.10^{-3}	BRGM/Dehays, 1990
Sakey Kouara Zéno (26359)	02°29' 13°17'	-55/-72 [-54/-72]	sables fins silteux et silts argileux	argile	4	0,5	5.10^{-4}	BRGM/Dehays, 1990
Sourgourou (26352)	02°41' 13°22'	-48/-59 [-39/-73]	sables fins	silts argileux	4	12,7	(D)	BRGM/Dehays, 1990
Sourgourou (26353)	02°41' 13°22'	-52/-63 [-39/-73]	sables fins	silts argileux et argile	4	12,7	2.10^{-2} (D)	BRGM/Dehays, 1990
Sourgourou (26356)	02°41'12 13°22'51	-54/-65 [-41/-75]	sables fins	silts argileux et sables fins	4	13,0	(D)	BRGM/Dehays, 1990
Tollo (26338)	02°43'47 13°20'14	-81/-92 [-64/-100]	sables fins et silteux	silts, silts argileux et argiles	4	1,5	4.10^{-3} (D)	BRGM/Dehays, 1990
Tollo (26339)	02°43'41 13°19'92	-70/-93 [-60/-96]	silts argileux	argiles silteuses	4	2,3	2.10^{-3} (D)	BRGM/Dehays, 1990
Touliel (26357)	02°44'51 13°22'83	-41/-52 [-28/-70]	sables moyens et argiles silteuses	silts argileux	4	8,1	8.10^{-3} (D)	BRGM/Dehays, 1990
Youloua (26329)	02°37'30' 13°32'25	-25/-37 [-22/-40]	sables moyens et silts argileux	silts argileux	4	13,0	1.10^{-2} (D)	BRGM/Dehays, 1990
Zébani Fiti (24967)	02°34'08 13°58'50	-48/-59 [-32/-60]	sables argileux	argile sableuse	3	6,1	1.10^{-2} (D)	BRGM, 1986-b

IRH : Inventaire des Ressources Hydrauliques du Niger. (D) : développement de l'ouvrage au cours du pompage. La méthode appliquée pour déterminer les transmissivités est celle de Theis/Jacob. Les profondeurs sont indiquées par rapport à la surface du sol.

Annexes III-2-C- Pompages d'essai dans des puits (ORSTOM / IRD 1997-99).

puits pompé -n° Hapex- (n° IRH)	Long. est Lat. nord	prof. crépines (m) [nappe/mur] (m)	lithologie captée	hausse* ($m.an^{-1}$)	date de l'essai	pompage (h)	Qs ($m^3.h^{-1}.m^{-1}$)	$T_{T/J}$ ($m^2.s^{-1}$)	T_N ($m^2.s^{-1}$)	K ($m.s^{-1}$)
Banikane domestique -P11- *(puits de pompage)*	02°37'49 13°35'17	-28/-31 [-27/-48]	-	0,16	11.08.97	23	9,0	8.10^{-4}	(2.10^{-3})	2.10^{-4} (5.10^{-4})
Banikane pastoral -P09- *(puits d'observation à 64 m)*	02°37'51 13°35'17	-25/-27 [-25/-46]	-	0,16	11.8.97	-	-	3.10^{-3}	(2.10^{-3})	8.10^{-4} (5.10^{-4})
Barkiawal Béri village** -N03- (727)	02°18'67 13°32'73	-27/-29 [-19/-33]	-	0,30 (F)	23.02.98	72	1,8	1.10^{-4}	(1.10^{-3})	1.10^{-5} (1.10^{-4})
Boggol** -S05- (574)	02°23'92 13°21'26	-18/-25 [-12/-24]	grès argileux	0,30 (F)	27.02.98	50	6,7	1.10^{-3}	(3.10^{-3})	8.10^{-5} (3.10^{-4})
Hamdallay mosquée** -O01- (5836)	02°24'47 13°33'47	-25/-28 [-23/-45]	grès fins silteux	0,27 (F)	21.02.98	26	6,8	7.10^{-4}	(4.10^{-3})	1.10^{-4} (8.10^{-4})
Kafina -K05- (70948)	02°43'98 13°42'85	-51/-54 [-49/-102]	argileuse	0,33	19.09.97	12	< 1,1	6.10^{-5}	(7.10^{-4})	1.10^{-5} (1.10^{-4})
Ko Gorou -N11- (573)	02°14'96 13°32'30	-21/-26 [-16/-26]	-	0,36 (F)	31.05.99	48	5,3	5.10^{-4}	(4.10^{-3})	5.10^{-5} (4.10^{-4})
Kolo Bossey -J04- (9630)	02°35'42 13°44'14	-31/-34 [-28/-58]	-	0,20 (F)	17.09.97	30	5,8	1.10^{-3}	(9.10^{-3})	2.10^{-4} (2.10^{-3})
Lougga -O07-	02°20'62 13°35'03	-36/-38 [-29/-46]	sable et argile sableuse	0,41 (F)	26.05.99	20 (P)	4,2	4.10^{-4}	(4.10^{-3})	4.10^{-5} (4.10^{-4})
Maourey Kouara Zeno -P08- (16758)	02°39'04 13°35'44	-20/-22 [-18/-43]	-	0,23 (F)	19.05.99	48 (P)	5,4	7.10^{-4}	(1.10^{-3})	2.10^{-4} (3.10^{-4})
Wankama sud -P07- (22)	02°38'99 13°39'23	-18/-22 [-14/-52]	-	0.32 (F)	15.09.97	25	7,6	6.10^{-4}	(2.10^{-3})	8.10^{-5} (3.10^{-4})

IRH : Inventaire des Ressources Hydrauliques du Niger. * : Hausse interannuelle de la nappe calculée sur la période 1992-99. $T_{T/J}$: Transmissivité calculée selon la méthode de Theis/Jacob ; T_N : Transmissivité calculée selon la méthode de Neuman (1975). ** : Pompages d'essai d'A. Dodo (Université de Niamey). (F) : Puits à fluctuations piézométriques saisonnières. (P) : Problèmes de stabilité du débit pompé. Les profondeurs sont indiquées en mètres sous la surface du sol.

Annexes III-2-D- Porosités efficaces.

Puits ou forage -n° Hapex- (n° IRH)	Long. est / Lat. nord	prof. crépines (m) [nappe/mur] (m)	lithologie captée	distance (m)	$T_{T/J.}$ ($m^2.s^{-1}$)	T/S modélisée* ($m^2.s^{-1}$)	S (%)
Porosités obtenues par pompage d'essai							
Banikane domestique- P11- *Puits de pompage*	02°37'49 / 13°35'17	-28/-31 [-27/-48]	-	-	8.10^{-4}	-	1
Banikane pastoral -P09- *Puits d'observation*	02°37'51/ 13°35'17	-25/-27 [-25/-46]	-	64	3.10^{-3}		
Banizoumbou (27192) *Forage de pompage*	02°39' / 13°31'	-35/-52 [-20/-47]	sable fin argileux	-	1.10^{-3}	-	15
Banizoumbou ORSTOM -P25- *Forage d'observation*	02°39'68 / 13°31'98	-/- [-19/-44]	-	80	7.10^{-3}		
Porosités obtenues par modélisation en 1D de la diffusivité							
Barkiawal Béri village -N03- (727) *Fluctuations piézométriques "sources"*	02°18'67 / 13°32'73	-27/-29 [-19/-33]	-	-	1.10^{-4}	0,005	2
Barkiawal Béri n°3 -N12- *Fluctuations piézométriques modélisées*	02°18'59 / 13°32'52	-27-28 [-27/-39]	-	400	-		
Hamdallay sud -O03- (729) *Fluctuations piézométriques "sources"*	02°24'54 / 13°33'28	-/-17 [-14/-36]	-	-	-	0,04	2
Hamdallay mosquée -O01- (5836) *Fluctuations piézométriques modélisées*	02°24'47 / 13°33'47	-25/-28 [-23/-45]	grès fins silteux	350	7.10^{-4}		
Wankama P1-P21- ou P2 -P22- *Fluctuations piézométriques "sources"* Wankama P2 -P22- ou P3 -P23- *Fluctuations piézométriques modélisées*	P1 : 02°38'88 / 13°38'99 P2 : 02°38'85 / 13°38'97 P3 : 02°38'80 / 13°38'97	-/- [-17/-54] -/- [-18/-55] -/- [-20/-56]	- - -	W.P1-W.P2 : 50 W.P2-W.P3 : 100	- - -	0,06	1
Wankama sud -P07- (22)	02°38'99 / 13°39'23	-18/-22 [-14/-52]	-	W.P1-W.sud : 500	6.10^{-4}	-	-

IRH : Inventaire des Ressources Hydrauliques du Niger. $T_{T/J.}$: Transmissivités calculées selon la méthode de Theis/Jacob (*cf* Tabl. III-2-B et III-2-C). * : modélisation sur la période 1992-99. S : Porosité efficace. Les profondeurs sont indiquées en mètres sous la surface du sol.

Annexes IV-1-A- Chimie des ions majeurs (ORSTOM / IRD 1991-99).

puits -n° Hapex-	date pr. jj.mm.aa	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	labo.	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	NO_3^{-}	SO_4^{2-}	Si	m. i.	B.	f. Piper
						mg.L^{-1} [meq.L^{-1}]								mg.L^{-1}		%	
puits à fluctuations piézométriques saisonnières et/ou avec tritium																	
Banikane domestique -P11-	11.08.97	32,3	112	5,93	Ci.	6,05 [0,30]	0,48 [0,04]	11,17 [0,49]	2,54 [0,06]	18,30 [0,30]	1,50 [0,04]	31,80 [0,51]	0,99 [0,02]	7,92	73	2	ni./so.
Banikane domestique -P11-	12.08.97	31,3	77	5,10	Ci.	2,06 [0,10]	0,35 [0,03]	10,73 [0,47]	2,06 [0,05]	6,10 [0,10]	1,31 [0,04]	32,20 [0,52]	0,54 [0,01]	7,28	55	-3	ni./so.
Bani Kossey village* (F) -K03-	14.04.92	30,0	257	6,05	Or.	1,28 [0,06]	3,52 [0,29]	27,95 [1,22]	3,83 [0,10]	18,30 [0,30]	8,86 [0,25]	83,70 [1,35]	0,00 [0,00]	7,47	147	-13	ni./so.
Banizoumbou école -P15-	06.09.93	-	67	5,65	Or.	4,22 [0,21]	0,57 [0,05]	5,87 [0,26]	1,06 [0,03]	10,37 [0,17]	2,02 [0,06]	18,79 [0,30]	0,62 [0,01]	7,48	43	-1	ni./so.
Banizoumbou mosquée -P16-	06.09.93	-	230	5,75	Or.	13,00 [0,65]	4,07 [0,34]	17,27 [0,75]	1,45 [0,04]	9,76 [0,16]	5,32 [0,15]	81,10 [1,31]	0,00 [0,00]	7,66	132	9	ni./so.
Boggol -S05-	04.09.93	-	847	6,15	Or.	65,80 [3,29]	28,55 [2,35]	37,28 [1,62]	43,40 [1,11]	80,22 [1,32]	57,96 [1,64]	195,61 [3,16]	96,48 [2,01]	8,48	605	3	ni./ca.
Bokossay domestique -U12-	16.12.91	-	50	5,81	Or.	1,42 [0,07]	0,22 [0,02]	5,61 [0,24]	0,82 [0,02]	9,76 [0,16]	2,34 [0,07]	8,74 [0,14]	0,58 [0,01]	8,30	29	-7	bi./so.
Bokossay domestique -U12-	13.04.92	31,7	51	6,20	Or.	1,80 [0,09]	0,37 [0,03]	6,90 [0,30]	2,35 [0,06]	18,30 [0,30]	3,55 [0,10]	4,96 [0,08]	0,00 [0,00]	7,50	38	0	bi./so.
Boktili (F) -O19-	31.01.97	-	74	5,46	Ci	2,83 [0,14]	0,20 [0,02]	8,75 [0,38]	0,60 [0,02]	15,86 [0,26]	1,17 [0,03]	15,19 [0,25]	0,81 [0,02]	7,51	45	0	bi./so.
Dey Tegui domestique -U09-	16.12.91	-	234	6,70	Or.	11,98 [0,60]	4,85 [0,40]	14,44 [0,63]	0,31 [0,01]	7,93 [0,13]	6,98 [0,20]	68,20 [1,10]	1,87 [0,04]	7,53	117	11	ni./so.
Dey Tegui kori -D03-	17.12.91	-	189	5,73	Or.	10,04 [0,50]	2,90 [0,24]	15,48 [0,67]	0,94 [0,02]	6,71 [0,11]	4,04 [0,11]	73,22 [1,18]	1,54 [0,03]	6,79	115	0	ni./so.
Dey Tegui kori -D03-	10.04.92	29,5	185	6,55	Or.	10,18 [0,51]	1,97 [0,16]	14,12 [0,61]	1,72 [0,04]	17,08 [0,28]	2,45 [0,07]	59,40 [0,96]	5,18 [0,11]	6,97	112	-6	ni./so.
Dey Tegui pastoral -D02-	17.12.91	-	186	5,98	Or.	13,82 [0,69]	2,37 [0,20]	14,44 [0,63]	1,76 [0,05]	35,38 [0,58]	4,04 [0,11]	58,90 [0,95]	1,58 [0,03]	7,11	132	-7	ni./ca.

Annexes IV-1-A (suite)- Chimie des ions majeurs (ORSTOM / IRD 1991-99).

puits -n° Hapex-	date pr. jj.mm.aa	T. ter. °C	cond. ter. μS.cm^{-1}	pH ter.	labo.	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	NO_3^{-}	SO_4^{2-}	Si	m. i.	B. %	f. Piper
						mg.L^{-1} [meq.L^{-1}]								mg.L^{-1}			
Dey Tegui pastoral -D02-	10.04.92	29,4	152	6,47	Or.	10,12 [0,51]	3,22 [0,27]	19,50 [0,85]	6,49 [0,17]	50,63 [0,83]	6,13 [0,17]	42,84 [0,69]	4,32 [0,09]	7,25	143	0	bi./so.
Dey Tegui pastoral -U08-	16.12.91	-	208	6,61	Or.	6,80 [0,34]	1,58 [0,13]	26,45 [1,15]	5,08 [0,13]	11,59 [0,19]	12,51 [0,35]	53,01 [0,86]	1,73 [0,04]	9,20	119	20	ni./so.
Fetobokki Peul* (F) -O16-	06.06.97	-	204	5,76	Ci.	11,18 [0,56]	2,83 [0,23]	18,25 [0,79]	6,27 [0,16]	18,30 [0,30]	12,89 [0,36]	63,24 [1,02]	1,68 [0,04]	11,37	135	2	ni./so.
Gadabo (*?) -H08-	16.04.92	30,1	267	6,47	Or.	10,00 [0,50]	2,92 [0,24]	32,20 [1,40]	2,97 [0,08]	12,20 [0,20]	12,76 [0,36]	130,20 [2,10]	0,00 [0,00]	8,90	203	-18	ni./so.
Garbey Tombo ptc* -J06-	19.12.91	-	90	6,87	Or.	2,82 [0,14]	0,77 [0,06]	10,72 [0,47]	2,15 [0,06]	17,08 [0,28]	6,63 [0,19]	14,69 [0,24]	0,58 [0,01]	7,98	55	1	bi./so.
Goguieize Kouara pastoral* -P01-	14.04.92	29,8	59	6,00	Or.	4,12 [0,21]	0,74 [0,06]	4,78 [0,21]	1,92 [0,05]	25,01 [0,41]	1,84 [0,05]	2,85 [0,05]	1,34 [0,03]	7,55	43	-2	bi./so.-ca.
Guessel Bodi* -S02-	08.01.93	-	322	5,50	Un.	18,40 [0,92]	7,80 [0,64]	8,51 [0,37]	12,55 [0,32]	5,98 [0,10]	20,99 [0,59]	75,27 [1,21]	16,99 [0,35]	-	166	0	ni./ca.
Guileyni -U10-	19.12.91	-	276	6,91	Or.	20,10 [1,01]	8,14 [0,67]	6,58 [0,29]	9,42 [0,24]	6,10 [0,10]	2,77 [0,08]	110,55 [1,78]	0,00 [0,00]	11,09	164	12	ni/ca.
Hamdallay mosquée -O01-	14.04.92	29,7	104	5,80	Or.	3,40 [0,17]	0,75 [0,06]	13,80 [0,60]	1,17 [0,03]	10,37 [0,17]	3,55 [0,10]	32,92 [0,53]	0,00 [0,00]	7,88	66	7	ni./so.
Hamdallay mosquée -O01-	08.01.93	-	103	5,90	Un.	2,40 [0,12]	1,42 [0,12]	12,49 [0,54]	1,21 [0,03]	10,98 [0,18]	3,51 [0,10]	28,71 [0,46]	1,01 [0,02]	-	62	6	ni./so.
Hamdallay sud* -O03-	01.12.91	-	248	6,80	Or.	15,42 [0,77]	3,66 [0,30]	17,60 [0,77]	5,47 [0,14]	20,74 [0,34]	15,28 [0,43]	55,99 [0,90]	9,22 [0,19]	12,81	143	6	ni./ca.-so.
Karbanga* -Q02-	16.12.91	-	105	6,05	Or.	7,24 [0,36]	1,97 [0,16]	4,88 [0,21]	0,51 [0,01]	20,13 [0,33]	4,18 [0,12]	21,33 [0,34]	0,86 [0,02]	6,08	61	-8	ni.bi./ca.
Ko Gorou (F) -N11-	30.01.97	-	136	6,00	Ci.	12,38 [0,62]	2,37 [0,20]	7,18 [0,31]	1,73 [0,04]	18,30 [0,30]	7,83 [0,22]	37,73 [0,61]	2,22 [0,05]	10,40	90	0	ni./ca.
Ko Kouarey Peul -S04-	08.01.93	-	158	5,50	Un.	7,80 [0,39]	3,74 [0,31]	8,69 [0,38]	1,02 [0,03]	8,72 [0,14]	5,49 [0,16]	46,00 [0,74]	0,00 [0,00]	-	81	6	ni./ca.so.

Annexes IV-1-A (suite)- Chimie des ions majeurs (ORSTOM / IRD 1991-99).

puits -n° Hapex-	date pr. jj.mm.aa	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	labo.	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	NO_3^{-}	SO_4^{2-}	Si	m. i.	B. %	f. Piper
						mg.L^{-1} [meq.L^{-1}]								mg.L^{-1}			
Kolo Diogono -J05-	31.07.97	29,3	299	6,09	Ci.	13,66 [0,68]	2,87 [0,24]	17,45 [0,76]	20,94 [0,54]	28,06 [0,46]	4,34 [0,12]	94,59 [1,53]	1,26 [0,03]	8,39	183	4	ni./so.
Loga -J03-	10.09.93	-	1485	5,70	Or.	104,88 [5,24]	42,42 [3,49]	156,01 [6,78]	1,96 [0,05]	26,84 [0,44]	103,16 [2,91]	449,00 [7,24]	237,84 [4,96]	8,44	1122	0	ni.-su./so.
Loga Kolo Tassi -J02-	17.12.91	-	375	6,10	Or.	11,88 [0,59]	4,52 [0,37]	43,40 [1,89]	3,17 [0,08]	28,67 [0,47]	16,09 [0,45]	4,28 [0,07]	89,95 [1,87]	8,88	202	2	su./so.
Lougga* (F) -O07-	06.06.97	-	290	5,80	Ci.	10,07 [0,50]	3,01 [0,25]	38,03 [1,65]	1,79 [0,05]	15,86 [0,26]	13,22 [0,37]	95,75 [1,54]	1,44 [0,03]	8,61	179	10	ni./so.
Maourey Kouara Zeno (F) -P08-	01.08.97	29,2	(1)78 ?	5,96	Ci.	4,57 [0,23]	0,35 [0,03]	11,44 [0,50]	1,25 [0,03]	23,18 [0,38]	6,04 [0,17]	3,81 [0,06]	7,17 [0,15]	9,40	58	3	bi./so.
Maourey Tokobinkani* -Q01-	08.08.97	29,6	70	5,72	Ci.	3,89 [0,19]	0,43 [0,04]	8,70 [0,38]	0,91 [0,02]	15,86 [0,26]	2,25 [0,06]	15,72 [0,25]	2,01 [0,04]	10,65	50	2	bi.-ni./so.
Nine Founo -K04-	14.04.92	30,0	241	5,62	Or.	12,00 [0,60]	3,65 [0,30]	34,50 [1,50]	1,96 [0,05]	17,69 [0,29]	6,74 [0,19]	128,34 [2,07]	0,00 [0,00]	7,04	205	-4	ni./so.
Nine Founo -K04-	14.01.93	-	272	6,10	Un.	16,00 [0,80]	3,65 [0,30]	27,99 [1,22]	0,70 [0,02]	27,51 [0,45]	12,48 [0,35]	88,04 [1,42]	0,00 [0,00]	-	176	5	ni./so.
Tiou Dawa -S06-	08.01.93	-	80	6,20	Un.	5,00 [0,25]	2,03 [0,17]	4,00 [0,17]	1,02 [0,03]	9,03 [0,15]	3,51 [0,10]	23,99 [0,39]	1,01 [0,02]	-	50	-6	ni./ca.
Tondi Kiboro -Q07-	19.12.91	-	110	6,43	Or.	6,44 [0,32]	1,28 [0,11]	9,18 [0,40]	1,25 [0,03]	15,25 [0,25]	2,06 [0,06]	34,10 [0,55]	2,16 [0,05]	6,68	72	-5	ni./so.
Tondi Kiboro -Q07-	24.08.97	31,3	115	6,29	Ci.	8,38 [0,42]	1,18 [0,10]	9,90 [0,43]	1,56 [0,04]	11,59 [0,19]	1,88 [0,05]	42,82 [0,69]	1,11 [0,02]	7,26	78	3	ni./so.-ca.
Wankama nord -P06-	06.09.93	-	320	6,35	Or.	6,78 [0,34]	0,43 [0,04]	53,59 [2,33]	1,96 [0,05]	32,94 [0,54]	54,95 [1,55]	21,70 [0,35]	12,58 [0,26]	11,72	185	2	ch./so.
Zouragane -J01-	17.04.92	29,6	76	5,80	Or.	3,42 [0,17]	0,77 [0,06]	9,20 [0,40]	2,66 [0,07]	24,40 [0,40]	6,03 [0,17]	1,24 [0,02]	6,24 [0,13]	6,57	54	-3	bi./so.

Statistiques descriptives des puits, 22 valeurs (puits non-inondables ; pour les puits à plusieurs analyses, la minéralisation minimale a été retenue. Les puits de Loga -J02 et J03- ne sont pas pris en compte en raison de leurs singularités).

Annexes IV-1-A (suite)- Chimie des ions majeurs (ORSTOM / IRD 1991-99).

puits -n° Hapex-	date pr. jj.mm.aa	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	labo.	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	NO_3^{-}	SO_4^{2-}	Si	m. i.	B. %	f. Piper
									$mg.L^{-1}$ [meq.L^{-1}]					$mg.L^{-1}$			
médiane	-	29,6	182	6,05	-	7,30 [0,37]	2,00 [0,16]	11,96 [0,52]	1,58 [0,04]	13,73 [0,23]	4,83 [0,14]	41,87 [0,68]	1,13 [0,02]	7,98	101	-	-
moyenne	-	29,8	202	6,07	-	10,94 [0,55]	3,39 [0,28]	16,13 [0,70]	4,74 [0,12]	19,12 [0,31]	9,90 [0,28]	55,08 [0,89]	6,50 [0,14]	8,37	126	-	-
écart-type	-	0,8	167	0,44	-	13,26 [0,66]	5,93 [0,49]	12,29 [0,53]	9,72 [0,25]	16,20 [0,27]	15,47 [0,44]	47,16 [0,76]	20,33 [0,42]	1,50	120	-	-
valeur minimale	-	29,2	50	5,10	-	1,42 [0,07]	0,20 [0,02]	4,00 [0,17]	0,31 [0,01]	6,10 [0,10]	1,17 [0,03]	1,24 [0,02]	0,00 [0,00]	6,57	29	-	-
valeur maximale	-	31,3	847	6,91	-	65,80 [3,29]	28,55 [2,35]	53,59 [2,33]	43,40 [1,11]	80,22 [1,32]	57,96 [1,64]	195,61 [3,16]	96,48 [2,01]	11,72	605	-	-
puits sans fluctuation piézométrique saisonnière ni tritium																	
Agharous* -L01-	16.12.91	-	118	7,16	Or.	5,52 [0,28]	1,25 [0,10]	10,88 [0,47]	2,82 [0,07]	18,30 [0,30]	3,33 [0,09]	28,40 [0,46]	0,67 [0,01]	7,13	71	6	ni./so.
Agharous* -L01-	14.04.92	29,9	94	5,76	Or.	4,20 [0,21]	0,97 [0,08]	8,97 [0,39]	2,82 [0,07]	12,20 [0,20]	3,90 [0,11]	24,99 [0,40]	0,00 [0,00]	6,63	58	5	ni./so.
Aname -P27-	01.08.97	30,6	107	6,14	Ci.	8,03 [0,40]	1,48 [0,12]	2,15 [0,09]	4,73 [0,12]	41,48 [0,68]	4,36 [0,12]	0,00 [0,00]	1,50 [0,03]	8,03	64	-12	bi./ca.
Baba Kaïna Kouara (* ?) -H01-	16.04.92	31,9	70	6,59	Or.	5,60 [0,28]	1,39 [0,11]	14,26 [0,62]	2,31 [0,06]	26.84 [0,44]	1,77 [0,05]	37,82 [0,61]	1,92 [0,04]	7,69	92	-6	ni./so.
Balal Sagui -T03-	21.04.98	32,7	30	5,48	Ci.	4,51 [0,23]	0,24 [0,02]	0,80 [0,03]	0,70 [0,02]	17,20 [0,28]	0,40 [0,01]	0,04 [0,00]	0,51 [0,01]	6,83	24	-2	bi./ca.
Baleyara Tabla -K01-	17.12.91	-	31	5,70	Or.	2,22 [0,11]	0,56 [0,05]	0,46 [0,02]	0,66 [0,02]	10,98 [0,18]	0,64 [0,02]	1,86 [0,03]	1,44 [0,03]	6,36	19	-28	bi./ca.
Bangou Bobo (* ?) -I02-	10.04.92	31,7	96	-	Or.	7,52 [0,38]	1,69 [0,14]	5,70 [0,25]	2,11 [0,05]	8,24 [0,14]	1,77 [0,05]	38,19 [0,62]	1,01 [0,02]	9,45	66	-1	ni./ca.
Bani Koubey -Q11-	20.04.98	31,3	43	5,40	Ci.	2,31 [0,12]	0,41 [0,03]	2,78 [0,12]	2,07 [0,05]	13,18 [0,22]	4,68 [0,13]	1,28 [0,02]	0,69 [0,01]	7,29	27	-17	bi./so.-ca.
Birni Fantora -I09-	17.04.92	29,6	91	6,08	Or.	4,84 [0,24]	1,22 [0,10]	7,64 [0,33]	1,96 [0,05]	15,56 [0,26]	2,94 [0,08]	21,33 [0,34]	0,00 [0,00]	6,63	55	6	ni./so.

Annexes IV-1-A (suite)- Chimie des ions majeurs (ORSTOM / IRD 1991-99).

puits -n° Hapex-	date pr. jj.mm.aa	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	labo.	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	NO_3^{-}	SO_4^{2-}	Si	m. i.	B. %	f. Piper
						mg.L^{-1} [meq.L^{-1}]								mg.L^{-1}			
Birni Kolondia 2B. -I06- ?	17.04.92	30,3	53	5,65	Or.	6,00 [0,30]	0,63 [0,05]	3,17 [0,14]	0,98 [0,03]	23,79 [0,39]	1,81 [0,05]	5,08 [0,08]	0,00 [0,00]	6,84	41	-2	bi./ca.
Birni Kolondia 2B. -I06-	31.07.97	29,9	52	6,27	Ci.	4,67 [0,23]	0,59 [0,05]	3,08 [0,13]	0,09 [0,00]	23,18 [0,38]	2,17 [0,06]	0,00 [0,00]	2,58 [0,05]	7,04	36	-17	bi./ca.
Birni Kolondia mare* -I07-	17.04.92	29,9	688	6,50	Or.	61,20 [3,06]	21,14 [1,74]	21,85 [0,95]	4,69 [0,12]	35,99 [0,59]	35,91 [1,01]	252,09 [4,07]	0,00 [0,00]	7,36	433	3	ni./ca.
Birni Kolondia mare* -I07-	31.07.97	31,0	448	6,27	Ci.	37,82 [1,89]	12,08 [0,99]	18,08 [0,79]	3,04 [0,08]	40,26 [0,66]	24,00 [0,68]	141,40 [2,28]	2,37 [0,05]	7,97	279	2	ni./ca.
Birni Kolondia projet -I08-	31.07.97	30,6	117	6,40	Ci.	10,82 [0,54]	0,76 [0,06]	2,94 [0,13]	1,64 [0,04]	42,70 [0,70]	6,04 [0,17]	0,00 [0,00]	3,12 [0,07]	7,88	68	-19	bi./ca.
Birnin Lafia -J12-	29.07.97	31,7	97	5,74	Ci.	4,76 [0,24]	2,61 [0,21]	20,10 [0,87]	3,52 [0,09]	9,15 [0,15]	25,86 [0,73]	14,26 [0,23]	12,00 [0,25]	7,11	92	4	ch./so.
Boula Darey -Q04-	16.12.91	-	36	5,88	Or.	3,12 [0,16]	0,41 [0,03]	0,69 [0,03]	3,40 [0,09]	12,81 [0,21]	2,66 [0,08]	2,85 [0,05]	1,78 [0,04]	6,31	28	-18	bi./ca.
Boundoubare (F) -O04-	27.06.97	30,2	74	6,17	Ci.	3,45 [0,17]	1,09 [0,09]	5,64 [0,25]	7,54 [0,19]	28,06 [0,46]	5,36 [0,15]	3,45 [0,06]	0,78 [0,02]	8,31	55	2	bi./so.
Boundou Simti 1 -R05-	16.12.91	-	122	5,98	Or.	7,18 [0,36]	1,54 [0,13]	8,88 [0,39]	4,26 [0,11]	24,40 [0,40]	4,40 [0,12]	27,03 [0,44]	1,78 [0,04]	8,14	79	-2	ni./so.
Boundou Simti 1 -R05-	13.04.92	30,5	106	5,82	Or.	5,80 [0,29]	1,28 [0,11]	9,43 [0,41]	4,89 [0,13]	21,35 [0,35]	4,29 [0,12]	26,10 [0,42]	0,00 [0,00]	8,18	73	4	ni./so.
Boundou Warou -Q05-	16.12.91	-	40	5,63	Or.	2,60 [0,13]	0,51 [0,04]	1,84 [0,08]	0,98 [0,03]	14,64 [0,24]	0,82 [0,02]	2,48 [0,04]	0,82 [0,02]	5,96	25	-14	bi./ca.
Ciminti Koukou -Q15-	20.04.98	32,1	39	5,45	Ci.	2,82 [0,14]	0,40 [0,03]	2,03 [0,09]	1,69 [0,04]	14,27 [0,23]	1,20 [0,03]	1,06 [0,02]	0,57 [0,01]	7,03	24	3	bi./ca.-so.
Dantiandou Tegui -P10-	01.08.97	30,2	93	6.00	Ci.	3,89 [0,19]	0,37 [0,03]	2,06 [0,09]	0,32 [0,01]	18,30 [0,30]	1,83 [0,05]	1,24 [0,02]	1,08 [0,02]	6,94	29	-20	bi./ca.
Dar El Salam pastoral -D08-	17.12.91	-	56	5,91	Or.	6,08 [0,30]	0,39 [0,03]	1,10 [0,05]	0,82 [0,02]	24,40 [0,40]	1,88 [0,05]	1,92 [0,03]	1,68 [0,04]	7,53	38	-25	bi./ca.

Annexes IV-1-A (suite)- Chimie des ions majeurs (ORSTOM / IRD 1991-99).

puits -n° Hapex-	date pr. jj.mm.aa	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	labo.	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	NO_3^{-}	SO_4^{2-}	Si	m. i.	B. %	f. Piper
						mg.L^{-1} [meq.L^{-1}]								mg.L^{-1}			
Dar El Salam pastoral -D08-	10.04.92	30,9	34	6.39	Or.	2,92 [0,15]	0,61 [0,05]	2,30 [0,10]	2,78 [0,07]	17,69 [0,29]	1,70 [0,05]	2,48 [0,04]	0,00 [0,00]	7,22	30	-3	bi./ca.
Dar El Salam pastoral -D08-	10.09.93	-	80	-	Or.	12,24 [0,61]	0,79 [0,07]	1,70 [0,07]	2,11 [0,05]	46,36 [0,76]	2,09 [0,06]	0,25 [0,00]	0,77 [0,02]	7,38	66	-4	bi./ca.
Datche -K12-	16.04.98	32,0	35	5,97	Ci.	4,38 [0,22]	0,64 [0,05]	2,09 [0,09]	1,87 [0,05]	20,62 [0,34]	2,40 [0,07]	0,40 [0,01]	0,81 [0,02]	6,79	33	-4	bi./ca.
Djoure -K02-	14.04.92	31,9	62	5,77	Or.	3,00 [0,15]	0,61 [0,05]	4,60 [0,20]	1,09 [0,03]	12,81 [0,21]	0,92 [0,03]	12,40 [0,20]	0,00 [0,00]	5,94	35	-2	bi./so.
Falanga -U15-	13.04.92	30,3	27	5,75	Or.	2,52 [0,13]	0,33 [0,03]	2,99 [0,13]	1,64 [0,04]	13,42 [0,22]	2,84 [0,08]	2,48 [0,04]	0,00 [0,00]	7,03	26	-5	bi./so.
Fetokadie -T05-	16.12.91	-	70	6,40	Or.	3,06 [0,15]	0,51 [0,04]	6,97 [0,30]	0,98 [0,03]	12,20 [0,20]	3,16 [0,09]	14,76 [0,24]	1,87 [0,04]	6,96	43	-8	ni./so.
Fetokadie -T05-	08.01.93	-	70	5,80	Un.	1,20 [0,06]	1,22 [0,10]	6,60 [0,29]	3,40 [0,09]	10,98 [0,18]	2,48 [0,07]	20,71 [0,33]	0,00 [0,00]	-	47	-9	ni./so.
Gassan Kournie -T01-	16.12.91	-	40	5,60	Or.	2,18 [0,11]	0,30 [0,03]	2,67 [0,12]	1,92 [0,05]	13,42 [0,22]	1,84 [0,05]	0,81 [0,01]	0,86 [0,02]	7,40	24	-1	bi./so.
Hayni Simorou village -E01-	09.09.93	-	45	5,65	Or.	4,36 [0,22]	0,84 [0,07]	2,37 [0,10]	2,42 [0,06]	12,81 [0,21]	2,98 [0,08]	10,54 [0,17]	0,00 [0,00]	6,65	36	-3	bi./ca.
Kafina -K05-	14.04.92	31,3	267	6,72	Or.	32,20 [1,61]	5,49 [0,45]	6,12 [0,27]	8,56 [0,22]	139,08 [2,28]	8,19 [0,23]	5,58 [0,09]	0,96 [0,02]	8,28	206	-3	bi./ca.
Katanga pastoral -Q06-	05.08.91	-	206	5,52	Or.	15,80 [0,79]	4,62 [0,38]	5,06 [0,22]	1,88 [0,05]	9,15 [0,15]	4,25 [0,12]	64,17 [1,04]	1,68 [0,04]	6,51	107	7	ni./ca.
Kida Bazagaïze latérite -P24-	14.04.92	30,0	39	6,15	Or.	2,54 [0,13]	0.28 [0,02]	3,08 [0,13]	0,82 [0,02]	15,25 [0,25]	1,84 [0,05]	0,00 [0,00]	0,29 [0,01]	6,60	24	-1	bi./so.
Kiran Fandou Béri -I03-	17.04.92	30,3	63	6,25	Or.	2,28 [0,11]	0,36 [0,03]	3,68 [0,16]	3,13 [0,08]	15,25 [0,25]	2,84 [0,08]	2,48 [0,04]	0,96 [0,02]	7,19	31	-2	bi./so.
Kirib -E07-	10.09.93	-	130	6,30	Or.	21,36 [1,07]	1,40 [0,12]	1,27 [0,06]	2,50 [0,06]	71,98 [1,18]	3,90 [0,11]	2,54 [0,04]	5,76 [0,12]	8,32	111	-11	bi./ca.

Annexes IV-1-A (suite)- Chimie des ions majeurs (ORSTOM / IRD 1991-99).

puits -n° Hapex-	date pr. jj.mm.aa	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	labo.	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	NO_3^{-}	SO_4^{2-}	Si	m. i.	B.	f. Piper
						mg.L^{-1} [meq.L^{-1}]								mg.L^{-1}		%	
Kirib Béri -E04-	10.09.93	-	90	6,65	Or.	11,72 [0,59]	0,90 [0,07]	2,67 [0,12]	2,62 [0,07]	43,92 [0,72]	5,46 [0,15]	0,99 [0,02]	1,73 [0,04]	6,99	70	-9	bi./ca.
Koberi Kouara pastoral (F) -O11-	14.04.92	30,2	57	5,91	Or.	4,42 [0,22]	0,51 [0,04]	4,69 [0,20]	1,37 [0,04]	18,91 [0,31]	1,42 [0,04]	11,16 [0,18]	0,00 [0,00]	7,13	42	-5	bi./ca.
Kokorbe Bangou -C02-	12.08.91	-	50	5,76	Or.	3,46 [0,17]	0,54 [0,04]	1,96 [0,09]	2,70 [0,07]	14,03 [0,23]	1,77 [0,05]	6,82 [0,11]	1,34 [0,03]	6,56	33	-12	bi./ca.
Kokorbe Bangou -C02-	16.04.92	31,3	45	6,37	Or.	2,88 [0,14]	0,63 [0,05]	2,76 [0,12]	3,09 [0,08]	21,35 [0,35]	1,17 [0,03]	1,43 [0,02]	0,00 [0,00]	7,49	33	-3	bi./ca.-so.
Koma Koukou -T02-	19.12.91	-	25	5,78	Or.	1,90 [0,10]	0,22 [0,02]	2,14 [0,09]	1,13 [0,03]	10,98 [0,18]	1,06 [0,03]	1,61 [0,03]	1,73 [0,04]	6,41	21	-15	bi./ca.-so.
Koma Koukou -T02-	21.04.98	31,8	45	5,48	Ci.	1,56 [0,08]	0,27 [0,02]	1,96 [0,09]	1,92 [0,05]	9,88 [0,16]	1,80 [0,05]	0,04 [0,00]	0,96 [0,02]	6,52	18	0	bi./so.-ca.
Koma Koukou -T02-	27.03.99	-	21	6,10	Ci.	2,41 [0,12]	0,34 [0,03]	1,69 [0,07]	0,94 [0,02]	13,73 [0,23]	2,02 [0,06]	0,58 [0,01]	1,06 [0,02]	8,31	23	-24	bi./ca.
Kouabiri Kouara -J20-	29.07.97	31,9	43	5,67	Ci.	1,34 [0,07]	0,53 [0,04]	3,42 [0,15]	1,48 [0,04]	10,98 [0,18]	2,06 [0,06]	3,85 [0,06]	1,32 [0,03]	6,93	25	-10	bi./so.
Kountche treuil -P03-	16.04.98	30,3	75	5,92	Ci.	8,56 [0,43]	0,54 [0,04]	2,23 [0,10]	2,60 [0,07]	31,72 [0,52]	3,18 [0,09]	2,35 [0,04]	2,04 [0,04]	7,67	53	-8	bi./ca.
Maourey -F04-	17.02.93	-	240	-	Un.	26,00 [1,30]	14,18 [1,17]	25,00 [1,09]	5,00 [0,13]	97,48 [1,60]	15,99 [0,45]	87,98 [1,42]	11,52 [0,24]	-	283	-1	bi.-ni./ca.
Marafa Kouara -D05-	10.04.92	30,2	132	6,29	Or.	1,96 [0,10]	0,36 [0,03]	1,84 [0,08]	0,82 [0,02]	10,98 [0,18]	1,63 [0,05]	2,17 [0,04]	0,00 [0,00]	6,54	20	-13	bi./ca.
Oura Tondi -I01-	10.04.92	30,7	43	6,15	Or.	2,24 [0,11]	0,36 [0,03]	3,96 [0,17]	1,96 [0,05]	11,59 [0,19]	1,45 [0,04]	5,89 [0,10]	1,44 [0,03]	7,28	29	2	bi./so.
Oura Tondi -I01-	14.01.93	-	43	6,10	Un.	5,60 [0,28]	0,81 [0,07]	4,60 [0,20]	0,86 [0,02]	20,98 [0,34]	3,55 [0,10]	9,55 [0,15]	2,50 [0,05]	-	48	-13	bi./ca.
Oura Tondi chloé* -B10-	17.12.91	-	435	6,03	Or.	16,30 [0,82]	4,65 [0,38]	58,40 [2,54]	1,72 [0,04]	9,15 [0,15]	2,38 [0,07]	201,13 [3,24]	2,16 [0,05]	7,09	296	8	ni./so.

Annexes IV-1-A (suite)- Chimie des ions majeurs (ORSTOM / IRD 1991-99).

puits -n° Hapex-	date pr. jj.mm.aa	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	labo.	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	NO_3^{-}	SO_4^{2-}	Si	m. i.	B. %	f. Piper
						mg.L^{-1} [meq.L^{-1}]								mg.L^{-1}			
Oura Tondi chloé* -B10-	21.04.92	31,6	501	6,19	Or.	19,20 [0,96]	5,59 [0,46]	59,04 [2,57]	2,39 [0,06]	16,47 [0,27]	5,32 [0,15]	198,71 [3,21]	3,94 [0,08]	7,06	311	9	ni./so.
Teko Baba Kouara -D01-	17.12.91	-	36	6,19	Or.	2,26 [0,11]	0,37 [0,03]	0,44 [0,02]	0,98 [0,03]	7,32 [0,12]	1,42 [0,04]	2,98 [0,05]	1,97 [0,04]	5,81	18	-28	bi./ca.
Teko Baba Kouara -D01-	10.04.92	29,2	45	6,29	Or.	4,64 [0,23]	1,03 [0,09]	2,76 [0,12]	2,35 [0,06]	17,69 [0,29]	1,88 [0,05]	8,68 [0,14]	1,01 [0,02]	7,42	40	-1	bi./ca.
Teko Baba Kouara -D01-	28.04.98	31,0	32	5,43	Ci.	2,26 [0,11]	0,45 [0,04]	1,42 [0,06]	2,42 [0,06]	8,54 [0,14]	1,20 [0,03]	4,21 [0,07]	0,99 [0,02]	6,84	22	4	bi./ca.
Teko Baba Kouara -D01-	05.04.99	-	42	6,06	Ci.	3,05 [0,15]	1,02 [0,08]	1,70 [0,07]	4,72 [0,12]	21,66 [0,36]	3,43 [0,10]	0,49 [0,01]	1,68 [0,04]	7,70	38	-14	bi./ca.
Tidrika sud route -K14-	28.04.98	32,5	32	5,54	Ci.	2,00 [0,10]	0,40 [0,03]	1,83 [0,08]	2,20 [0,06]	9,03 [0,15]	2,00 [0,06]	1,86 [0,03]	0,48 [0,01]	7,22	20	9	bi./ca.-so.
Tigo Tegui -Q08-	16.12.91	-	60	6,02	Or.	3,54 [0,18]	0,67 [0,06]	3,75 [0,16]	5,12 [0,13]	14,64 [0,24]	2,94 [0,08]	8,62 [0,14]	1,73 [0,04]	6,86	41	5	bi./so.-ca.
Tigo Zeno -U05-	16.12.91	-	150	6,30	Or.	7,52 [0,38]	2,05 [0,17]	11,41 [0,50]	3,17 [0,08]	12,81 [0,21]	10,56 [0,30]	38,81 [0,63]	0,43 [0,01]	8,13	87	-2	ni./so.
Tiloa Kaïna -C01-	16.04.92	30,7	52	6,44	Or.	3,04 [0,15]	0,81 [0,07]	3,45 [0,15]	3,44 [0,09]	25,62 [0,42]	1,35 [0,04]	0,00 [0,00]	0,00 [0,00]	6,85	38	0	bi./so.-ca.
Tollo -X01-	09.04.92	31,9	25	6,26	Or.	4,80 [0,24]	0,41 [0,03]	2,30 [0,10]	1,60 [0,04]	20,13 [0,33]	1,84 [0,05]	1,55 [0,03]	1,87 [0,04]	6,92	35	-7	bi./ca.
Tondi Banda -D04-	10.04.92	28,5	60	6,21	Or.	9,46 [0,47]	2,79 [0,23]	5,98 [0,26]	3,44 [0,09]	22,57 [0,37]	1,77 [0,05]	35,03 [0,57]	2,21 [0,05]	9,15	83	2	ni./ca.
Touloua Kouarey -U07-	19.12.91	-	52	6,53	Or.	4,80 [0,24]	0,40 [0,03]	1,54 [0,07]	3,01 [0,08]	22,57 [0,37]	2,38 [0,07]	1,61 [0,03]	1,49 [0,03]	7,22	38	-17	bi./ca.
Statistiques descriptives des puits, 45 valeurs (puits non-inondables ; pour les puits à plusieurs analyses, la minéralisation minimale a été retenue) :																	

Annexes IV-1-A (suite)- Chimie des ions majeurs (ORSTOM / IRD 1991-99).

puits ou forage n° Hapex- (n° IRH)	date pr. jj.mm.aa	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	labo.	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	NO_3^{-}	SO_4^{2-}	Si	m. i.	B.	f. Piper
						mg.L^{-1} [meq.L^{-1}]								mg.L^{-1}		%	
médiane	-	30,8	57	6,02	-	3,89 [0,19]	0,59 [0,05]	2,94 [0,13]	2,11 [0,05]	15,25 [0,25]	2,17 [0,06]	2,48 [0,04]	0,96 [0,02]	7,04	36	-	-
moyenne	-	31,0	75	6,01	-	6,04 [0,30]	1,27 [0,10]	4,56 [0,20]	2,52 [0,06]	23,65 [0,39]	3,60 [0,10]	10,63 [0,17]	1,58 [0,03]	7,22	54	-	-
écart-type	-	0,9	54	0,37	-	6,39 [0,32]	2,24 [0,18]	4,82 [0,21]	1,71 [0,04]	24,20 [0,40]	4,39 [0,12]	18,22 [0,29]	2,46 [0,05]	0,75	49	-	-
valeur minimale	-	28,5	25	5,40	-	1,34 [0,07]	0,24 [0,02]	0,46 [0,02]	0,09 [0,00]	8,24 [0,14]	0,40 [0,01]	0,00 [0,00]	0,00 [0,00]	5,94	18	-	-
valeur maximale	-	32,7	267	6,72	-	32,20 [1,61]	14,18 [1,17]	25,00 [1,09]	8,56 [0,22]	139,08 [2,28]	25,86 [0,73]	87,98 [1,42]	12,00 [0,25]	9,45	283	-	-
forages avec tritium et/ou avec fluctuations piézométriques saisonnières																	
Boula Kouara Tegui (26336)	29.04.98	-	45	5,07	Ci.	1,91 [0,10]	0,60 [0,05]	1,77 [0,08]	2,39 [0,06]	1,59 [0,03]	0,80 [0,02]	14,44 [0,23]	0,24 [0,01]	6,93	24	-1	ni./so.
Lougga (26374?)	24.07.96	31,7	82	4,95	Ci.	2,51 [0,13]	0,76 [0,06]	9,58 [0,42]	1,38 [0,04]	11,59 [0,19]	2,24 [0,06]	29,10 [0,47]	1,71 [0,04]	7,21	59	-17	ni./so.
Touliel (26357)	06.01.93	-	27	-	Or.	0,40 [0,02]	0,05 [0,00]	2,16 [0,09]	1,02 [0,03]	5,49 [0,09]	0,78 [0,02]	2,67 [0,04]	0,00 [0,00]	6,89	13	-7	bi./so.
Touliel (26357)	29.04.98	-	15	5,06	Ci.	0,31 [0,02]	0,12 [0,01]	1,35 [0,06]	2,88 [0,07]	3,17 [0,05]	0,20 [0,01]	2,39 [0,04]	0,27 [0,01]	7,08	11	43	bi./po.
Youloua (26329)	21.04.98	32,0	32	5,28	Ci.	0,59 [0,03]	0,12 [0,01]	4,26 [0,19]	1,68 [0,04]	5,37 [0,09]	1,40 [0,04]	7,48 [0,12]	0,78 [0,02]	7,25	22	1	ni./so.
forages sans tritium ni fluctuation piézométrique saisonnière																	
Ko Dey (26335)	29.04.98	-	14	5,47	Ci.	0,68 [0,03]	0,17 [0,01]	0,80 [0,03]	3,38 [0,09]	2,81 [0,05]	0,20 [0,01]	2,04 [0,03]	0,27 [0,01]	6,38	10	61	bi./po.
Oura Tondi (26390)	28.04.98	-	25	5,31	Ci.	1,00 [0,05]	0,31 [0,03]	2,06 [0,09]	3,17 [0,08]	4,51 [0,07]	0,80 [0,02]	3,94 [0,06]	1,59 [0,03]	7,14	17	24	bi./so.
Sourgourou solaire (26356)	29.04.98	-	107	5,01	Ci.	2,78 [0,14]	0,80 [0,07]	12,42 [0,54]	2,32 [0,06]	3,29 [0,05]	1,60 [0,05]	42,07 [0,68]	0,87 [0,02]	6,63	66	1	ni./so.

Annexes IV-1-A (fin)- Chimie des ions majeurs (ORSTOM / IRD 1991-99).

puits ou forage n° Hapex- (n° IRH)	date pr. jj.mm.aa	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	labo.	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	NO_3^{-}	SO_4^{2-}	Si	m. i.	B.	f. Piper
						mg.L^{-1} [meq.L^{-1}]								mg.L^{-1}		%	
Tollo (26338)	29.04.98	-	15	5,56	Ci.	0,46 [0,02]	0,22 [0,02]	0,67 [0,03]	2,64 [0,07]	4,88 [0,08]	0,20 [0,01]	0,18 [0,00]	0,39 [0,01]	6,01	10	35	bi./po.
Zébani Fiti (24967)	10.11.98	-	49	5,50	Ci.	1,85 [0,09]	0,56 [0,05]	6,49 [0,28]	0,75 [0,02]	13,42 [0,22]	2,85 [0,08]	4,34 [0,07]	5,28 [0,11]	7,65	36	-9	bi./so.
Statistiques descriptives des forages, 9 valeurs (pour les forages à plusieurs analyses, la minéralisation minimale a été retenue) :																	
médiane	-	-	32	5,28	-	1,00 [0,05]	0,31 [0,03]	2,16 [0,09]	2,32 [0,06]	4,88 [0,08]	0,80 [0,02]	4,34 [0,07]	0,78 [0,02]	6,93	22	-	-
moyenne	-	-	44	5,24	-	1,35 [0,07]	0,40 [0,03]	4,47 [0,19]	2,08 [0,05]	5,88 [0,10]	1,21 [0,03]	11,81 [0,19]	1,24 [0,03]	6,90	28	-	-
écart-type	-	-	32	0,23	-	0,92 [0,05]	0,29 [0,02]	4,18 [0,18]	0,93 [0,02]	3,99 [0,07]	0,90 [0,03]	14,46 [0,23]	1,63 [0,03]	0,50	21	-	-
valeur minimale	-	-	14	4,95	-	0,40 [0,02]	0,05 [0,00]	0,67 [0,03]	0,75 [0,02]	1,59 [0,03]	0,20 [0,01]	0,18 [0,00]	0,00 [0,00]	6,01	10	-	-
valeur maximale	-	-	107	5,56	-	2,78 [0,14]	0,80 [0,07]	12,42 [0,54]	3,38 [0,09]	13,42 [0,22]	2,85 [0,08]	42,07 [0,68]	5,28 [0,11]	7,65	66	-	-

IRH : Inventaire des Ressources Hydrauliques. ***** puits inondable dans les années 1990. **F** : puits dont les fluctuations saisonnières de la minéralisation ont fait l'objet d'un suivi chimique (*cf.* Tableau IV-1-B). **date pr.** : date du prélèvement. **Or.** : Orstom-Bondy (France). **Ci.** : Cirad-Montpellier (France). **Un.** : Université de Niamey (Niger). **m. i.** : masse ionique. **B.** : Balance ionique [(Σ cations - Σ anions) . 2] / [Σ cations + Σ anions].

Annexes IV-1-B- Suivis de la chimie de points à fluctuations de conductivité (ORSTOM / IRD 1996-98).

puits -n° Hapex-	date pr. jj.mm.aa	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	labo.	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	NO_3^{-}	SO_4^{2-}	Si	m. i.	B. %	f. Piper
						mg.L^{-1} [meq.L^{-1}]								mg.L^{-1}			
Bani Kossey village* -K03-	14.04.92	30,0	257	6,05	Or.	1,28 [0,06]	3,52 [0,29]	27,95 [1,22]	3,83 [0,10]	18,30 [0,30]	8,86 [0,25]	83,70 [1,35]	0,00 [0,00]	7,47	147	-13	ni./so.
Bani Kossey village* -K03-	24.07.96	-	319	5,96	Ci.	16,72 [0,84]	3,49 [0,29]	33,49 [1,46]	5,56 [0,14]	40,75 [0,67]	11,37 [0,32]	106,82 [1,72]	4,08 [0,09]	7,96	222	-3	ni./so.
Bani Kossey village* -K03-	25.09.96	-	467	-	Ci.	26,81 [1,34]	4,60 [0,38]	46,74 [2,03]	7,12 [0,18]	50,02 [0,82]	19,49 [0,55]	146,50 [2,36]	3,63 [0,08]	8,99	305	3	ni./so.
Bani Kossey village* -K03-	29.01.97	-	366	6,21	Ci.	20,88 [1,04]	5,46 [0,45]	30,78 [1,34]	9,41 [0,24]	39,04 [0,64]	14,09 [0,40]	121,70 [1,96]	4,02 [0,08]	7,64	245	0	ni./so.
Bani Kossey village* -K03-	03.06.97	-	301	5,96	Ci.	12,90 [0,65]	3,55 [0,29]	32,97 [1,43]	6,95 [0,18]	28,06 [0,46]	8,30 [0,23]	100,75 [1,63]	4,89 [0,10]	8,34	198	5	ni./so.
Bani Kossey village* -K03-	18.08.97	31,9	335	5,82	Ci.	15,24 [0,76]	3,96 [0,33]	33,87 [1,47]	4,87 [0,12]	29,28 [0,48]	9,86 [0,28]	110,05 [1,78]	3,66 [0,08]	8,35	211	3	ni./so.
Bani Kossey village* -K03-	16.10.97	31,7	296	6,14	Ci.	22,87 [1,14]	3,74 [0,31]	33,66 [1,46]	5,12 [0,13]	57,95 [0,95]	9,68 [0,27]	106,91 [1,72]	4,17 [0,09]	8,18	244	0	ni./so.
Boktili -O19-	26.08.96	-	113	5,33	Ci.	8,53 [0,43]	0,43 [0,04]	10,94 [0,48]	1,08 [0,03]	38,43 [0,63]	1,85 [0,05]	21,74 [0,35]	1,98 [0,04]	8,42	85	-11	bi./so.
Boktili -O19-	09.09.96	31,5	174	6,11	Ci.	19,26 [0,96]	0,41 [0,03]	10,72 [0,47]	0,77 [0,02]	66,61 [1,09]	1,17 [0,03]	22,05 [0,36]	3,15 [0,07]	10,93	124	-4	bi./ca.
Boktili -O19-	14.10.96	-	131	-	Ci.	12,84 [0,64]	0,42 [0,03]	10,32 [0,45]	1,05 [0,03]	53,68 [0,88]	1,51 [0,04]	19,26 [0,31]	2,46 [0,05]	8,94	102	-11	bi./ca.
Boktili -O19-	31.01.97	-	74	5,46	Ci.	2,83 [0,14]	0,20 [0,02]	8,75 [0,38]	0,60 [0,02]	15,86 [0,26]	1,17 [0,03]	15,19 [0,25]	0,81 [0,02]	7,51	45	0	bi./so.
Boktili -O19-	21.08.97	31,6	106	6,13	Ci.	7,66 [0,38]	0,52 [0,04]	10,23 [0,44]	0,73 [0,02]	31,11 [0,51]	1,41 [0,04]	19,26 [0,31]	1,74 [0,04]	8,10	73	-1	bi./so.
Boktili -O19-	15.10.97	31,5	118	5,65	Ci.	7,29 [0,36]	0,45 [0,04]	11,24 [0,49]	0,93 [0,02]	18,91 [0,31]	1,50 [0,04]	22,54 [0,36]	1,71 [0,04]	8,27	65	20	ni./so.

Annexes IV-1-B (suite)- Suivis de la chimie de points à fluctuations de conductivité (ORSTOM / IRD 1996-98).

puits -n° Hapex-	date pr. jj.mm.aa	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	labo.	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	NO_3^{-}	SO_4^{2-}	Si	m. i.	B. %	f. Piper
						mg.L^{-1} [meq.L^{-1}]								mg.L^{-1}			
Boundoubare -O04-	24.07.96	-	83	5,77	Ci.	6,99 [0,35]	1,15 [0,09]	3,84 [0,17]	2,36 [0,06]	44,16 [0,72]	1,83 [0,05]	0,13 [0,00]	1,68 [0,04]	8,10	62	-19	bi./ca.
Boundoubare -O04-	14.08.96	-	212	6,18	Ci.	26,31 [1,32]	3,38 [0,28]	4,76 [0,21]	5,50 [0,14]	84,67 [1,39]	4,80 [0,14]	26,44 [0,43]	1,74 [0,04]	10,05	158	-2	bi./ca.
Boundoubare -O04-	25.09.96	-	286	-	Ci.	29,82 [1,49]	4,31 [0,35]	4,81 [0,21]	6,65 [0,17]	110,17 [1,81]	3,62 [0,10]	19,53 [0,32]	2,34 [0,05]	10,94	181	-2	bi./ca.
Boundoubare -O04-	16.10.96	-	119	-	Ci.	16,96 [0,85]	2,78 [0,23]	5,90 [0,26]	6,73 [0,17]	95,16 [1,56]	5,65 [0,16]	0,44 [0,01]	2,43 [0,05]	10,02	136	-17	bi./ca.
Boundoubare -O04-	26.11.96	-	46	-	Ci.	2,96 [0,15]	0,60 [0,05]	4,04 [0,18]	2,46 [0,06]	25,38 [0,42]	3,22 [0,09]	3,19 [0,05]	1,20 [0,03]	12,20	43	-29	bi./so.
Boundoubare -O04-	03.06.97	-	252	6,31	Ci.	9,59 [0,48]	4,64 [0,38]	3,90 [0,17]	28,19 [0,72]	81,74 [1,34]	5,30 [0,15]	11,60 [0,19]	1,41 [0,03]	8,98	146	3	bi./po.
Boundoubare -O04-	27.06.97	30,2	74	6,17	Ci.	3,45 [0,17]	1,09 [0,09]	5,64 [0,25]	7,54 [0,19]	28,06 [0,46]	5,36 [0,15]	3,45 [0,06]	0,78 [0,02]	8,31	55	2	bi./so.
Boundoubare -O04-	16.07.97	-	445	6,52	Ci.	18,39 [0,92]	9,59 [0,79]	5,08 [0,22]	54,21 [1,39]	142,74 [2,34]	11,29 [0,32]	31,27 [0,50]	2,22 [0,05]	9,26	275	3	bi./po.
Boundoubare -O04-	04.08.97	30,8	655	7,18	Ci.	22,25 [1,11]	14,12 [1,16]	5,59 [0,24]	91,07 [2,33]	164,70 [2,70]	13,64 [0,38]	75,24 [1,21]	3,39 [0,07]	9,71	390	10	bi./po.
Boundoubare -O04-	18.08.97	33,5	740	7,20	Ci.	27,22 [1,36]	17,21 [1,42]	6,19 [0,27]	100,97 [2,58]	195,20 [3,20]	17,09 [0,48]	78,83 [1,27]	3,45 [0,07]	8,82	446	11	bi./po.
Boundoubare -O04-	02.10.97	31,6	828	7,06	Ci.	34,31 [1.72]	21,74 [1.79]	6,52 [0,28]	115,79 [2,96]	328,79 [5,39]	18,65 [0,53]	21,00 [0,34]	3,54 [0,07]	9,74	550	6	bi./po.
Fetobokki Peul* -O16-	24.07.96	-	247	5,54	Ci.	14,32 [0,72]	3,10 [0,26]	19,28 [0,84]	7,24 [0,19]	24,40 [0,40]	13,13 [0,37]	80,33 [1,30]	2,16 [0,05]	11,17	164	-6	ni./so.

Annexes IV-1-B (suite)- Suivis de la chimie de points à fluctuations de conductivité (ORSTOM / IRD 1996-98).

puits -n° Hapex-	date pr. jj.mm.aa	T. ter. °C	cond. ter. μS.cm^{-1}	pH ter.	labo.	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	NO_3^{-}	SO_4^{2-}	Si	m. i.	B. %	f. Piper
						mg.L^{-1} [mcq.L^{-1}]								mg.L^{-1}			
Fetobokki Peul* -O16-	06.06.97	-	204	5,76	Ci.	11,18 [0,56]	2,83 [0,23]	18,25 [0,79]	6,27 [0,16]	18,30 [0,30]	12,89 [0,36]	63,24 [1,02]	1,68 [0,04]	11,37	135	2	ni./so.
Fetobokki Peul* -O16-	18.07.97	-	168	5,87	Ci.	13,89 [0,69]	3,21 [0,26]	21,14 [0,92]	19,28 [0,49]	28,06 [0,46]	16,67 [0,47]	71,79 [1,16]	5,19 [0,11]	11,97	179	8	ni./so.
Fetobokki Peul* -O16-	20.08.97	29,8	650	6,91	Ci.	32,44 [1,62]	8,59 [0,71]	43,20 [1,88]	54,37 [1,39]	79,91 [1,31]	49,06 [1,38]	147,47 [2,38]	19,11 [0,40]	13,04	434	2	ni./so.
Fetobokki Peul* -O16-	08.09.97	30,5	467	6,63	Ci.	28,71 [1,44]	6,76 [0,56]	33,39 [1,45]	23,21 [0,59]	42,09 [0,69]	26,00 [0,73]	152,30 [2,46]	6,09 [0,13]	12,19	319	1	ni./so.
Fetobokki Peul* -O16-	29.09.97	31,9	380	6,00	Ci.	25,89 [1,29]	6,16 [0,51]	28,10 [1,22]	11,27 [0,29]	33,55 [0,55]	18,85 [0,53]	134,54 [2,17]	2,91 [0,06]	12,21	261	0	ni./ca.-so.
Fetobokki Peul* -O16-	15.10.97	30,0	389	6,04	Ci.	25,27 [1,26]	6,35 [0,52]	25,89 [1,13]	10,99 [0,28]	25,01 [0,41]	18,64 [0,53]	139,19 [2,25]	2,49 [0,05]	12,07	254	-1	ni./ca.-so.
Koberi Kouara pastoral -O11-	14.04.92	30,2	57	5,91	Or.	4,42 [0,22]	0,51 [0,04]	4,69 [0,20]	1,37 [0,04]	18,91 [0,31]	1,42 [0,04]	11,16 [0,18]	0,00 [0,00]	7,13	42	-5	bi./ca.
Koberi Kouara pastoral -O11-	24.07.96	-	95	6,10	Ci.	10,74 [0,54]	0,55 [0,05]	4,30 [0,19]	1,30 [0,03]	52,22 [0,86]	1,26 [0,04]	3,59 [0,06]	1,50 [0,03]	8,00	75	-20	bi./ca.
Koberi Kouara pastoral -O11-	10.09.96	30,4	161	6,76	Ci.	19,68 [0,98]	0,58 [0,05]	4,56 [0,20]	2,93 [0,07]	67,22 [1,10]	1,04 [0,03]	11,12 [0,18]	3,03 [0,06]	7,89	110	-5	bi./ca.
Koberi Kouara pastoral -O11-	04.11.96	-	77	-	Ci.	7,80 [0,39]	0,55 [0,05]	5,87 [0,26]	2,79 [0,07]	39,77 [0,65]	3,35 [0,09]	6,91 [0,11]	1,02 [0,02]	7,58	68	-14	bi./ca.
Koberi Kouara pastoral -O11-	06.06.97	-	82	6,18	Ci.	6,34 [0,32]	0,49 [0,04]	4,81 [0,21]	1,36 [0,03]	32,94 [0,54]	1,50 [0,04]	6,33 [0,10]	1,26 [0,03]	7,72	55	-17	bi./ca.
Koberi Kouara pastoral -O11-	18.07.97	-	99	6,39	Ci.	9,79 [0,49]	0,41 [0,03]	4,32 [0,19]	1,44 [0,04]	42,70 [0,70]	1,13 [0,03]	2,79 [0,05]	1,50 [0,03]	8,09	64	-8	bi./ca.

Annexes IV-1-B (suite)- Suivis de la chimie de points à fluctuations de conductivité (ORSTOM / IRD 1996-98).

puits -n° Hapex-	date pr. jj.mm.aa	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	labo.	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	NO_3^{-}	SO_4^{2-}	Si	m. i.	B. %	f. Piper
						$mg.L^{-1}$ [$mcq.L^{-1}$]								$mg.L^{-1}$			
Ko Gorou -N11-	24.07.96	-	144	5,96	Ci.	12,71 [0,64]	2,26 [0,19]	7,39 [0,32]	1,48 [0,04]	25,38 [0,42]	6,52 [0,18]	35,87 [0,58]	1,98 [0,04]	10,27	94	-3	ni./ca.
Ko Gorou -N11-	05.11.96	-	212	-	Ci.	18,65 [0,93]	2,92 [0,24]	14,18 [0,62]	5,91 [0,15]	43,55 [0,71]	19,66 [0,55]	38,66 [0,62]	3,69 [0,08]	10,48	147	-1	bi./ca.
Ko Gorou -N11-	30.01.97	-	136	6,00	Ci.	12,38 [0,62]	2,37 [0,20]	7,18 [0,31]	1,73 [0,04]	18,30 [0,30]	7,83 [0,22]	37,73 [0,61]	2,22 [0,05]	10,40	90	0	ni./ca.
Ko Gorou -N11-	06.06.97	-	151	5,82	Ci.	12,58 [0,63]	2,48 [0,20]	7,64 [0,33]	1,40 [0,04]	23,18 [0,38]	8,15 [0,23]	33,75 [0,54]	1,29 [0,03]	10,87	90	2	ni./ca.
Ko Gorou -N11-	15.10.97	30,6	183	6,04	Ci.	17,63 [0,88]	2,68 [0,22]	8,09 [0,35]	5,17 [0,13]	33,65 [0,55]	9,42 [0,27]	27,24 [0,44]	3,45 [0,07]	10,60	107	18	bi./ca.
Lougga* -O07-	24.07.96	-	333	6,07	Ci.	14,33 [0,72]	2,27 [0,19]	41,94 [1,82]	2,86 [0,07]	59,78 [0,98]	12,64 [0,36]	90,00 [1,45]	2,04 [0,04]	8,63	226	-1	ni./so.
Lougga* -O07-	27.09.96	-	363	-	Ci.	19,52 [0,98]	3,23 [0,27]	43,42 [1,89]	2,88 [0,07]	56,73 [0,93]	15,45 [0,44]	105,67 [1,70]	2,04 [0,04]	8,75	249	3	ni./so.
Lougga* -O07-	06.11.96	-	319	-	Ci.	13,95 [0,70]	2,94 [0,24]	40,96 [1,78]	4,22 [0,11]	31,48 [0,52]	15,03 [0,42]	111,69 [1,80]	1,62 [0,03]	8,69	222	2	ni./so.
Lougga* -O07-	06.06.97	-	290	5,80	Ci.	10,07 [0,50]	3,01 [0,25]	38,03 [1,65]	1,79 [0,05]	15,86 [0,26]	13,22 [0,37]	95,75 [1,54]	1,44 [0,03]	8,61	179	10	ni./so.
Lougga* -O07-	18.07.97	-	580	6,28	Ci.	29,85 [1,49]	5,51 [0,45]	54,87 [2,39]	18,47 [0,47]	59,78 [0,98]	39,68 [1,12]	145,43 [2,35]	9,39 [0,20]	8,04	363	3	ni./so.
Lougga* -O07-	20.08.97	31,1	905	6,80	Ci.	46,90 [2,35]	8,25 [0,68]	79,24 [3,45]	71,04 [1,82]	184,83 [3,03]	63,85 [1,80]	147,03 [2,37]	19,89 [0,41]	8,56	621	8	bi./so.
Lougga* -O07-	15.10.97	30,4	675	6,84	Ci.	38,28 [1,91]	5,63 [0,46]	59,65 [2,59]	44,92 [1,15]	250,71 [4,11]	46,74 [1,32]	15,46 [0,25]	12,72 [0,27]	9,23	474	3	bi./so.

Annexes IV-1-B (fin)- Suivis de la chimie de points à fluctuations de conductivité (ORSTOM / IRD 1996-98).

puits -n° Hapex-	date pr. jj.mm.aa	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	labo.	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	NO_3^{-}	SO_4^{2-}	Si	m. i.	B. %	f. Piper
						mg.L^{-1} [meq.L^{-1}]								mg.L^{-1}			
Maourey Kouara Zéno -P08-	01.08.97	29,2	(1)78 ?	5,96	Ci.	4,57 [0,23]	0,35 [0,03]	11,44 [0,50]	1,25 [0,03]	23,18 [0,38]	6,04 [0,17]	3,81 [0,06]	7,17 [0,15]	9,40	58	3	bi./so.
Maourey Kouara Zéno -P08-	15.09.98	30,4	857	6,05	Ci.	47,15 [2,36]	8,00 [0,66]	86,27 [3,75]	31,59 [0,81]	64,05 [1,05]	101,88 [2,87]	178,00 [2,87]	22,89 [0,48]	18,96	540	4	ni.-ch./so.
Maourey Kouara Zéno -P08-	07.10.98	31,5	450	6,05	Ci.	26,91 [1,35]	3,70 [0,30]	71,24 [3,10]	4,84 [0,12]	51,24 [0,84]	54,69 [1,54]	162,09 [2,61]	3,84 [0,08]	15,25	379	-4	ni./so.
Maourey Kouara Zéno -P08-	27.11.98	31,7	489	6,10	Ci.	22,42 [1,12]	3,43 [0,28]	72,37 [3,15]	6,54 [0,17]	39,04 [0,64]	45,00 [1,27]	162,09 [2,61]	5,65 [0,12]	13,51	357	2	ni./so.

* puits inondable dans les années 1990. **date pr.** : date du prélèvement. **Or.** Orstom-Bondy (France). **Ci.** : Cirad-Montpellier (France). **m. i.** : masse ionique. **B.** : Balance ionique [(Σ cations - Σ anions) . 2] / [Σ cations + Σ anions].

Annexes IV-1-C- Données anciennes sur la chimie de puits (1964) et de forages (1986-87).

puits ou forage -n° Hapex- (n° IRH)	date jj.mm.aa	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	labo.	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^-	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	ex. sec	m. i.	B. %	f. Piper
						$mg.L^{-1}$ [$meq.L^{-1}$]								$mg.L^{-1}$			
puits (Boeckh, 1965)																	
Boula Fandoga (5833)	27.04.64	30,8	-	-	BRGM Dakar	21,6 [1,08]	1,0 [0,08]	5,5 [0,24]	6,1 [0,16]	30,6 [0,50]	5,0 [0,14]	15,0 [0,24]	4,8 [0,10]	292 ?	90	45	bi./ca.
Dahel (5820)	15.04.64	31,6	-	-	BRGM Dakar	20,8 [1,04]	0,5 [0,04]	5,0 [0,22]	3,0 [0,08]	34,0 [0,56]	5,0 [0,14]	3,0 [0,05]	1,9 [0,04]	92	73	54	bi./ca.
Fandou Béri -P19- (5835)	27.04.64	31,3	-	-	BRGM Dakar	6,4 [0,32]	0,5 [0,04]	9,4 [0,41]	4,0 [0,10]	9,6 [0,16]	5,7 [0,16]	15,0 [0,24]	4,8 [0,10]	44	55	28	ni./so.
Hamdallay mosquée -O01- (5836)	28.04.64	30,8	-	-	BRGM Dakar	4,0 [0,20]	0,5 [0,04]	4,0 [0,17]	0,5 [0,01]	5,4 [0,09]	4,3 [0,12]	trace [0,00]	1,9 [0,04]	32	21	53	ch.-bi./so.-ca.
Kokoro Bangou (5840)	05.64	32,0	-	-	BRGM Dakar	9,6 [0,48]	0,5 [0,04]	3,6 [0,16]	4,0 [0,10]	16,8 [0,28]	7,1 [0,20]	8,0 [0,13]	3,8 [0,08]	80	53	13	bi./ca.
Sandiré (5821)	15.04.64	31,3	-	-	BRGM Dakar	17,6 [0,88]	0,5 [0,04]	3,5 [0,15]	2,4 [0,06]	30,6 [0,50]	5,3 [0,15]	trace [0,00]	5,8 [0,12]	104	66	38	bi./ca.
Teko Baba Kouara -D01- (5839)	15.05.64	31,3	-	-	BRGM Dakar	6,4 [0,32]	0,5 [0,04]	4,3 [0,19]	3,2 [0,08]	10,2 [0,17]	7,1 [0,20]	11,0 [0,18]	0,0 [0,00]	44	43	14	ni./ca.
Tibeyokom Balayara (5837)	07.05.64	32,0	-	-	BRGM Dakar	12,8 [0,64]	0,5 [0,04]	3,2 [0,14]	4,3 [0,11]	22,8 [0,37]	5,7 [0,16]	0,0 [0,00]	1,9 [0,04]	84	51	47	bi./ca.
Weikouri Kangani (5819)	15.04.64	31,7	-	-	BRGM Dakar	16,8 [0,84]	0,5 [0,04]	2,5 [0,11]	2,4 [0,06]	29,0 [0,48]	4,3 [0,12]	3,0 [0,05]	5,8 [0,12]	84	64	31	bi./ca.
forages ([1]BRGM/Dehays, 1990 et [2]BRGM, 1986-b)																	
Boula Kouara Tegui (26336)[1]	27.01.87	31	200	7,1	Un.	17,20 [0,86]	2,18 [0,18]	4,80 [0,21]	3,00 [0,08]	52,46 [0,86]	3,00 [0,08]	14,96 [0,24]	2,50 [0,05]	-	100	7	bi./ca.
Boula Kouara Tegui (26337)[1]	26.01.87	31	200	6,3	Un.	2,40 [0,12]	1,93 [0,16]	3,50 [0,15]	0,60 [0,02]	9,15 [0,15]	4,00 [0,11]	9,68 [0,16]	2,20 [0,05]	-	33	-4	ni./ma.-so.
Gorou Yeyna (26541)[1]	21.07.87	33	42	7,4	Un.	1,04 [0,05]	2,64 [0,22]	0,71 [0,03]	0,62 [0,02]	-	0,80 [0,02]	5,28 [0,09]	-	-	-	(98)	-

Annexes IV-1-C (suite)- Données anciennes sur la chimie de puits (1964) et de forages (1986-87).

puits ou forage -n° Hapex- (n° IRH)	date pr. jj.mm.aa	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	labo.	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	NO_3^{-}	SO_4^{2-}	ex. sec	m. i.	B. %	f. Piper
						$mg.L^{-1}$ [$meq.L^{-1}$]								$mg.L^{-1}$			
Kalassi (26326)[1]	08.01.87	31	150	6,2	Un.	16,00 [0,80]	2,37 [0,20]	6,40 [0,28]	0,60 [0,02]	61,00 [1,00]	4,00 [0,11]	8,80 [0,14]	1,00 [0,02]	-	100	1	bi./ca.
Ko Dey (26335)[1]	27.01.87	-	193	7,4	Un.	32,80 [1,64]	3,29 [0,27]	6,50 [0,28]	0,90 [0,02]	109,80 [1,80]	5,00 [0,14]	5,28 [0,09]	9,00 [0,19]	-	173	0	bi./ca.
Loga (26393)[1]	17.03.87	32	6000	6,9	Un.	240,00 [12,00]	184,22 [15,16]	470,00 [20,43]	15,00 [0,38]	56,12 [0,92]	152,00 [4,29]	880,00 [14,19]	1250,00 [26,04]	-	3247	5	su./so.
Lougga (26374)[1]	26.02.87	32	60	6,0	Un.	12,80 [0,64]	5,91 [0,49]	40,20 [1,75]	-	9,15 [0,15]	5,80 [0,16]	154,00 [2,48]	-	-	(228)	(3)	(ni./so.)
Lougga (26375)[1]	26.02.87	32	40	6,2	Un.	1,20 [0,06]	2,08 [0,17]	3,50 [0,15]	-	10,90 [0,18]	3,00 [0,08]	5,28 [0,09]	1,00 [0,02]	-	(27)	(4)	(bi./ma.-so.)
Oura Tondi (26390)[1]	05.03.87	-	-	7,7	Un.	0,40 [0,02]	2,56 [0,21]	2,50 [0,11]	-	9,15 [0,15]	2,00 [0,06]	4,40 [0,07]	2,00 [0,04]	-	(23)	(6)	(bi./ma.)
Oura Tondi (26391)[1]	20.03.87	33	44	-	Un.	0,40 [0,02]	1,69 [0,14]	2,70 [0,12]	0,90 [0,02]	7,43 [0,12]	3,40 [0,10]	3,96 [0,06]	2,00 [0,04]	-	22	-8	bi./ma.
Sourgourou (26352)[1]	09.02.87	32	42	-	Un.	4,80 [0,24]	2,42 [0,20]	22,00 [0,96]	1,40 [0,04]	18,30 [0,30]	4,26 [0,12]	39,60 [0,64]	12,00 [0,25]	-	105	9	ni./so.
Sourgourou (26353)[1]	09.02.87	30	70	-	Un.	6,40 [0,32]	4,12 [0,34]	39,00 [1,70]	3,50 [0,09]	79,30 [1,30]	14,00 [0,39]	21,12 [0,34]	32,00 [0,67]	-	199	-10	bi./so.
Sourgourou (26356)[1]	17.02.87	32	79	-	Un.	2,40 [0,12]	2,32 [0,19]	12,25 [0,53]	0,90 [0,02]	21,35 [0,35]	3,00 [0,08]	23,32 [0,38]	3,00 [0,06]	-	69	-1	ni./so.
Tollo (26338)[1]	05.02.87	32	70	6,0	Un.	1,60 [0,08]	1,35 [0,11]	2,60 [0,11]	1,60 [0,04]	12,20 [0,20]	2,00 [0,06]	3,52 [0,06]	2,50 [0,05]	-	27	-6	bi./ma.-so.
Tollo (26339)[1]	03.02.87	31	44	5,8	Un.	1,60 [0,08]	2,13 [0,18]	3,10 [0,13]	0,60 [0,02]	15,25 [0,25]	2,00 [0,06]	3,52 [0,06]	2,50 [0,05]	-	31	-2	bi./ma.
Touliel (26357)[1]	17.02.87	32	44	-	Un.	1,20 [0,06]	1,06 [0,09]	5,75 [0,25]	0,70 [0,02]	15,25 [0,25]	2,00 [0,06]	3,52 [0,06]	3,50 [0,07]	-	33	-5	bi./so.

Annexes IV-1-C (fin)- Données anciennes sur la chimie de puits (1964) et de forages (1986-87).

puits ou forage -n° Hapex- (n° IRH)	date pr. jj.mm.aa	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	labo.	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	NO_3^{-}	SO_4^{2-}	ex. sec	m. i.	B. %	f. Piper
						mg.L^{-1} [meq.L^{-1}]								mg.L^{-1}			
Youloua (26329)[1]	13.01.87	31	200	5,7	Un.	1,20 [0,06]	21,18? [[1,74?]	7,20 [0,31]	0,60 [0,02]	10,98 [0,18]	6,00 [0,17]	10,12 [0,16]	1,00 [0,02]	-	(37)	(120)	(ch.-ni./ma.)
Zébani Fiti (24967)[2]	08.04.86	32	88	6,5	Un.	2,80 [0,14]	2,66 [0,22]	10,00 [0,43]	12,30 [0,31]	18,30 [0,30]	15,62 [0,44]	7,04 [0,11]	2,50 [0,05]	-	71	20	ch./so.

IRH : Inventaire des Ressources Hydrauliques. **date pr.** : date du prélèvement. **Un.** : Université de Niamey (Niger). **ex. sec** : extrait sec à 110°C. **m. i.** : masse ionique. **B.** : Balance Ionique [(Σ cations - Σ anions) . 2] / [Σ cations + Σ anions].

Annexes IV-1-D- Chimie des mares endoréiques temporaires et des nappes captives (1991-98).

mare ou forage (n° IRH)	date jj.mm.aa	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	labo.	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	NO_3^{-}	SO_4^{2-}	Si	m. i.	B. %	f. Piper
						$mg.L^{-1}$ [$meq.L^{-1}$]								$mg.L^{-1}$			
mares endoréiques temporaires, prélèvements de juillet à septembre (Desconnets, 1994 et analyses inédites ORSTOM, 1997)																	
Bazanga Bangou	04.07.91	-	52	6,3	Or.	1,8 [0,09]	0,6 [0,05]	2,1 [0,09]	7,4 [0,19]	9,8 [0,16]	1,4 [0,04]	10,5 [0,17]	3,4 [0,07]	5,1	37	-5	ni.-bi./po.
Bazanga Bangou	11.07.91	-	61	7,2	Or.	2,1 [0,11]	0,9 [0,07]	1,3 [0,06]	9,0 [0,23]	15,3 [0,25]	2,6 [0,07]	7,4 [0,12]	1,1 [0,02]	-	40	0	bi./po.
Bazanga Bangou	18.07.91	-	32	7,1	Or.	1,3 [0,07]	0,4 [0,03]	1,3 [0,06]	4,5 [0,12]	9,2 [0,15]	0,9 [0,03]	3,2 [0,05]	1,2 [0,03]	-	22	6	bi./po.
Bazanga Bangou	25.07.91	25,3	40	7,1	Or.	2,5 [0,13]	0,6 [0,05]	0,9 [0,04]	5,4 [0,14]	13,4 [0,22]	1,5 [0,04]	3,9 [0,06]	1,5 [0,03]	-	30	-1	bi./po.-ca.
Bazanga Bangou	01.08.91	27,2	48	7,0	Or.	2,1 [0,11]	0,7 [0,06]	1,1 [0,05]	8,4 [0,21]	13,4 [0,22]	2,0 [0,06]	6,0 [0,10]	2,0 [0,04]	-	36	3	bi./po.
Bazanga Bangou	08.08.91	26,0	28	7,1	Or.	1,1 [0,06]	0,4 [0,03]	0,8 [0,03]	3,8 [0,10]	8,5 [0,14]	1,2 [0,03]	2,7 [0,04]	1,2 [0,03]	-	20	-9	bi./po.
Bazanga Bangou	15.08.91	27,8	41	7,1	Or.	1,4 [0,07]	0,5 [0,04]	1,9 [0,08]	5,0 [0,13]	12,8 [0,21]	1,9 [0,05]	2,8 [0,05]	1,4 [0,03]	-	28	-5	bi./po.
Bazanga Bangou	22.08.91	26,7	31	7,1	Or.	1,7 [0,09]	0,6 [0,05]	1,0 [0,04]	4,2 [0,11]	10,7 [0,18]	1,4 [0,04]	3,0 [0,05]	1,1 [0,02]	-	24	0	bi./po.
Bazanga Bangou	29.08.91	29,1	30	6,9	Or.	1,7 [0,09]	0,7 [0,06]	1,0 [0,04]	6,5 [0,17]	14,0 [0,23]	2,1 [0,06]	2,7 [0,04]	1,5 [0,03]	1,6	30	-3	bi./po.
Bazanga Bangou	05.09.91	28,0	24	6,7	Or.	1,4 [0,07]	0,6 [0,05]	0,6 [0,03]	4,6 [0,12]	9,2 [0,15]	1,1 [0,03]	1,9 [0,03]	1,0 [0,02]	1,4	20	12	bi./po.
Bazanga Bangou	12.09.91	29,8	38	7,3	Or.	1,8 [0,09]	0,8 [0,07]	1,0 [0,04]	6,7 [0,17]	12,2 [0,20]	2,8 [0,08]	2,2 [0,04]	1,3 [0,03]	1,5	29	8	bi./po.
Bazanga Bangou	19.09.91	28,7	41	7,1	Or.	1,9 [0,10]	0,7 [0,06]	0,9 [0,04]	12,4 [0,32]	15,9 [0,26]	6,0 [0,17]	1,6 [0,03]	0,4 [0,01]	2,5	40	9	bi./po.
Bazanga Bangou	26.09.91	31,0	63	7,3	Or.	2,1 [0,11]	0,9 [0,07]	1,8 [0,08]	31,0 [0,79]	20,1 [0,33]	23,0 [0,65]	4,2 [0,07]	0,8 [0,02]	3,3	84	-1	ch.-bi./po.

Annexes IV-1-D (suite)- Chimie des mares endoréiques temporaires et des nappes captives (1991-98).

mare ou forage (n° IRH)	date jj.mm.aa	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	labo.	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	NO_3^{-}	SO_4^{2-}	Si	m. i.	B. %	f. Piper
									mg.L^{-1} [meq.L^{-1}]					mg.L^{-1}			
Wankama mare ouest	11.07.91	-	42	6,8	Or.	1,0 [0,05]	1,4 [0,12]	-	1,9 [0,05]	9,2 [0,15]	1,8 [0,05]	-	-	-	-	-	-
Wankama mare ouest	18.07.91	-	44	7,0	Or.	1,4 [0,07]	1,4 [0,12]	-	2,4 [0,06]	9,2 [0,15]	1,8 [0,05]	-	-	-	-	-	-
Wankama mare ouest	25.07.91	22,4	25	7,0	Or.	0,6 [0,03]	0,7 [0,06]	-	1,9 [0,05]	7,3 [0,12]	1,3 [0,04]	-	-	-	-	-	-
Wankama mare ouest	01.08.91	26,6	37	7,0	Or.	1,0 [0,05]	1,4 [0,12]	-	1,4 [0,04]	10,4 [0,17]	1,7 [0,05]	-	-	-	-	-	-
Wankama mare ouest	08.08.91	25,4	30	7,0	Or.	0,5 [0,03]	1,1 [0,09]	-	1,0 [0,03]	10,4 [0,17]	1,3 [0,04]	-	-	-	-	-	-
Wankama mare ouest	15.08.91	26,3	44	7,1	Or.	0,6 [0,03]	1,4 [0,12]	-	1,0 [0,03]	14,0 [0,23]	1,8 [0,05]	-	-	-	-	-	-
Wankama mare ouest	22.08.91	23,3	18	7,1	Or.	1,0 [0,05]	1,1 [0,09]	-	1,0 [0,03]	4,3 [0,07]	0,6 [0,02]	-	-	-	-	-	-
Wankama mare ouest	29.08.91	30,2	-	6,8	Or.	1,0 [0,05]	2,0 [0,16]	-	0,9 [0,02]	14,0 [0,23]	1,3 [0,04]	-	-	-	-	-	-
Wankama mare ouest	05.09.91	28,8	35	6,6	Or.	0,6 [0,03]	1,2 [0,10]	-	0,8 [0,02]	15,3 [0,25]	1,5 [0,04]	-	-	-	-	-	-
Wankama mare ouest	12.09.91	30,0	105	6,9	Or.	0,3 [0,02]	4,9 [0,40]	-	1,2 [0,03]	18,3 [0,30]	1,3 [0,04]	-	-	-	-	-	-
Wankama mare ouest	19.09.91	28,9	83	6,8	Or.	0,4 [0,02]	16,5 [1,36]	-	0,2 [0,01]	1,2 [0,02]	1,5 [0,04]	-	-	-	-	-	-
Wankama mare ouest	26.09.91	31,3	131	7,1	Or.	0,7 [0,04]	19,5 [1,60]	-	0,4 [0,01]	-	1,5 [0,04]	-	-	-	-	-	-

Annexes IV-1-D (suite)- Chimie des mares endoréiques temporaires et des nappes captives (1991-98).

mare ou forage (n° IRH)	date jj.mm.aa	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	labo.	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	NO_3^{-}	SO_4^{2-}	Si	m. i.	B. %	f. Piper
						mg.L^{-1} [meq.L^{-1}]								mg.L^{-1}			
Wankama mare ouest	08.08.97	-	54	-	Ci.	2,63 [0,13]	1,25 [0,10]	4,42 [0,19]	3,43 [0,09]	18,91 [0,31]	2,33 [0,07]	3,19 [0,05]	5,91 [0,12]	51,25	42	-7	bi./so.
Wankama mare ouest	08 ou 09.97	-	-	-	Ci.	2,64 [0,13]	1,51 [0,12]	6,83 [0,30]	3,75 [0,10]	16,47 [0,27]	3,17 [0,09]	5,36 [0,09]	8,73 [0,18]	53,45	48	3	bi./so.
Wankama mare ouest	08 ou 09.97	-	-	-	Ci.	2,83 [0,14]	1,90 [0,16]	6,93 [0,30]	3,96 [0,10]	14,03 [0,23]	3,35 [0,09]	6,55 [0,11]	9,27 [0,19]	93,47	49	12	bi./so.
statistiques descriptives des mares																	
médiane	-	27,9	41	7,0	-	1,40 [0,07]	1,00 [0,08]	1,20 [0,05]	3,78 [0,10]	12,80 [0,21]	1,60 [0,05]	3,20 [0,05]	1,35 [0,03]	-	33	-	-
moyenne	-	27,6	47	7,0	-	1,43 [0,07]	2,35 [0,19]	2,12 [0,09]	4,79 [0,12]	12,13 [0,20]	2,65 [0,07]	4,20 [0,07]	2,61 [0,05]	-	36	-	-
écart-type	-	2,4	26	0,2	-	0,74 [0,04]	4,52 [0,37]	2,06 [0,09]	5,95 [0,15]	4,31 [0,07]	4,12 [0,12]	2,40 [0,04]	2,81 [0,06]	-	16	-	-
valeur minimale	-	22,4	18	6,3	-	0,30 [0,02]	0,40 [0,03]	0,60 [0,03]	0,20 [0,01]	1,20 [0,02]	0,60 [0,02]	1,60 [0,03]	0,40 [0,01]	-	20	-	-
valeur maximale	-	31,3	131	7,3	-	2,83 [0,14]	19,50 [1,60]	6,93 [0,30]	31,00 [0,79]	20,10 [0,33]	23,00 [0,65]	10,50 [0,17]	9,27 [0,19]	-	84	-	-
forages des nappes captives du CT2 (Le Gal La Salle, 1994 ; Le Gal La Salle et al., 1995).																	
Banizoumbou * (27191)	02.92	28,6	1256	7,31	Wa.	52,0 [2,6]	24,3 [2,0]	209,3 [9,1]	11,7 [0,3]	311,1 [5,1]	95,9 [2,7]	-	268,8 [5,6]	6,40	973	4	su.-bi./so.
Boundou * (26769)	02.92	28,4	1167	7,48	Wa.	52,0 [2,6]	24,3 [2,0]	204,7 [8,9]	11,7 [0,3]	305,0 [5,0]	95,9 [2,7]	-	268,8 [5,6]	6,21	962	4	su.-bi./so.
Dantiandou * (26776)	02.92	28,7	1229	7,90	Wa.	36,0 [1,8]	17,0 [1,4]	236,9 [10,3]	7,8 [0,2]	183,0 [3,0]	95,9 [2,7]	-	259,2 [5,4]	6,49	836	21	su./so.
Guileyni * (26772)	02.92	32,9	1231	7,51	Wa.	40,0 [2,0]	19,4 [1,6]	234,6 [10,2]	11,7 [0,3]	323,3 [5,3]	95,9 [2,7]	-	259,2 [5,4]	6,49	984	5	su.-bi./so.

Annexes IV-1-D (suite)- Chimie des mares endoréiques temporaires et des nappes captives (1991-98).

mare ou forage (n° IRH)	date jj.mm.aa	T. ter. °C	cond. ter. μS.cm^{-1}	pH ter.	labo.	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	NO_3^{-}	SO_4^{2-}	Si	m. i.	B. %	f. Piper
						mg.L^{-1} [meq.L^{-1}]								mg.L^{-1}			
Kolo Bossey * (26400)	02.92	32,5	1238	7,36	Wa.	52,0 [2,6]	24,3 [2,0]	209,3 [9,1]	11,7 [0,3]	280,6 [4,6]	117,2 [3,3]	-	259,2 [5,4]	6,10	954	5	su.-bi./so.
Wankama * (18775)	02.92	32,5	1229	7,35	Wa.	48,0 [2,4]	24,3 [2,0]	211,6 [9,2]	11,7 [0,3]	298,9 [4,9]	103,0 [2,9]	-	268,8 [5,6]	6,21	966	4	su.-bi./so.
Yerima Dey * (26770)	02.92	32,6	1168	7,29	Wa.	44,0 [2,2]	21,9 [1,8]	227,7 [9,9]	11,7 [0,3]	311,1 [5,1]	99,4 [2,8]	-	268,8 [5,6]	6,49	985	5	su.-bi./so.
forages des nappes captives du CT2, analyses inédites (ORSTOM/IRD, 1993-98)																	
Kalassi ** (26327)	25.03.93	-	1020	-	Or.	19,84 [0,99]	28,47 [2,34]	119,85 [5,21]	8,60 [0,22]	131,19 [2,15]	73,97 [2,09]	4,34 [0,07]	198,12 [4,13]	8,72	584	4	su./so.
Kirib Kaïna * (26767)	15.02.95	34,5	1043	7,26	Or.	41,90 [2,09]	22,24 [1,83]	222,87 [9,69]	10,56 [0,27]	318,83 [5,23]	92,73 [2,62]	0,00 [0,00]	193,90 [4,04]	7,57	903	15	bi.-su./so.
Massi Koubou * (26401)	17.04.98	32,8	1382	7,66	Ci.	38,63 [1,93]	26,11 [2,18]	183,47 [7,98]	12,50 [0,32]	257,54 [4,22]	100,92 [2,84]	0,04 [0,00]	236,19 [4,92]	6,48	855	4	su.-bi./so.
Tigo Tegui ** (26334)	20.04.98	-	1143	7,01	Ci.	48,20 [2,41]	23,32 [1,94]	140,29 [6,10]	12,00 [0,31]	257,66 [4,22]	64,51 [1,82]	1,64 [0,03]	218,16 [4,55]	7,91	766	1	su.-bi./so.
Wankama * (18775)	06.09.93	-	1300	7,32	Or.	54,61 [2,73]	28,86 [2,37]	195,62 [8,51]	11,50 [0,29]	311,81 [5,11]	107,62 [3,04]	50,85 [0,82]	236,98 [4,93]	6,32	998	0	bi.-su./so.
statistiques descriptives des nappes captives du CT2 (11 analyses)																	
médiane	-	32,6	1229	7,34	-	44,00 [2,20]	24,30 [2,00]	209,30 [9,10]	11,73 [0,30]	305,00 [5,00]	95,85 [2,70]	1,64 [0,03]	259,20 [5,40]	6,49	954	-	-
moyenne	-	31,4	1198	7,41	-	43,56 [2,18]	23,66 [1,95]	198,60 [8,64]	11,06 [0,28]	271,92 [4,46]	94,52 [2,66]	11,37 [0,18]	242,49 [5,05]	6,83	891	-	-
écart-type	-	2,4	106	0,24	-	10,08 [0,50]	3,53 [0,29]	37,82 [1,64]	1,49 [0,04]	62,28 [1,02]	14,43 [0,41]	22,14 [0,36]	28,12 [0,59]	0,84	126	-	-

Annexes IV-1-D (fin)- Chimie des mares endoréiques temporaires et des nappes captives (1991-98).

mare ou forage (n° IRH)	date jj.mm.aa	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	labo.	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	NO_3^{-}	SO_4^{2-}	Si	m. i.	B. %	f. Piper
						mg.L^{-1} [meq.L^{-1}]								mg.L^{-1}			
valeur minimale	-	28,4	1020	7,01	-	19,84 [0,99]	17,01 [1,40]	119,85 [5,21]	7,82 [0,20]	131,19 [2,15]	64,51 [1,82]	0,00 [0,00]	193,90 [4,04]	6,10	584	-	-
valeur maximale	-	34,5	1382	7,90	-	54,61 [2,73]	28,86 [2,37]	236,90 [10,30]	12,50 [0,32]	323,30 [5,30]	117,15 [3,30]	50,85 [0,82]	268,80 [5,60]	8,72	998	-	-

IRH : Inventaire des Ressources Hydrauliques. **m. i.** : masse ionique. **B.** : Balance Ionique [(Σ cations - Σ anions) . 2] / [Σ cations + Σ anions]. Or : Orstom-Bondy (France). Ci : Cirad-Montpellier (France). Wa : Wallingford (U.K.).
* : nappe captive des sables inférieurs. ** : nappe captive des oolithes.

Annexes IV-1-E- Chimie des apports atmosphériques, sud-ouest du Niger (synthèse bibliographique).

lieu et période d'échantillonnage *référence bibliographique*	pH	Ca^{2+} Ca^{2+}/Cl^-	Mg^{2+} Mg^{2+}/Cl^-	Na^+ Na^+/Cl^-	K^+ K^+/Cl^-	SO_4^{2-} SO_4^{2-}/Cl^-	NO_3^- / NH^{4+} N_{total} (NO_3^-) / Cl^-	Cl^-	f. Piper masse ionique
		mg.m^{-2}.a^{-1} [meq.L^{-1}]. Le rapport ionique "R" concerne les valeurs en meq.L^{-1}							m. i. en mg.L^{-1}
évènements pluvieux seuls									
Kollo / mai - octobre 1989 *Modi et al., 1995.*	5,2	960 [0,0896] R : 2,8	100 [0,0151] R : 0,5	620 [0,0505] R : 1,6	350 [0,0168] R : 0,5	390 [0,0150] R : 0,5	310 [0,0092] / 180 [0,0191] R : 0,9	600 [0,0315]	ch./ca. 6,6
Kollo / juin - octobre 1994 *Freydier et al., 1998.*	5,7	326 [0,0255] R : 2,4	35 [0,0045] R : 0,4	147 [0,0100] R : 0,9	189 [0,0076] R : 0,7	297 [0,0097] R : 0,9	492 [0,0124] / 250 [0,0279] R : 3,8	243 [0,0107]	am.-ni./ca. 3,1
Banizoumbou / juin - septembre 1996 *Galy-Lacaux et Modi, 1998.*	5,7	305 [0,0312] R : 4,2	34 [0,0056] R : 0,8	85 [0,0077] R : 1,0	90 [0,0047] R : 0,6	202 [0,0086] R : 1,2	372 [0,0123] / 113 [0,0129] R : 3,4	128 [0,0074]	am.-ni./ca. 2,9
pluies et poussières									
Sadoré / 1985-1989* *Drees et al., 1993.*	-	319	46	90	321	-	-	-	-
Chikal / 1985-1989* *Drees et al., 1993.*	-	584	80	119	248	-	-	-	-
Yelouma / juillet - octobre 1991 *Taupin et al., 1997.*	-	158 [0,0230] R : 1,1	24 [0,0058] R : 0,3	90 [0,0113] R : 0,5	127 [0,0095] R : 0,4	289 [0,0175] R : 0,8	313 [0,0147] / - R : 0,7	262 [0,0214]	-
Niamey / avril - octobre 1992** *Taupin et al., 1997.*	6,6	323 [0,0330] R : 3,1	98 [0,0165] R : 1,5	132 [[0,0117] R : 1,1	221 [0,0115] R : 1,1	372 [0,0158] R : 1,5	309 [0,0102] / - R : 1,0	186 [0,0107]	bi./ca. 5,8
statistiques descriptives									
MOYENNE MEDIANE	5,8 5,7	R : 2,7 R : 2,8	R : 0,7 R : 0,5	R : 1,0 R : 1,0	R : 0,7 R : 0,6	R : 1,0 R : 0,9	R : 2,0 R : 1,0	[0,0163] [0,0107]	m.i. : 4,6 m.i. : 4,5
valeur minimale valeur maximale	5,2 6,6	R : 1,1 R : 4,2	R : 0,3 R : 1,5	R : 0,5 R : 1,6	R : 0,4 R : 1,1	R : 0,5 R : 1,5	R : 0,7 R : 3,8	[0,0074] [0,0315]	m.i. : 2,9 m.i. : 6,6

Les apports atmosphériques concernent la phase dissoute, sauf pour * : phase totale. Les concentrations sont pondérées de la hauteur des précipitations. La détermination des faciès chimiques et des masses ioniques prend en compte la concentration en HCO_3^- déduite du pH mesuré, sauf pour ** : concentration mesurée de 2,43 mg.L^{-1}. Précipitations totales : 535 mm (Kollo 1989), 640 mm (Kollo, 1994), 490 mm (Banizoumbou, 1996), 344 mm (Yelouma, 1991) et 490 mm (Niamey, 1992).

Annexes IV-2-A- $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ sur la zone d'étude (ORSTOM / IRD 1991-98).

puits ou forage -n° Hapex- (n°IRH)	date pr. jj.mm.aa	référence	$\delta^{18}O$ ‰ *vs* VSMOW	$\delta^{2}H$	excès en deutérium (d) $d = \delta^{2}H - 8 . (\delta^{18}O)$
puits à fluctuations piézométriques saisonnières et/ou avec tritium					
Banikane domestique - P11 -	13.05.97	-	-4,6	**-28**	9
Banikane domestique - P11 -	11.08.97	NGR9711	-4,5	-28	8
Banikane domestique - P11 -	12.08.97	NGR9712	-4,6	-27	10
Bani Kossey village * - K03 -	14.04.92	AVG09	-3,2	-	-
Banizoumbou école - P15 -	06.09.93	SEP05	-4,3	-	-
Banizoumbou mosquée - P16 -	06.09.93	SEP04	-3,7	-	-
Banizoumbou mosquée - P16 -	26.01.94	NIG	-3,8	-28	2
Banizoumbou mosquée - P16 -	03.02.95	95-14	-3,8	-	-
Banizoumbou mosquée - P16 -	13.05.97	-	**-4,0**	**-26**	**6**
Barkiawal Béri n°3 - N12 -	01.02.95	95-04	-4,4	-	-
Barkiawal Béri village * - N03 -	14.04.92	AVG01	-2,4	-19	0
Barkiawal Béri village * - N03 -	03.09.93	SEP06	-3,4	-	-
Barkiawal Béri village * - N03 -	01.02.95	95-03	-1,3	-	-
Bokossay domestique - U12 -	16.12.91	DEC15	-4,3	-	-
Bokossay domestique - U12 -	13.04.92	AVF14	-4,1	-	-
Boula Kouara Tegui "mare"	*29.04.98*	-	*+6,8*	*+18*	*-37*
Boula Kouara Tegui "trou"	*29.04.98*	-	***-4,1***	-	-
Dey Tegui * - H10 -	16.04.92	AVI04	-2,9	-	-
Dey Tegui domestique - U09 -	16.12.91	DEC14	-3,4	-24	3
Dey Tegui pastoral - D02 -	10.04.92	AVE04	-3,0	-19	5
Dey Tegui pastoral - U08 -	16.12.91	DEC13	-4,5	-28	8
Gadabo (*?) - H08 -	16.04.92	AVI07	-3,9	-	-
Garbey Tombo ptc * - J06 -	19.12.91	DEC19	-3,1	-	-
Garbey Tombo ptc * - J06 -	06.02.95	95-26	-5,2	-	-
Garbey Tombo ptc * ***(S)*** - J06 -	14.05.97	-	-5,7	**-36**	10
Goguiéizé Kouara pastoral * - P01 -	14.04.92	AVG05	-5,0	-	-
Goguiéizé Kouara pastoral * - P01 -	14.01.93	JAN11	-4,9	-	-
Hamdallay mosquée - O01 -	16.12.91	DEC18	-4,6	-28	8
Hamdallay mosquée - O01 -	01.02.95	95-06	-3,4	-	-
Hamdallay sud * - O03 -	01.02.95	95-05	-3,9	-	-
Kokorbe Fandou - D07 -	15.02.95	95-49	-3,3	-	-
Kolo Bossey - J04 -	17.09.97	-	**-3,5**	-24	4
Kolo Bossey - J04 -	18.09.97	-	-3,5	-26	2
Kolo Diogono - J05 -	14.05.97	-	-4,1	**-29**	4

Annexes IV-2-A (suite)- $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ sur la zone d'étude (ORSTOM / IRD 1991-98).

puits ou forage -n° Hapex- (n°IRH)	date pr. jj.mm.aa	référence	$\delta^{18}O$ ‰ *vs* VSMOW	$\delta^{2}H$	excès en deutérium (d) $d = \delta^{2}H - 8 . (\delta^{18}O)$
Kolo Diogono - J05 -	31.07.97	NGR9706	-4,1	-	-
Loga - J03 -	10.09.93	SEP17	-5,4	-	-
Loga - J03 -	08.02.95	95-31	-5,4	-	-
Loga Kolo Tassi - J02 -	17.12.91	DEC20	-3,9	-	-
Loga Kolo Tassi - J02 -	08.02.95	95-32	-5,1	-	-
Maourey Kouara Zéno *(S)* - P08 -	13.05.97	-	-5,3	**-31**	12
Maourey Tokobinkani * - Q01 -	13.05.97	-	**-4,7**	**-28**	**10**
Maourey Tokobinkani * - Q01 -	08.08.97	NGR9710	**-4,7**	-31	7
Niné Founo - K04 -	14.01.93	FEV09	-4,8	-31	7
Niné Founo - K04 -	14.05.97	-	**-5,1**	**-33**	**8**
Sama Dey * - Q13 -	13.05.97	-	**-5,4**	**-31**	**12**
Tiou Dawa - S06 -	04.09.93	SEP19	-4,4	-	-
Tokobinkani Peul - O05 -	16.02.95	95-55	-5,9	-	-
Tondi Kiboro - Q07 -	19.12.91	DEC33	-3,8	-	-
Tondi Kiboro - Q07 -	13.11.98	-	-4,0	**-28**	4
Tongom - C05 -	07.02.95	95-30	-2,9	-	-
Wankama nord (* ?) - P06 -	06.09.93	SEP21	-1,9	-	-
Wankama nord (* ?) - P06 -	06.02.95	95-25	-5,2	-	-
Wankama P1 - P21 -	06.02.95	95-21	-4,3	-	-
Wankama P2 - P22 -	06.02.95	95-22	-4,6	-	-
Wankama P3 - P23 -	06.02.95	95-23	-5,5	-	-
Wankama sud * - P07 -	06.02.95	95-24	-4,0	-	-
Wankama sud * - P07 -	15.09.97	-	-2,9	-	-
Wankama sud * - P07 -	17.09.97	-	**-2,7**	**-24**	**-2**
Youloua ptc - P36 -	13.05.97	-	**-4,5**	**-28**	**8**
Zouragane - J01 -	17.04.92	AVJ13	-4,0	-31	1
Zouragane - J01 -	14.05.97	-	**-5,0**	**-32**	**8**
statistiques descriptives des puits à fluctuations piézométriques saisonnières et/ou avec tritium (21 valeurs ^{18}O, 9 valeurs ^{2}H)[a]					
médiane	-	-	-4,4	-28	8
moyenne	-	-	-4,4	-29	7
écart-type	-	-	0,8	3	3
valeur minimale	-	-	-5,9	-33	2
valeur maximale	-	-	-2,9	-26	12
puits sans fluctuation piézométrique saisonnière ni tritium					

Annexes IV-2-A (suite)- $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ sur la zone d'étude (ORSTOM / IRD 1991-98).

puits ou forage -n° Hapex- (n°IRH)	date pr. jj.mm.aa	référence	$\delta^{18}O$	$\delta^{2}H$ ‰ *vs* VSMOW	excès en deutérium (d) $d = \delta^{2}H - 8 . (\delta^{18}O)$
Agharous * - L01 -	16.12.91	DEC01	-3,7	-21	9
Agharous * - L01 -	14.04.92	AVG13	-3,4	-	-
Anamé - P27 -	14.05.97	-	-6,1	**-40**	9
Anamé - P27 -	01.08.97	NGR9707	-6,1	-	-
Baba Kaïna Kouara - H01 -	16.04.92	AVI08	-2,8	-19	3
Balal Sagui - T03 -	21.04.98	-	**-4,6**	**-30**	**7**
Baleyara Tabla - K01 -	17.12.91	DEC21	-3,7	-32	-2
Bangou Bobo - I02 -	10.04.92	AVE10	-3,8	-	-
Bani Koubey - Q11 -	20.04.98	-	**-5,2**	**-33**	**9**
Birni Kolondia chloé ? * - I05 -	17.04.92	AVJ10	-3,8	-	-
Birni Kolondia 2B *(S)* - I06 -	14.05.97	-	-5,1	**-32**	9
Birni Kolondia mare * - I07 -	17.04.92	AVJ09	-3,0	-	-
Birni Kolondia mare * - I07 -	31.07.97	NGR9704	**-3,7**	-21	8
Birni Kolondia projet - I08 -	31.07.97	NGR9705	**-5,0**	-33	7
Birnin Lafia - J12 -	29.07.97	NGR9701	**-5,3**	**-33**	**9**
Boula Darey - Q04 -	16.12.91	DEC07	-4,3	-29	6
Boundou Simti 1 - R05 -	16.12.91	DEC06	-4,3	-	-
Boundou Simti 1 - R05 -	13.04.92	AVF06	-3,8	-26	4
Boundou Warou - Q05 -	16.12.91	DEC09	-4,7	-32	5
Ciminti Koukou - Q15 -	13.05.97	-	-5,0	**-32**	9
Ciminti Koukou - Q15 -	20.04.98	-	-5,0	-	-
Dantiandou Tégui - P10 -	13.05.97	-	-4,7	**-30**	8
Dantiandou Tégui - P10 -	01.08.97	NGR9708	-4,7	-30	8
Dar El Salam pastoral - D08 -	10.04.92	AVE02	-5,4	-34	9
Dar El Salam pastoral - D08 -	10.09.93	SEP09	-5,9	-	-
Dar El Salam pastoral - D08 -	15.02.95	95-50	-5,6	-	-
Dar El Salam village - J17 -	15.02.95	95-51	-4,1	-	-
Datché - K12 -	16.04.98	-	**-5,7**	**-36**	**10**
Djouré - K02 -	14.04.92	AVG12	-4,1	-	-
Fandou Béri *(S)* - P19 -	13.05.97	-	-3,4	**-23**	5
Fetokadié - T05 -	16.12.91	DEC16	-3,5	-	-
Gassan Kournié - T01 -	16.12.91	DEC17	-4,1	-31	2
Habaka - K11 -	06.02.95	95-28	-5,2	-	-
Hayni Fada village - K15 -	14.05.97	-	**-5,9**	**-37**	**10**

Annexes IV-2-A (suite)- $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ sur la zone d'étude (ORSTOM / IRD 1991-98).

puits ou forage -n° Hapex- (n°IRH)	date pr. jj.mm.aa	référence	$\delta^{18}O$ ‰ *vs* VSMOW	$\delta^{2}H$	excès en deutérium (d) $d = \delta^{2}H - 8 . (\delta^{18}O)$
Kafina - K05 -	14.04.92	AVG11	-2,7	-	-
Kafina - K05 -	19.09.97	-	**-4,6**	-32	4
Kafina - K05 -	21.09.97	-	**-4,4**	-31	4
Kampa Zarma - T08 -	03.02.95	95-16	-3,9	-	-
Karbanga * - Q02 -	16.12.91	DEC08	-4,5	-30	7
Katanga pastoral - Q06 -	16.12.91	DEC10	-4,5	-30	6
Kida Bazagaïze latérite - P24 -	14.04.92	AVG07	-5,0	-32	7
Kida Bazagaïze latérite - P24 -	13.05.97	-	**-5,0**	**-33**	**7**
Kiran Fandou Béri - I03 -	17.04.92	AVJ12	-4,2	-29	5
Kirib - E07 -	10.09.93	SEP15	-5,2	-	-
Kirib Béri - E04 -	10.09.93	SEP16	-5,4	-	-
Kirib Béri - E04 -	15.02.95	95-52	-5,5	-	-
Kirib Kaïna - E05 -	15.02.95	95-53	-5,1	-	-
Kobéri Kouara pastoral - O11 -	14.04.92	AVG04	-4,3	-	-
Kodjiri Bani Kouara - P18 -	13.05.97	-	**-5,0**	**-29**	**11**
Kokorbe Bangou - C02 -	16.04.92	AVI13	-4,0	-	-
Koma Koukou - T02 -	19.12.91	DEC36	-4,4	-	-
Koma Koukou - T02 -	13.05.97	-	**-4,6**	**-29**	7
Koma Koukou - T02 -	21.04.98	-	**-4,6**	-29	8
Kouabiri Kouara - J20 -	29.07.97	NGR9702	**-4,8**	**-32**	**7**
Kountché treuil - P03 -	14.05.97	-	-5,3	**-34**	9
Kountché treuil - P03 -	16.04.98	-	-5,2	-	-
Kouré gros puits (*?) - W03 -	31.01.95	95-02	-5,0	-	-
Kouré village - W10 -	31.01.95	95-01	-4,6	-	-
Marafa Kouara - D05 -	10.04.92	AVE07	-2,9	-	-
Maré Kiré - J21 -	14.05.97	-	**-4,9**	**-32**	**8**
Oura Tondi - I01 -	10.04.92	AVE09	-3,6	-	-
Oura Tondi - I01 -	14.01.93	FEV10	-3,7	-	-
Oura Tondi chloé * - B10 -	21.04.92	AVK13	-2,0	-19	-3
Sabou Dey - P13 -	13.05.97	-	**-5,3**	**-34**	**8**
Seko Tchida - J14 -	14.05.97	-	**-5,3**	**-33**	**10**
Téko Baba Kouara - D01 -	10.04.92	AVE05	-2,8	-	-
Téko Baba Kouara - D01 -	28.04.98	-	**-4,8**	**-29**	**10**
Tidrika sud route - K14 -	13.05.97	-	-5,8	**-38**	9

Annexes IV-2-A (fin)- $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ sur la zone d'étude (ORSTOM / IRD 1991-98).

puits ou forage -n° Hapex- (n°IRH)	date pr. jj.mm.aa	référence	$\delta^{18}O$ ‰ *vs* VSMOW	$\delta^{2}H$	excès en deutérium (d) $d = \delta^{2}H - 8 . (\delta^{18}O)$
Tidrika sud route - K14 -	28.04.98	-	-5,8	-	-
Tigo Tegui - Q08 -	16.12.91	DEC11	-3,2	-26	-1
Tigo Zeno - U05 -	16.12.91	DEC12	-3,6	-	-
Tiloa Kaïna - C01 -	16.04.92	AVI12	-3,9	-	-
Tollo - X01 -	09.04.92	AVD08	-2,9	-	-
Tondi Banda - D04 -	10.04.92	AVE06	-4,3	-	-
statistiques descriptives des puits sans fluctuation piézométrique saisonnière ni tritium (32 valeurs ^{18}O, 24 valeurs ^{2}H)[a]					
médiane	-	-	-5,0	-33	9
moyenne	-	-	-4,9	-32	8
écart-type	-	-	0,6	4	2
valeur minimale	-	-	-6,1	-40	4
valeur maximale	-	-	-3,4	-23	11
forages					
Boula Kouara Tegui (26336)	29.04.98	-	**-4,4**	**-26**	**9**
Ko Dey (26335)	29.04.98	-	**-4,1**	**-24**	**8**
Oura Tondi (26390)	28.04.98	-	**-4,7**	**-30**	**8**
Sourgourou solaire (26356)	29.04.98	-	**-4,0**	**-25**	**7**
Tollo (26338)	29.04.98	-	**-3,7**	**-22**	**8**
Tollo (?)	04.11.98	-	-3,8	-	-
Touliel (26357)	06.01.93	JAN13	-4,0	-25	8
Touliel (26357)	29.04.98	-	**-4,6**	**-27**	**10**
Touliel (26357)	04.11.98	-	-4,5	-	-
Youloua (26329)	21.04.98	-	**-4,8**	**-28**	**10**
Zébani Fiti (24967)	10.11.98	-	**-5,6**	**-40**	**5**
statistiques descriptives des forages (8 valeurs)					
médiane	-	-	-4,5	-27	8
moyenne	-	-	-4,5	-28	8
écart-type	-	-	0,6	6	2
valeur minimale	-	-	-5,6	-40	5
valeur maximale	-	-	-3,7	-22	10

IRH : Inventaire des Ressources Hydrauliques. **en gras** : analyses doublées. * : puits inondable. *(S)* : puits avec suivi isotopique en ^{18}O (Tableau IV-2-B). *Boula Kouara Tegui "mare" et Boula Kouara Tegui "trou"* : prélèvements respectivement dans la nappe affleurante près de Boula Kouara Tegui, et dans un trou de 0,7 m de profondeur situé à 5 m de cet affleurement (*cf.* Fig. V-2-1). [a] : les puits inondables sont écartés du calcul ; les analyses à localisation douteuse de 1991-92 ne sont considérées que lorsqu'elles ont été doublées. La précision analytique est de ± 0,2‰ *vs* VSMOW pour l'oxygène-18, et de ± 2‰ *vs* VSMOW pour le deutérium.

Annexes IV-2-B- Suivis des teneurs en $\delta^{18}O$ (ORSTOM / IRD 1997-98).

puits -n° Hapex-	date pr. jj.mm.aa	référence	$\delta^{18}O$ ‰ *vs* VSMOW	$\delta^{2}H$	excès en deutérium (d) $d = \delta^{2}H - 8 . (\delta^{18}O)$
puits à fluctuations piézométriques saisonnières et/ou avec tritium					
Garbey Tombo ptc * - J06 -	19.12.91	DEC19	-3,1	-	-
Garbey Tombo ptc * - J06 -	06.02.95	95-26	-5,2	-	-
Garbey Tombo ptc * - J06 -	14.05.97	-	-5,7	**-36**	10
Garbey Tombo ptc * - J06 -	03.06.97	-	-5,5	-	-
Garbey Tombo ptc * - J06 -	27.06.97	-	-5,7	-	-
Garbey Tombo ptc * - J06 -	16.07.97	-	-3,8	-	-
Garbey Tombo ptc * - J06 -	04.08.97	-	-3,3	-	-
Garbey Tombo ptc * - J06 -	18.08.97	-	-3,3	-	-
Garbey Tombo ptc * - J06 -	08.09.97	-	-3,4	-	-
Garbey Tombo ptc * - J06 -	29.09.97	-	-3,5	-	-
Garbey Tombo ptc * - J06 -	15.10.97	-	-3,6	-	-
Garbey Tombo ptc * - J06 -	10.11.97	-	-3,3	-	-
Garbey Tombo ptc * - J06 -	08.12.97	-	-3,4	-	-
Garbey Tombo ptc * - J06 -	12.01.98	-	-3,9	-	-
Garbey Tombo ptc * - J06 -	12.03.98	-	-4,4	-	-
Garbey Tombo ptc * - J06 -	23.04.98	-	-4,9	-	-
Maourey Kouara Zéno - P08 -	13.05.97	-	-5,3	**-31**	12
Maourey Kouara Zéno - P08 -	06.06.97	-	-5,2	-	-
Maourey Kouara Zéno - P08 -	26.06.97	-	-5,1	-	-
Maourey Kouara Zéno - P08 -	18.07.97	-	-5,2	-	-
Maourey Kouara Zéno - P08 -	01.08.97	NGR9709	-5,2	-	-
Maourey Kouara Zéno - P08 -	05.08.97	-	-5,0	-	-
Maourey Kouara Zéno - P08 -	20.08.97	-	-5,3	-	-
Maourey Kouara Zéno - P08 -	09.09.97	-	-5,0	-	-
Maourey Kouara Zéno - P08 -	30.09.97	-	-5,0	-	-
Maourey Kouara Zéno - P08 -	16.10.97	-	-5,0	-	-
Maourey Kouara Zéno - P08 -	11.11.97	-	-4,7	-	-
Maourey Kouara Zéno - P08 -	09.12.97	-	-4,8	-	-
Maourey Kouara Zéno - P08 -	13.01.98	-	-4,8	-	-
Maourey Kouara Zéno - P08 -	13.03.98	-	-4,9	-	-
Maourey Kouara Zéno - P08 -	24.04.98	-	-5,0	-	-
Maourey Kouara Zéno - P08 -	04.06.98	-	-5,0	-	-
Maourey Kouara Zéno - P08 -	24.06.98	-	-5,2	-	-

Annexes IV-2-B (fin)- Suivis des teneurs en $\delta^{18}O$ (ORSTOM / IRD 1997-98).

puits -n° Hapex-	date pr. jj.mm.aa	référence	$\delta^{18}O$ ‰ *vs* VSMOW	$\delta^{2}H$	excès en deutérium (d) $d = \delta^{2}H - 8 . (\delta^{18}O)$
Maourey Kouara Zéno - P08 -	14.07.98	-	-5,2	-	-
Maourey Kouara Zéno - P08 -	23.09.98	-	-4,2	-	-
Maourey Kouara Zéno - P08 -	21.12.98	-	-4,2	**-31**	**3**
puits sans fluctuation piézométrique saisonnière ni tritium					
Birni Kolondia 2B - I06 -	14.05.97	-	-5,1	**-32**	9
Birni Kolondia 2B - I06 -	03.06.97	-	-4,9	-	-
Birni Kolondia 2B - I06 -	27.06.97	-	-4,8	-	-
Birni Kolondia 2B - I06 -	16.07.97	-	**-5,3**	-	-
Birni Kolondia 2B - I06 -	31.07.97	NGR9703	**-5,1**	-	-
Birni Kolondia 2B - I06 -	04.08.97	-	-5,0	-	-
Birni Kolondia 2B - I06 -	18.08.97	-	-4,9	-	-
Birin Kolondia 2B - I06 -	02.10.97	-	-4,9	-	-
Fandou Béri - P19 -	13.05.97	-	-3,4	**-23**	5
Fandou Béri - P19 -	06.06.97	-	-3,5	-	-
Fandou Béri - P19 -	24.06.97	-	-3,5	-	-
Fandou Béri - P19 -	17.07.97	-	-3,6	-23	6
Fandou Béri - P19 -	07.08.97	-	-3,6	-	-
Fandou Béri - P19 -	21.08.97	-	-3,4	-	-
Fandou Béri - P19 -	03.10.97	-	-3,5	-	-

en gras : analyses doublées. * : puits inondable. La précision analytique est de ± 0,2‰ *vs* VSMOW pour l'oxygène-18, et de ± 2‰ *vs* VSMOW pour le deutérium.

Annexes IV-2-C- Autres $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ sur le degré-carré (ORSTOM / IRD 1991-96).

puits ou forage -n° Hapex- (n°IRH)	date pr. jj.mm.aa	référence	$\delta^{18}O$ ‰ *vs* VSMOW	$\delta^{2}H$	excès en deutérium (d) $d = \delta^{2}H - 8 . (\delta^{18}O)$
puits du dallol Bosso					
Gardi Zarma - V02 -	13.04.92	AVF10	-3,3	-23	3
Harikanassou pastoral - X10 -	11.09.93	SEP12	-5,0	-	-
Ibamade - L02 -	16.12.91	DEC02	-3,2	-20	6
Kogori Tondi Kiré - L05 -	16.12.91	DEC04	-2,7	-15	6
Kogori Tondi Kiré - L05 -	13.04.92	AVF02	-2,4	-	-
Namari - R08 -	13.04.92	AVF07	-2,7	-21	0
Ouinditene - L03 -	16.12.91	DEC03	-3,1	-24	0
Sandiré route - R01 -	16.12.91	DEC05	-3,3	-	-
Zouzou Saney Zarma clos - V06 -	11.09.93	SEP24	-3,2	-	-
Zouzou Saney Zarma kori - V04 -	11.09.93	SEP23	-3,8	-	-
statistiques descriptives des puits du dallol Bosso (9 valeurs)					
médiane	-	-	-3,2	-	-
moyenne	-	-	-3,4	-	-
écart-type	-	-	0,7	-	-
valeur minimale	-	-	-5,0	-	-
valeur maximale	-	-	-2,4	-	-
autres puits du degré-carré de Niamey					
Ahamandey Béri - X04 -	09.04.92	AVD05	-2,8	-	-
Bagani - Y09 -	04.09.93	SEP01	-4,4	-	-
Bangoula - M02 -	07.09.93	SEP02	-4,0	-	-
Barkiawal Kaïna - H16 -	08.12.96	96FA	-3,3	-22	4
Barkire Alidou - M01 -	07.12.96	96ED	-3,7	-25	4
Boktili - X02 -	09.04.92	AVD07	-3,9	-26	6
Boyey Tondi enclos - B08 -	17.12.91	DEC30	-3,9	-21	11
Danguey Gorou - G01 -	06.12.96	96DC	**-4,3**	-28	6
Darey Bangou - S01 -	01.09.93	SEP08	-4,0	-	-
Deli Tondi - B20 -	12.12.96	96GG	-4,2	-27	7
Diole Goube Kouara - A11 -	06.12.96	96DE	-3,0	-20	4
Fada - Tokobinkani Zarma - H04 -	*08.12.96*	*96FF*	*-6,4*	*-46*	*5*
Gardama Kouara - B11 -	08.12.96	96FG	-3,6	-28	1
Gata Kouara Tégui - A14 -	06.12.96	96DD	-3,8	-25	6
Gobirkoy Béri - W08 -	04.09.93	SEP10	-4,5	-	-
Gounou Bangou - G03 -	07.12.96	96EA	-3,3	-20	6
Guidel - Y05 -	08.09.93	SEP11	-3,5	-	-
Kanaré école - X06 -	09.04.92	AVD03	-2,7	-	-

Annexes IV-2-C (suite)- Autres $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ sur le degré-carré (ORSTOM / IRD 1991-96).

puits ou forage -n° Hapex- (n°IRH)	date pr. jj.mm.aa	référence	$\delta^{18}O$ ‰ *vs* VSMOW	$\delta^{2}H$	excès en deutérium (d) $d = \delta^{2}H - 8 . (\delta^{18}O)$
Kanaré pastoral - X05 -	09.04.92	AVD04	-2,3	-	-
Karey Bangou fed - B05 -	21.04.92	AVK07	-4,2	-	-
Kargui Bangou - Y08 -	08.09.93	SEP14	-4,5	-	-
Kofo - Z01 -	09.04.92	AVD01	-3,8	-	-
Kofo - Z01 -	06.01.93	JAN12	-4,0	-	-
Ko Kiré - H09 -	08.12.96	96FC	**-4,6**	-27	10
Kone Kaïna école - G13 -	07.12.96	96EE	-3,3	-23	4
Libo Atou Kouara 1 - B09 -	08.12.96	96FE	-2,6	-22	-1
Lobotondi fed - A25 -	06.12.96	96DB	-2,5	-18	3
Moussa Diolo - G04 -	07.12.96	96EC	**-3,8**	-18	12
Niabéri Kouara - A01 -	06.12.96	96DA	-3,6	-23	6
Poste de police - N01 -	03.09.93	SEP18	-4,2	-	-
Sinsan Tondi - A09 -	07.12.96	96EB	**-5,5**	**-31**	**13**
Sinsan Tondi enclos - A08 -	21.04.92	AVK05	-4,2	-	-
Tera Boyey Tondi - A19 -	06.12.96	96DF	-4,8	-27	12
Tondi Fou pastoral - Y03 -	08.09.93	SEP20	**-3,4**	-	-
Wari école - N06 -	16.04.92	AVI02	-3,9	-	-
Wari pastoral - N07 -	14.01.93	JAN14	-4,4	-27	8
Yilladé - Z13 -	08.09.93	SEP26	-3,8	-	-
Zéibane Fiti kori - G09 -	06.12.96	96DG	**-3,5**	-19	9
Zimba - B06 -	17.12.91	DEC31	-3,5	-27	1
statistiques descriptives des autres puits du degré-carré de Niamey (37 valeurs $\delta^{18}O$, 21 valeurs $\delta^{2}H$)					
médiane	-	-	-3,8	-25	6
moyenne	-	-	-3,8	-24	6
écart-type	-	-	0,7	4	4
valeur minimale	-	-	-5,5	-31	-1
valeur maximale	-	-	-2,3	-18	13
forages					
Diawando (20543)	06.01.93	FEV04	-3,5	-21	7
Gounou Bangou (26410)	12.12.96	96GE	-3,5	-25	3
Koné Kaïna (-)	07.01.93	JAN06	-3,2	-18	8
Sakey Kouara Zéno (-)	06.01.93	FEV08	-4,0	-24	8
Samari Kaïna (21115)	07.01.93	JAN09	-4,6	-24	12
statistiques descriptives des forages (5 valeurs)					
médiane	-	-	-3,5	-24	8
moyenne	-	-	-3,8	-22	8

Annexes IV-2-C (fin)- Autres $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ sur le degré-carré (ORSTOM / IRD 1991-96).

puits ou forage -n° Hapex- (n°IRH)	**date pr.** jj.mm.aa	**référence**	**$\delta^{18}O$** ‰ *vs* VSMOW	**$\delta^{2}H$** ‰ *vs* VSMOW	**excès en deutérium (d)** $d = \delta^{2}H - 8 . (\delta^{18}O)$
écart-type	-	-	0,6	3	3
valeur minimale	-	-	-4,6	-25	3
valeur maximale	-	-	-3,2	-18	12

IRH : Inventaire des Ressources Hydrauliques. **en gras** : analyses doublées. *Fada -Tokobinkani Zarma* : puits témoignant d'un mélange (par drainance ?) avec les nappes captives (Monfort, 1997). La précision analytique est de ± 0,2‰ *vs* VSMOW pour l'oxygène-18, et de ± 2‰ *vs* VSMOW pour le deutérium.

Annexes IV-2-D- Teneurs en ^3H sur la zone d'étude (ORSTOM / IRD 1993-99).

puits ou forage -n° Hapex- (n°IRH)	date pr. jj.mm.aa	référence	^3H U.T.	incertitude analytique U.T.
puits à fluctuations piézométriques saisonnières				
Bani Kossey village * - K03 -	16.02.95	95-27	6,0	0,5
Banizoumbou école - P15 -	22.11.93	NOV04	10,0	1,0
Barkiawal Béri village * - N03 -	23.11.93	NOV09	4,0	1,0
Boundou Warou (*?) - Q05 -	05.05.99	-	2,2	0,8
Goguiéizé Kouara pastoral * - P01 -	23.11.93	NOV08	< 2,0	-
Hamdallay mosquée - O01 -	01.02.95	95-06	1,4	0,5
Kolo Diogono - J05 -	31.07.97	NGR9706	1,4	0,8
Maourey Kouara Zéno - P08 -	01.08.97	NGR9709	2,0	1,0
Maourey Tokobinkani * - Q01 -	01.08.97	NGR9710	6,2	0,7
Tondi Kiboro - Q07 -	24.08.97	-	2,0	1,0
Tongom - C05 -	07.02.95	95-30	0,8	0,4
Wankama P1 - P21 -	06.02.95	95-21	6,8	0,4
statistiques descriptives des puits à fluctuations piézométriques saisonnières (7 valeurs)				
médiane moyenne	- -	- -	2,0 ± 0,1 3,5 ± 0,7	- -
valeur minimale valeur maximale	- -	- -	0,8 ± 0,4 10 ± 1,0	- -
puits sans fluctuation piézométrique saisonnière				
Agharous * - L01 -	01.02.95	95-10	7,9	0,5
Baba Kaïna Kouara (*?) - H01 -	27.04.99	-	7,0	1,0
Balal Sagui - T03 -	21.04.98	-	< 2,2	-
Banikane domestique - P11 -	12.08.97	NGR9712	3,5	0,7
Bani Koubey - Q11 -	20.04.98	-	< 2,3	-
Birni Kolondia 2B - I06 -	22.11.93	NOV05	< 2,0	-
Birnin Lafia - J12 -	29.07.97	NGR9701	< 1,3	-
Ciminti Koukou - Q15 -	20.04.98	-	< 1,6	-
Dantiandou Tégui - P10 -	01.08.97	NGR9708	< 1,3	-
Datché - K12 -	16.04.98	-	< 1,8	
Habaka ** - K11 -	06.02.95	95-28	1,1	0,4
Kafina - K05 -	19.09.97	-	< 1,9	-
Kafina - K05 -	21.09.97	-	< 1,2	-
Kampa Zarma - T08 -	03.02.95	95-16	1,2	0,5
Kirib Béri - E04 -	15.02.95	95-52	1,6	0,4
Koma Koukou - T02 -	21.04.98	-	< 1,0	-
Kouabiri Kouara - J20 -	29.07.97	NGR9702	< 1,9	-

Annexes IV-2-D (fin)- Teneurs en ^3H sur la zone d'étude (ORSTOM / IRD 1993-99).

puits ou forage -n° Hapex- (n°IRH)	date pr. jj.mm.aa	référence	^3H U.T.	incertitude analytique
Kountché treuil - P03 -	16.04.98	-	< 1,6	-
Kouré gros puits (*?) - W03 -	22.11.93	NOV02	7,0	1,0
Kouré village - W10 -	22.11.93	NOV03	< 2,0	-
Mari Doumbo - E03 -	26.04.99	-	1,8	0,7
Niné Founo - K04 -	23.11.93	NOV07	4,0	1,0
Teko Baba Kouara - D01 -	28.04.98	-	< 1,4	-
Tidrika sud route - K14 -	28.04.98	-	< 2,1	-
Statistiques descriptives des puits sans fluctuation piézométrique saisonnière (20 valeurs)				
médiane	-	-	0 (< 2,0)	-
moyenne	-	-	1,5 ± 0,8	-
valeur minimale	-	-	< 1,0	-
valeur maximale	-	-	7,0 ± 1,0	-
forages				
Boula Kouara Tegui (26336)	29.04.98	-	1,8	0,6
Ko Dey (26335)	29.04.98	-	< 1,6	-
Oura Tondi (26390)	28.04.98	-	< 2,2	-
Sourgourou solaire (26356)	29.04.98	-	< 1,1	-
Touliel (26357)	29.04.98	-	1,8	0,8
Youloua (26329)	21.04.98	-	2,0	1,0
Zébani Fiti (24967)	10.11.98	-	< 1,5	-
Statistiques descriptives des forages (7 valeurs)				
médiane	-	-	0 (< 2,2)	-
moyenne	-	-	1,3 ± 0,8	-
valeur minimale	-	-	< 1,1	-
valeur maximale	-	-	2,0 ± 1,0	-

IRH : Inventaire des Ressources Hydrauliques. * : puits inondable , ** : puits abandonné (non pris en compte dans les statistiques descriptives).

Annexes IV-2-E- Autres teneurs en ^3H sur le degré-carré (ORSTOM / IRD 1993-99).

puits ou forage -n° Hapex- (n°IRH)	date pr. jj.mm.aa	référence	^3H U.T.	incertitude analytique U.T.
puits du dallol Bosso				
Kogori Tondi Kiré - L05 -	23.11.93	NOV06	20,0	1,0
Ouinditene - L03 -	01.02.95	95-09	16,8	0,5
autres puits du degré-carré de Niamey				
Bagani - Y09 -	29.04.99	-	5,0	0,6
Kargui Bangou - Y08 -	29.04.99	-	7,0	1,0
Kofo - Z01 -	04.05.99	-	2,3	0,6
Samari mosquée - B01 -	16.02.95	95-61	14,0	0,5
Tana Béri pastoral - Y07 -	29.04.99	-	2,0	1,0
Wari pastoral - N07 -	27.04.99	-	8,0	1,0
Yiladdé - Z13 -	04.05.99	-	7,0	1,0
Zéibane Fiti ptc - G08 -	03.05.99	-	8,0	1,0
Zimba - B06 -	28.04.99	-	8,0	0,6
Statistiques descriptives des autres puits du degré-carré de Niamey (9 valeurs)				
médiane	-	-	7,0 ± 1,0	-
moyenne	-	-	6,8 ± 0,8	-
valeur minimale	-	-	2,0 ± 1,0	-
valeur maximale	-	-	14,0 ± 0,5	-
forages				
Koné Kaïna (-)	07.01.93	JAN06	15,0	1,0
Sakey Kouara Zéno (-)	06.01.93	FEV08	< 2,0	-
Samari Kaïna (21115)	07.01.93	JAN09	7,0	1,0

IRH : Inventaire des Ressources Hydrauliques.

Annexes IV-2-F- Activités ^{14}C et teneurs en $\delta^{13}C$ sur la zone d'étude (ORSTOM / IRD 1993-99).

puits ou forage -n° Hapex- (n° IRH)	date pr. jj.mm.aa	référence	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	TAC $meq.L^{-1}$	H_2CO_3 $mmol.L^{-1}$	p. CO_2 log. atm.	CID $mg.L^{-1}$	$\delta^{13}C$ CID ‰ *vs* VPDB	$\delta^{13}Cg.$ eq. ‰ *vs* VPDB	^{14}C CID pCm	méthode
puits à fluctuations piézométriques saisonnières et/ou avec tritium													
Banikane domestique ** - P11 -	11.08.97	NGR9711	32,3	112	5,93	0,24	0,59	-1,7	10	-16,4	-17,8	95,3 (±0,8)	C
Banikane domestique - P11 -	12.08.97	NGR9712	31,3	77	5,10	x	-	-1,4	16	-17,6	-16,6	91,3 (±0,8)	C
Bani Kossey village * - K03 -	06.02.95	95-27	30,0	261	5,56	0,52	2,99	-1,0	42	-8,0	-8,2	123,9 (±0,9)	C
Banizoumbou école - P15 -	22.11.93	NOV04	-	74	5,87	-	-	-	-	-13,1	-	85,5 (±1,0)	AMS
Banizoumbou mosquée - P16 -	03.02.95	95-14	29,7	203	5,15	0,14	2,07	-1,2	27	-14,2	-13,7	90,4 (±0,7)	AMS
Barkiawal Béri n°3 - N12 -	01.02.95	95-04	-	113	5,27	0,16	1,80	-1,2	23	-12,3	-12,0	101,6 (±0,8)	AMS
Barkiawal Béri village * - N03 -	01.02.95	95-03	30,0	100	6,12	0,16	0,25	-2,1	5	-16,2	-18,5	107,7 (±0,8)	AMS
Gadabo (*?) - H08 -	1995 ?	-	-	235	-	-	-	-	-	-14,5	-	110,4 (±0,7)	AMS ?
Goguiéizé Kouara pastoral * - P01 -	02.02.95	95-12	-	85	*5,81*	0,12	0,39	-1,9	6	-13,8	-14,8	85,1 (±1,1)	AMS
Hamdallay mosquée - O01 -	01.02.95	95-06	-	85	6,06	0,16	0,29	-2,0	5	-	-	89,5 (±1,0)	AMS
Kobéri Kouara village * - O10 -	02.02.95	95-11	-	155	*6,56*	0,30	0,17	-2,3	6	-11,3	-15,7	123,2 (±1,6)	C
Kolo Diogono - J05 -	31.07.97	NGR9706	29,3	299	6,09	0,31	0,53	-1,8	10	-13,4	-15,5	94,4 (±1,4)	C
Loga - J03 -	08.02.95	95-31	30,3	1930	5,30	0,32	3,35	-1,0	44	-14,0	-13,7	81,5 (±0,7)	AMS
Loga Kolo Tassi - J02 -	08.02.95	95-32	29,3	319	5,87	0,56	1,58	-1,3	26	-8,9	-10,1	63,5 (±0,4)	C
Maourey Kouara Zéno - P08 -	15.11.95	-	-	92	-	-	-	-	-	-15,2 ?	-	86,8 (±0,7)	AMS ?
Maourey Kouara Zéno - P08 -	01.08.97	NGR9709	29,2	(1?)78	5,98	0,32	0,70	-1,6	12	-15,9	-17,5	84,2 (±0,9)	C
Maourey Tokobinkani * - Q01 -	08.08.97	NGR9710	29,6	70	5,72	0,08	0,32	-2,0	5	-16,8	-17,5	100,4 (±0,9)	C
Niné Founo - K04 -	01.02.95	95-08	-	298	5,96	0,32	0,73	-1,6	13	-9,1	-10,6	97,1 (±0,9)	C
Tokobinkani Peul - O05 -	16.02.95	95-55	28,4	108	5,83	0,34	1,05	-1,5	17	-14,4	-15,4	102,6 (±0,7)	AMS
Tondi Kiboro - Q07 -	24.08.97	-	31,2	115	6,29	0,20	0,21	-2,1	-	-14,1	-17,2	94,0 (±1,2)	C

Annexes IV-2-F (suite)- Activités ^{14}C et teneurs en $\delta^{13}C$ sur la zone d'étude (ORSTOM / IRD 1993-99).

puits ou forage -n° Hapex- (n° IRH)	date pr. jj.mm.aa	référence	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	TAC meq.L^{-1}	H_2CO_3 mmol.L^{-1}	p. CO_2 log. atm.	CID mg.L^{-1}	$\delta^{13}C$ CID ‰ *vs* VPDB	$\delta^{13}Cg.$ eq. ‰ *vs* VPDB	^{14}C CID pCm	méthode
Tongom - C05 -	07.02.95	95-30	31,6	39	5,49	0,16	1,08	-1,5	15	-16,3	-16,4	94,8 (±0,7)	AMS
Wankama nord (* ?) - P06 -	1995 ?	-	-	-	-	-	-	-	-	-16,1	-	100,5 (±0,7)	AMS ?
Wankama P1 - P21 -	06.02.95	95-21	-	145	5,76	1,00	3,63	-0,9	56	-16,2	-17,0	61,2 (±0,2)	AMS
Wankama P2 - P22 -	06.02.95	95-22	29,9	106	5,64	-	-	-	-	-15,8	-	70,0 (±0,6)	AMS
Wankama P3 - P23 -	06.02.95	95-23	30,4	76	5,26	0,88	10,10	-0,5	132	-17,8	-17,4	44,6 (±0,4)	AMS
Statistiques descriptives des puits à fluctuations piézométriques saisonnières et / ou avec tritium (11 valeurs C-14, 9 valeurs $\delta^{13}C$ g. eq.)													
médiane	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-15,5	94,0	-
moyenne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-15,0	93,2 (±0,9)	
écart-type	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,4	5,9	-
valeur minimale	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-17,5	84,2 (±0,9)	-
valeur maximale	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-10,6	102,6 (±0,7)	
puits sans fluctuation piézométrique saisonnière ni tritium													
Agharous * - L01 -	01.02.95	95-10	-	110	6,28	0,20	0,22	-2,2	5	-10,5	-13,5	104,9 (±1,0)	AMS
Anamé ** - P27 -	01.08.97	NGR9707	30,6	107	6,14	0,51	0,77	-1,6	15	**-7,8**	-10,1	108,9 (±0,9)	C
Balal Sagui - T03 -	21.04.98	-	32,1	30	5,48	0,28	1,94	-1,2	27	-16,0	-16,0	85,5 (±0,9)	C
Bani Koubey - Q11 -	20.04.98	-	33,0	43	5,40 (*5,38*)	0,17	1,48	-1,3	21	-17,0	-16,9	84,1 (±0,8)	AMS
Birni Kolondia 2B - I06 -	22.11.93	NOV05	-	75	6,04	-	-	-	-	-14,8	-	74,1 (±0,5)	AMS
Birni Kolondia 2B - I06 -	31.07.97	NGR9703	29,9	52	6,27	0,24	0,27	-2,0	6	-15,6	-18,5	79,9 (±0,9)	C
Birnin Lafia - J12 -	29.07.97	NGR9701	31,4	97	5,85	0,28	0,83	-1,6	13	-16,9	-18,0	**81,3 (±0,5)**	C + AMS
Ciminti Koukou - Q15 -	20.04.98	-	30,8	39	5,45	0,23	1,70	-1,2	23	-17,5	-17,5	73,2 (±0,6)	C
Dantiandou Tégui - P10 -	01.08.97	NGR9708	30,2	93	5,98	0,25	0,55	-1,7	10	-15,4	-17,0	86,6 (±1,2)	C
Datché - K12 -	16.04.98	-	31,5	35	5,97	0,34	0,76	-1,6	13	-17,5	-19,1	83,4 (±0,8)	C

Annexes IV-2-F (suite)- Activités ^{14}C et teneurs en $\delta^{13}C$ sur la zone d'étude (ORSTOM / IRD 1993-99).

puits ou forage -n° Hapex- (n° IRH)	date pr. jj.mm.aa	référence	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	TAC $meq.L^{-1}$	H_2CO_3 $mmol.L^{-1}$	p. CO_2 log. atm.	CID $mg.L^{-1}$	$\delta^{13}C$ CID ‰ *vs* VPDB	$\delta^{13}Cg.$ eq. ‰ *vs* VPDB	^{14}C CID pCm	méthode
Habaka ** - K11 -	06.02.95	95-28	31,1	148	6,16	1,48	2,14	-1,17	43	-	-	**110,2 (±0,5)**	C + AMS
Kafina ** - K05 -	19.09.97	-	32,2	226	6,61	1,26	0,65	-1,7	23	-14,9	-19,4	100,3 (±0,6)	C
Kafina - K05 -	21.09.97	-	33,5	159	5,17	0,09	1,27	-1,4	16	-17,8	-17,3	82,6 (±0,7)	C
Kampa Zarma - T08 -	03.02.95	95-16	31,1	51	5,52	0,20	1,26	-1,4	18	-14,7	-14,8	88,5 (±0,7)	AMS
Kirib Béri - E04 -	15.02.95	95-52	31,8	27	5,75	0,20	0,74	-1,6	11	-15,9	-16,7	78,6 (±0,7)	AMS
Koma Koukou - T02 -	21.04.98	-	31,9	46	5,48 (*5,47*)	0,10	0,71	-1,6	10	-16,2	-16,2	58,2 (± 0,7)	AMS
Koma Koukou - T02 -	24.11.98	-	31,9	36	6,03	-	-	-	-	-	-	60,4 (±0,5)	AMS
Kouabiri Kouara - J20 -	29.07.97	NGR9702	31,9	43	5,67	0,12	0,54	-1,8	8	-16,4	-16,9	-	-
Kountché treuil - P03 -	16.04.98	-	34,5	75	5,92	0,52	1,31	-1,4	22	-17,1	-18,5	76,0 (±0,6)	C
Kouré gros puits (* ?) - W03 -	31.01.95	95-02	-	675	6,19	1,24	1,67	-1,3	35	-17,9	-20,5	109,6 (±0,7)	C
Kouré village - W10 -	31.01.95	95-01	30,0	101	5,83	0,36	1,11	-1,4	18	-13,1	-14,1	71,4 (±0,6)	AMS
Téko Baba Kouara - D01 -	28.04.98	-	31,5	32	5,43 (*5,39*)	0,18	1,53	-1,3	22	-21,7	-21,6	-	-
Téko Baba Kouara - D01 -	05.04.99	-	-	42	6,06	-	-	-	-	-	-	89,0 (±0,6)	AMS
Tidrika sud route - K14 -	28.04.98	-	32,0	32	5,54 (*5,56*)	0,16	0,92	-1,5	14	-15,8	-14,7	78,5 (±0,7)	AMS
Statistiques descriptives des puits sans fluctuation saisonnière ni tritium (15 valeurs C-14, 16 valeurs $\delta^{13}C$ g. eq.) :													
médiane	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-17,0	81,3	-
moyenne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-17,1	79,8 (±0,7)	-
écart-type	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,9	7,9	-
valeur minimale	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-21,6	58,2 (±0,7)	-
valeur maximale	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-14,1	89,0 (±0,6)	-
forages													
Boula Kouara Tegui (26336)	29.04.98	-	30,6	45	5,07 (*5,25*)	*0,05*	0,59	-1,7	8	-12,2	-11,9	88,9 (±0,9)	AMS

Annexes IV-2-F (fin)- Activités ^{14}C et teneurs en $\delta^{13}C$ sur la zone d'étude (ORSTOM / IRD 1993-99).

puits ou forage -n° Hapex- (n° IRH)	date pr. jj.mm.aa	référence	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	TAC $meq.L^{-1}$	H_2CO_3 $mmol.L^{-1}$	p. CO_2 log. atm.	CID $mg.L^{-1}$	$\delta^{13}C$ CID ‰ *vs* VPDB	$\delta^{13}Cg.$ eq. ‰ *vs* VPDB	^{14}C CID pCm	méthode
Ko Dey (26335)	29.04.98	-	31,1	14	5,72 (*5,47*)	*0,06*	0,42	-1,9	6	-11,1	-11,1	88,5 (±1,1)	AMS
Oura Tondi (26390)	28.04.98	-	31,7	25	5,31 (*5,35*)	*0,07*	0,65	-1,7	9	-15,7	-15,5	84,4 (±0,8)	AMS
Sourgourou solaire (26356)	29.04.98	-	32,4	107	5,01 (*5,20*)	*0,06*	0,79	-1,6	11	-13,4	-13,0	80,2 (±0,7)	AMS
Tollo (26338)	29.04.98	-	30,3	15	5,56 (*5,51*)	*0,12*	0,77	-1,6	11	-12,7	-12,8	77,9 (±1,2)	AMS
Touliel (26357)	29.04.98	-	31,9	15	5,06 (*5,22*)	*0,04*	0,50	-1,8	7	-14,5	-14,1	83,1 (±0,7)	AMS
Youloua (26329)	21.04.98	-	32,0	32	5,28	0,09	0,99	-1,5	13	-18,0	-17,6	84,1 (±0,6)	C
Zébani Fiti (24967)	10.11.98	-	-	49	5,50	-	-	-	-	-10,2	-	65,2 (±0,6)	AMS
Statistiques descriptives des forages (8 valeurs)													
médiane	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-13,0	83,6	-
moyenne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-13,7	81,5 (±0,9)	-
écart-type	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,2	7,6	-
valeur minimale	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-17,6	65,2 (±0,6)	-
valeur maximale	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-11,1	88,9 (±0,9)	-

IRH : Inventaire des Ressources Hydrauliques. * puits inondable. ** : échantillon dont l'activité C-14 est probablement rajeunie par la matière organique stagnant au fond du puits (ch. IV-2-3-1-2). **CID** : Carbone inorganique dissous. *pH ou TAC en italique* : mesure effectuée au laboratoire. X : TAC non mesurable. *Wankama P1, P2, P3* : influence probable du forage artésien à débit non maîtrisé depuis 1982 ; *Loga, Loga Kolo Tassi* : puits à la minéralisation forte et singulière. **en gras** : analyse doublée. La précision analytique sur le $\delta^{13}C$ est de ± 0,1‰ *vs* VPDB. C : méthode conventionnelle par comptage β^- ; AMS : spectrométrie de masse par accélérateur (Tandétron, CNRS Gif / Yvette).

Annexes IV-2-G- Autres activités ^{14}C et teneurs en $\delta^{13}C$ sur le degré-carré (ORSTOM / IRD 1993-97).

puits ou forage -n° Hapex- (n° IRH)	date pr. jj.mm.aa	référence	T. ter. °C	cond. ter. $\mu S.cm^{-1}$	pH ter.	TAC $meq.L^{-1}$	H_2CO_3 $mmol.L^{-1}$	p. CO_2 log. atm.	CID $mg.L^{-1}$	$\delta^{13}C$ CID ‰ *vs* VPDB	$\delta^{13}Cg.$ eq.	^{14}C CID pCm	méthode
puits du dallol Bosso													
Kogori Tondi Kiré - L05 -	23.11.93	NOV06	-	440	7,16	-	-	-	-	-14,8	-	107,7 (±0,7)	AMS
Maourey - F04 -	16.02.95	95-62	27,8	257	5,80	0,32	1,06	-1,5	17	-12,5	-13,4	98,2 (±1,4)	C
Ouinditene - L03 -	01.02.95	95-09	-	612	6,49	1,20	0,81	-1,6	24	-10,9	-14,9	113,2 (±3,0)	C
Sandiré route - R01 -	16.02.95	95-56	28,8	261	6,70	1,28	0,53	-1,8	22	-	-	104,8 (±1,0)	C
autres puits du degré-carré de Niamey													
Diole Goubé - A11 -	05.04.97	-	-	1229	4,21 ?	-	-	-	-	-13,3	-	-	-
Fada - Tokobinkani Zarma - H04 -	06.04.97	-	-	2310	7,18	-	-	-	-	-11,2	-	53,2 (±0,4)	C
Libo Atou Kouara 1 - B09 -	13.04.97	-	-	3390	6,99	-	-	-	-	-12,6	-	104,8 (±1,4)	C
Lobotondi fed - A25 -	05.04.97	-	-	115	6,24	-	-	-	-	-16,5	-	109,7 (±2,3)	C
Moussa Diolo - G04 -	01.04.97	-	-	1408	5,74	-	-	-	-	-16,9	-	114,3 (±1,7)	C
Samari mosquée - B01 -	16.02.95	95-61	29,8	129	6,54	0,48	0,29	-2,0	9	-8,3	-12,5	126,1 (±1,1)	C
Sinsan Tondi Kouara tégui - A09 -	04.05.97	-	-	87	6,18	-	-	-	-	-14,2	-	90,5 (±2,2)	C
forage													
Samari Kaïna (21115)	07.01.93	FOR04	30,2	325	5,00	-	-	-	-	-18,4 ?	-	105,1 (±0,9)	AMS

IRH : Inventaire des Ressources Hydrauliques. **CID** : Carbone inorganique dissous. *Fada - Tokobinkani Zarma* : puits témoignant d'un mélange avec les nappes captives (Monfort, 1997). La précision analytique sur le $\delta^{13}C$ est de ± 0,1‰ *vs* VPDB. C : méthode conventionnelle par comptage β^- ; AMS : spectrométrie de masse par accélérateur (Tandétron, CNRS Gif / Yvette).

CARACTÉRISATION ET MODÉLISATION D'UNE NAPPE PHRÉATIQUE EN HAUSSE AU SAHEL : dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du kori de Dantiandou (sud-ouest du Niger)

RÉSUMÉ - La zone d'étude se situe à l'est de Niamey et s'étend sur 4 000 km^2 de l'aquifère sablo-silteux du Continental Terminal. Depuis 10 ans, les suivis piézométriques montrent une hausse continue de la nappe phréatique. L'objectif de l'étude est d'expliquer cette hausse interannuelle - d'origine climatique ou anthropique ? - et de quantifier l'évolution récente de la recharge. Dans cette optique, près de 150 chroniques piézométriques (~10 000 mesures) et une cinquantaine d'échantillonnages géochimiques typiques de la nappe (ions majeurs, ^{18}O / ^{2}H, ^{3}H, ^{14}C / ^{13}C) ont été considérés. À plus long terme, une centaine de mesures piézométriques des années 1950-80 ont été ré-analysées.

La hausse de la nappe est en moyenne de 0,20 m.an^{-1} sur la dernière décennie et traduit une recharge d'au moins 20 mm.an^{-1}. Les niveaux actuels sont les plus élevés jamais mesurés, en moyenne de 3,5 m plus hauts qu'en 1950-60. Depuis, des sécheresses majeures se sont produites (1970-80). L'augmentation des réserves de l'aquifère ne peut donc s'expliquer que par le déboisement observé : dans un milieu endoréique où l'infiltration à la nappe s'effectue à travers le fond des vallées, le déboisement a provoqué un encroûtement des sols et un afflux d'eau de ruissellement supplémentaire aux bas-fonds. À long terme et sous végétation naturelle, deux méthodes indépendantes permettent une quantification de la recharge. La première provient de l'existence d'une dépression piézométrique naturelle, explicable par un déficit localisé infiltration - évapotranspiration et dont la modélisation suggère une recharge régionale proche du mm.an^{-1}. La deuxième est déduite des teneurs en ^{3}H et ^{14}C, qui permettent d'estimer la recharge à long terme entre 1 et 5 mm.an^{-1}. Dans un milieu typiquement sahélien, la recharge de la nappe a donc progressé d'un facteur 10 (de ~1 à plus de 20 mm.an^{-1}) en 4 décennies. Une telle quantification de l'augmentation de la recharge provoquée par la déforestation est une première en Afrique.

mots-clés : *nappe libre, recharge naturelle, dépression piézométrique, modélisation hydrodynamique, géochimie isotopique, milieu semiaride, Niger.*

CHARACTERIZATION AND MODELLING OF A RISING WATER TABLE IN THE SAHEL: dynamic and geochemistry of the Dantiandou kori natural hollow aquifer (southwest Niger)

ABSTRACT - The study area is situated east of Niamey and extends over 4,000 km^2 of the Continental Terminal sand and silt aquifer. For the past ten years, potentiometric surveys have shown a continuous rise in the water table. The aim of the study is to explain this rise (is it being caused by climate or human activity ?) and to quantify the increase in groundwater recharge. To achieve this, about 150 potentiometric surveys (~10,000 measurements) and over 50 representative geochemical groundwater samples (major ions, ^{18}O / ^{2}H, ^{3}H, ^{14}C / ^{13}C) were analysed. Over a longer period, a hundred water table measurements from the 1950s to the 1980s were re-analysed.

For the past decade, the average water table rise is 0.20 m.yr^{-1} and suggests a recharge rate of at least 20 mm.yr^{-1}. Current levels are the highest ever measured, 3.5 m on average since the 1960s. Since that time, several severe droughts have occured (1970-80): therefore, the groundwater reserve increase can only be explained by the deforestation observed. In this area of endoreic catchments where recharge only occurs through dry valleys, land clearance has caused soil encrustation, leading to increased runoff to the valley bottoms, and, therefore, increased deep infiltration. In the long term, under natural vegetation, two independent approaches were used to quantify the aquifer recharge rate. Firstly, the presence of a natural hollow aquifer, currently explained in the Sahel by a local infiltration - evapotranspiration deficit, was modelled and suggests a regional recharge rate of about 1 mm.yr^{-1}. Secondly, radioisotopic ^{3}H and ^{14}C contents measured in groundwater suggest a long-term recharge rate of between 1 and 5 mm.yr^{-1}. In this semiarid area typical of the Sahel, the recharge rate thus increased from ~1 to over 20 mm.yr^{-1} in four decades. Such a quantification of an increase in groundwater recharge caused by deforestation is a first in Africa.

key words: *water table, natural recharge, hollow aquifer, hydrodynamic modelling, environmental isotopes, semiarid area, Niger.*