

UNIVERSITE DE MONTPELLIER II

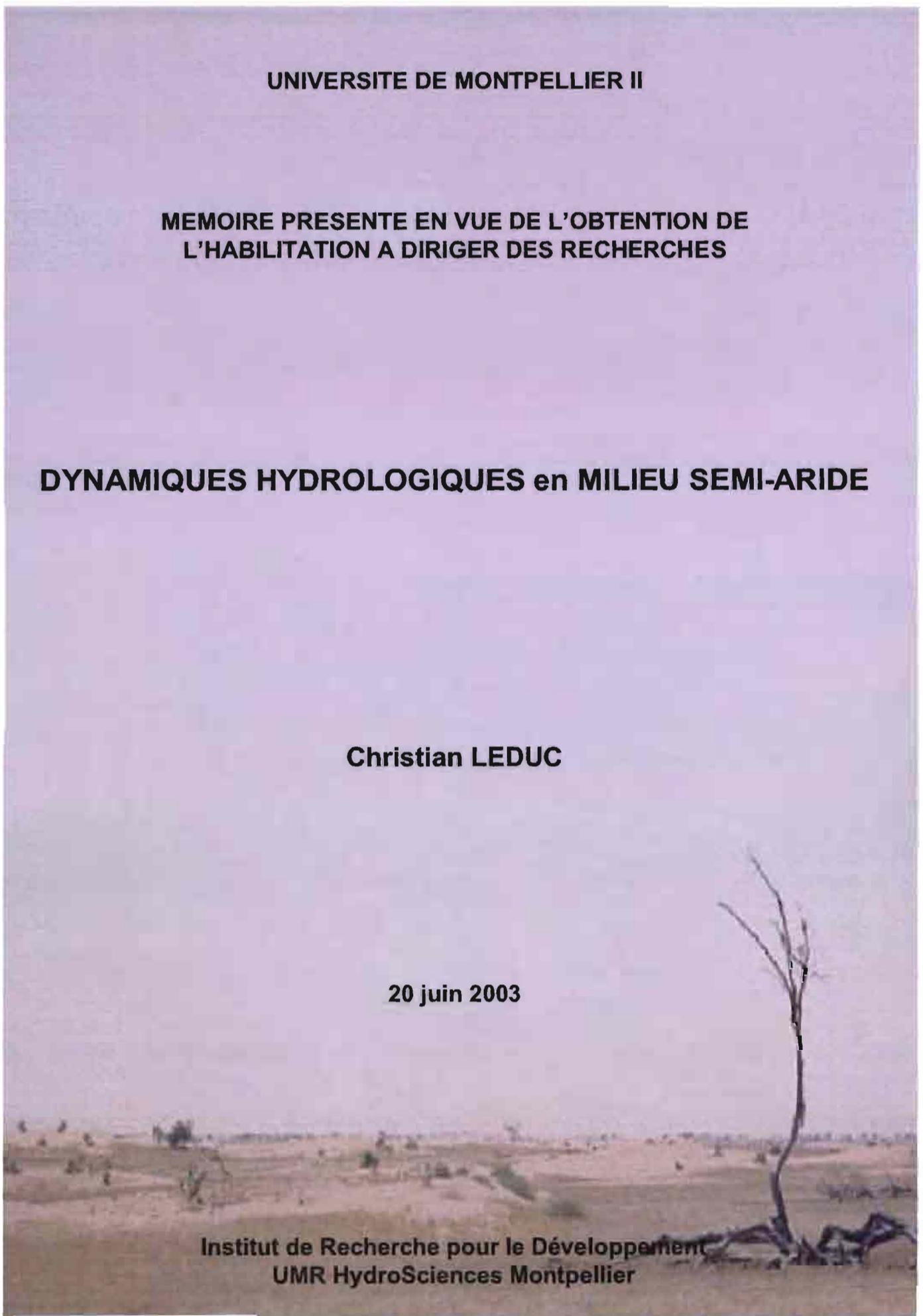
**MEMOIRE PRESENTE EN VUE DE L'OBTENTION DE
L'HABILITATION A DIRIGER DES RECHERCHES**

DYNAMIQUES HYDROLOGIQUES en MILIEU SEMI-ARIDE

Christian LEDUC

20 juin 2003

**Institut de Recherche pour le Développement
UMR HydroSciences Montpellier**



NOTE POUR L'EDITION ELECTRONIQUE

Pour cette version électronique réalisée en 2008, la modification majeure apportée à la version papier de 2003 est la suppression de la première partie "Notice individuelle", dont les informations très marquées dans le temps n'avaient plus beaucoup d'intérêt. J'ai par contre maintenu la liste de publications dans son état de 2003 puisque des renvois dans le texte se réfèrent aux codes définis dans cette partie. Pour des questions évidentes de droits d'auteur, la quatrième partie "Copie des principales publications" est également absente de ce document.

Les illustrations ont subi la transformation en format pdf avec plus ou moins de bonheur. Le lecteur mécontent de la qualité d'une figure pourra si nécessaire m'en demander une version plus nette.

Bonne promenade au milieu des zones semi-arides qui, quelques années après la rédaction de ce mémoire, continuent à dévoiler leur extraordinaire diversité hydrologique et renouvellent sans cesse l'intérêt que je leur porte depuis plus de 20 ans.

UNIVERSITE DE MONTPELLIER II

MEMOIRE PRESENTE EN VUE DE L'OBTENTION DE
L'HABILITATION A DIRIGER DES RECHERCHES

DYNAMIQUES HYDROLOGIQUES en MILIEU SEMI-ARIDE

Christian LEDUC

20 juin 2003

Institut de Recherche pour le Développement
UMR HydroSciences Montpellier

SOMMAIRE

1ère PARTIE : NOTICE INDIVIDUELLE

1.1 Curriculum vitae	5
1.2 Activités de recherche	6
1.3 Activités d'enseignement	7
1.4 Encadrement	8
1.5 Responsabilités scientifiques	10
1.6 Autres activités	10

2ème PARTIE : PUBLICATIONS et COMMUNICATIONS

2.1 DEA et thèse	13
2.2 Publications "de rang A"	13
2.3 Publications "de rang B"	14
2.4 Communications en congrès internationaux avec publication des actes	14
2.5 Communications en congrès nationaux avec publication des actes	16
2.6 Autres communications en congrès	17
2.7 Autres productions	17

3ème PARTIE : TRAVAUX de RECHERCHE

DYNAMIQUES HYDROLOGIQUES en MILIEU SEMI-ARIDE

Préambule	19
Chapitre 1 : Le rappel du contexte	
1.1. La région de Niamey	23
1.1.1. Géologie, géomorphologie	
1.1.2. Climat, végétation, population	
1.1.3. Hydrologie	
1.2. La région de Diffa	25
1.2.1. Géologie, géomorphologie	
1.2.2. Climat, végétation, population	
1.2.3. Hydrologie	
1.3. Les difficultés d'instrumentation	27
Chapitre 2 : Les principaux résultats acquis et leur interprétations	
2.1. Géologie	29
2.1.1. Dans le bassin des lullemeden	
2.1.2. Dans le bassin du lac Tchad	
2.2. Les précipitations	31

2.2.1. Variabilité des pluviosités	
2.2.2. Variabilité géochimique des précipitations	
2.2.3. Premier bilan	
2.3. Le ruissellement et les mares temporaires	33
2.4. Echanges surface-souterrain	35
2.5. Hétérogénéité spatiale de la recharge	37
2.6. Discontinuités et macroporosités	38
2.6.1. Les termites	
2.6.2. Samadey	
2.7. Géochimie des nappes phréatiques	40
2.7.1. Ions majeurs et éléments traces	
2.7.2. Isotopes	
2.8. Dynamique saisonnière de la recharge	43
2.9. Dynamique interannuelle de la nappe	45
2.9.1. Variabilité interannuelle de la recharge	
2.9.2. Evolution à long terme	
2.10. Estimation de la recharge	47
2.10.1. Hydrodynamique	
2.10.2. Géochimie des ions majeurs	
2.10.3. Géochimie des isotopes	
2.10.4. Modélisation numérique des écoulements souterrains	
2.11. Les dépressions piézométriques	51
2.11.1. Origine des dépressions	
2.11.2. Dynamique actuelle des dépressions	
2.11.3. Dépressions et instrumentations	
2.12. Les nappes profondes	54
Chapitre 3 :Discussion	
3.1. Qualité de la mesure	55
3.1.1. Mesures ponctuelles	
3.1.2. Enregistrements en continu	
3.1.3. Pompages d'essai	
3.1.4. Mauvaises interprétations	
3.1.5. Importance de la donnée initiale	
3.1.6. Conclusion partielle	
3.2. Représentativité de la mesure	60
3.2.1. Influence des pompages	
3.2.2. Mélange de nappes	
3.2.3. Points singuliers	
3.3. Identification des processus dominants	63
3.4. Validité et limites des méthodes	64
3.4.1. Bilan hydrologique	
3.4.2. Profils verticaux de Cl	
3.4.3. Teneur en Cl de la nappe	
3.4.4. Modélisation des écoulements	
3.5. Le rôle de la végétation	69
3.5.1. Les arbres à racines profondes	
3.5.2. La modification du couvert végétal	
3.6. Vision évolutive	70
3.7. Confrontation avec les résultats d'autres régions semi-arides	70

Chapitre 4 : Conclusion	
4.1. Rappel des principaux résultats	73
4.2. Développements possibles	74
4.3. Conséquences sur la gestion des ressources en eau	75
4.4. Perspectives	76
4.4.1. Continuité au Niger	
4.4.2. Ouverture méditerranéenne	
4.4.3. Paléohydrologie	
4.5. Pour finir	78
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	81
LISTE DES ACRONYMES UTILISES	86
CARTES DES LIEUX CITES	87

4ème PARTIE : COPIE des PRINCIPALES PUBLICATIONS

2ème PARTIE : PUBLICATIONS ET COMMUNICATIONS

Ma production bibliographique peut être analysée en 3 temps :

- de 1985 à 1990, mon travail au Cemagref s'est traduit par des rapports, deux publications de rang B, trois communications dans des congrès internationaux et une en congrès national. Epoque simple où aucune contrainte de publication "d'excellence" ne pesait.
- de 1990 à 1995, l'essentiel de mon énergie a été consacré au travail de terrain au Niger pour le PNUD puis l'ORSTOM. La production littéraire est mince : trois communications en congrès internationaux et des rapports.
- de 1995 à 2003, l'exploitation des très nombreuses données commence à se traduire en terme de publications de rang A, toutes postérieures à 1995, mais aussi de multiples communications lors de congrès, essentiellement internationaux.

1. DEA ET THESE

U1. C. Leduc, 1983. Etude hydrogéologique de la nappe captive astienne située entre Valras et Agde. Réactualisation du bilan hydrologique de l'aquifère. DEA "Sciences de l'eau et aménagement", USTL Montpellier 2, 109 p. + pl. hors-texte.

U2. C. Leduc, Hydrogéologie de la nappe captive astienne située entre Valras et Agde (Hérault). Doctorat de 3ème cycle "Sciences de l'eau et aménagement", USTL Montpellier 2, 191 p.

2. PUBLICATIONS "DE RANG A"

Dans ce paragraphe figurent les publications dans les revues internationale à comité de lecture considérées comme les plus importantes par les sections 11, 12 et 13 du CNRS et la CSS1 de l'IRD.

A1. Leduc C., Taupin J.D. et 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. Sciences Paris, série II, t. 323, 599-605.

A2. Leduc C., Bromley J. et 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 (1-4), 123-138.

A3. Desconnets J.C., Taupin J.D., Lebel T. et 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 (1-4), 155-178.

A4. Leduc C., Sabljak S., Taupin J.D., Marlin C. et Favreau G., 2000. Estimation de la recharge de la nappe quaternaire dans le nord-ouest du bassin du lac Tchad (Niger oriental) à partir des mesures isotopiques. C.R. Acad. Sciences Paris, série II, t. 330, 355-361.

A5. Leduc C., Favreau G. et Schroeter P., 2001. Long-term rise of a Sahelian water-table: the Continental Terminal in south-west Niger. J. Hydrol., 243, 43-54.

A6. Le Gal La Salle C., Marlin C., Leduc C., Taupin J.D., Massault M. et Favreau G., 2001.

Renewal rate estimation of groundwater based on radioactive tracers (^3H , ^{14}C) in an unconfined aquifer in a semi-arid area, Iullemeden basin, Niger. *J. Hydrol.*, 254, 145-156.

A7. Favreau G., Leduc C. et Schroeter P., 2002. Reply to comment on "Long-term rise in a Sahelian water-table: the Continental Terminal in south-west Niger" by Leduc, C., Favreau, G. Schroeter, P., 2001. *Journal of Hydrology*, 243, 43-54. *J. Hydrol.*, 255, 263-265.

A8. Favreau G., Leduc C., Marlin C., Dray M., Taupin J.D., Massault M., Le Gal La Salle C. et Babic M., 2002. Estimate of recharge of a rising water-table in semi-arid Niger from ^3H and ^{14}C modeling. *Groundwater*, 40, 2, 144-151.

A9. Favreau G., Leduc C., Marlin C. et Guéro A., 2002. Une dépression piézométrique naturelle en hausse au Sahel (sud-ouest du Niger). *C.R. Géosciences*, 334, 1-7.

A10. Taupin J.D., Gaultier G., Favreau G., Leduc C. et Marlin C., 2002. Variabilité isotopique des précipitations sahéniennes à différentes échelles de temps à Niamey (Niger) entre 1992 et 1999 : implication climatique. *C.R. Géosciences*, 334, 43-50.

A11. Elbaz-Poulichet F., Favreau G., Leduc C. et Seidel J. L., 2002. Major ion chemistry of a Sahelian aquifer (Continental Terminal water-table, Niger). *Applied Geochemistry*, 17, 1343-1349.

A12. Martin Rosalès W. et Leduc C., 2003. Dynamiques de vidange d'une mare temporaire au Sahel : l'exemple de Banizoumbou (sud-ouest du Niger). *C.R. Géosciences*, 335, 5, 461-468.

3. PUBLICATIONS "DE RANG B"

Dans ce paragraphe figurent les autres publications dans les revues internationales à comité de lecture considérées comme moins importantes par les sections 11, 12 et 13 du CNRS et la CCS1 de l'IRD.

B1. Chastan B., Gamet R., Leduc C. et Rieu T., 1985. Exemple de gestion des eaux souterraines à l'aide d'un modèle numérique: le système aquifère des sables astiens et des alluvions de l'Hérault. *Bulletin du BRGM, Hydrogéologie*, n°4, 279-284.

B2. Durbec A., Ille C. et Leduc C., 1991. Caractérisation expérimentale de l'interface rivière-nappe sur l'île du Grand Gravier (Rhône). *Hydrologie continentale*, vol. 6, n°2, 109-119.

B3. Favreau G., Leduc C. et Marlin C., 2000. Représentativité de l'échantillonnage géochimique et hydrodynamique en nappe libre de milieu semi-aride. *J. African Earth Sciences*, 31, 3/4, 669-678.

4. COMMUNICATIONS EN CONGRES INTERNATIONAUX AVEC PUBLICATION DES ACTES

Dans ce paragraphe figurent les communications délivrées lors de congrès internationaux avec sélection par un comité de lecture et publication des actes.

C1. Chastan B., Gamet R., Givone P., Leduc C. et Rieu T., 1986. Aide à la gestion des eaux souterraines dans le département de l'Hérault. 2èmes rencontres internationales "Eau et technologies avancées", Montpellier, 129-136.

C2. Leduc C. et Chastan B., 1987. Numerical modelling applied to the management of

groundwater resources in Languedoc (France). International conference "Groundwater and the environment", Kuala Lumpur, G39-G47.

C3. Durbec A. et **Leduc C.**, 1989. The alluvial aquifer of the Grand Gravier (Rhône valley, France) : modelling and protection. In "Groundwater management: quantity and quality", IAHS publ. n° 188, 581-593.

C4. **Leduc C.** et Desconnets J.C., 1994. Pools and recharge of the Continental Terminal phreatic aquifer near Niamey, Niger. International workshop "Groundwater monitoring and recharge in semi-arid areas", Hyderabad. UNESCO-IAH, SV13-SV22.

C5. **Leduc C.**, 1994. Recharge of the phreatic aquifer in the north-western lake Chad basin (Niger). International workshop "Groundwater monitoring and recharge in semi-arid areas", Hyderabad. UNESCO-IAH, SIV45-SIV53.

C6. **Leduc C.** et Desconnets J.C., 1994. Variability of groundwater recharge in the Sahel: piezometric survey of the Continental Terminal aquifer near Niamey (Niger). In "Future groundwater resources at risk", publ. AISH n° 222, 505-511.

C7. Desconnets J.C., Galle S., **Leduc C.** et 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", publ. AISH n°238, 125-137.

C8. **Leduc C.** et Taupin J.D., 1997. Hydrochimie et recharge de la nappe phréatique du Continental Terminal (Niamey, Niger). In "Hydrochemistry", publ. AISH n° 244, 235-243.

C9. **Leduc C.** et Loireau M., 1997. Evolution du couvert végétal et de la recharge de la nappe phréatique en zone sahélienne (Niamey, Niger). In "Sustainability of water resources under increasing uncertainty", publ. AISH n° 240, 193-200.

C10. **Leduc C.**, 1997. Les ressources en eau du département de Diffa (partie nigérienne du bassin du lac Tchad). In "L'homme et l'eau dans le bassin du lac Tchad". Editions Orstom, série "Colloques et Séminaires", 63-71.

C11. Favreau G. et **Leduc C.**, 1998. Fluctuations à long terme de la nappe phréatique du Continental Terminal près de Niamey (Niger) entre 1957 et 1997. In "Water resources variability in Africa during the XXth century", publ. AISH n° 252, 253-258.

C12. **Leduc C.**, Salifou O. et Leblanc M., 1998. Evolution des ressources en eau dans le département de Diffa (bassin du lac Tchad, sud-est nigérien). In "Water resources variability in Africa during the XXth century", publ. AISH n° 252, 281-288.

C13. **Leduc C.**, Favreau G., Marlin C. et Dray M., 2000. Comparison of recharge estimates in the two largest aquifers of Niger based on hydrodynamical and isotopic data. In "Tracers and modelling in hydrogeology", publ. AISH n° 262, 391-399.

C14. Favreau G., **Leduc C.** et Marlin C., 2001. Increase of groundwater recharge induced by a change in land-use: comparison of hydrodynamic and isotopic estimates in semi-arid Niger. In "Impact of human activity on groundwater dynamics", publ. AISH n°269, 67-73.

C15. Séguis L., Cappelaer B., Peugeot C., **Leduc C.** et Milési G., 2003. Influences de la sécheresse et du défrichement sur les écoulements d'un petit bassin sahélien. In "Hydrologie des régions méditerranéennes et semi-arides", publ. AISH.

C16. Taupin J.D., Gaultier, G. Favreau G., **Leduc C.** et Ramirez E., 2003. Etude isotopique des

précipitations sahéliennes à l'échelle de l'événement : relation avec les paramètres météorologiques et le type de précipitation. In "Hydrologie des régions méditerranéennes et semi-arides", publ. AISH.

C17. Gaultier G., Marlin C., **Leduc C.**, Filly A. et Massault M., 2003. Hydrogéologie isotopique de la dépression piézométrique du Kadzell (Niger Oriental). In "Hydrologie des régions méditerranéennes et semi-arides", publ. AISH.

C18. Mahé G., **Leduc C.**, Amani A., Paturel J.E., Girard S. et Servat E., 2003. Augmentation récente du ruissellement de surface en région soudano-sahélienne et impact sur les ressources en eau. In "Hydrologie des régions méditerranéennes et semi-arides", publ. AISH.

C19. Martin-Rosales W. et Leduc C., 2003. Dynamiques des mares temporaires dans un système endoréique semi-aride (sud-ouest du Niger) : un exemple de variabilité hydrologique. In "Hydrologie des régions méditerranéennes et semi-arides", publ. AISH.

C20. Favreau G., **Leduc C.**, Elbaz-Poulichet F., Seidel J.L. et Mariotti A., 2003. Variabilité temporelle et origine des fortes teneurs en nitrate en nappe libre au Sahel (Niger). In "Hydrologie des régions méditerranéennes et semi-arides", publ. AISH.

C21. Abourida A., Razoki B., Er-rouane S., **Leduc C.** et Prost J.P., 2003. Impact de l'irrigation sur la piézométrie du secteur N'fis au Haouz Central de Marrakech (Maroc). In "Hydrologie des régions méditerranéennes et semi-arides", publ. AISH.

5. COMMUNICATIONS EN CONGRES NATIONAUX AVEC PUBLICATION DES ACTES

Dans ce paragraphe figurent les communications délivrées lors de congrès nationaux avec sélection par un comité de lecture et publication des actes.

D1. Chastan B., Gamet R., Givone P., Laurent A., **Leduc C.** et Sallenave M., 1990. Vers une gestion décentralisée des eaux souterraines : la nappe de l'Astien, un exemple en Languedoc-Roussillon. Colloque "L'eau souterraine un patrimoine à gérer en commun", Paris nov. 1990. Document du BRGM n°195, vol. 1, 179-199.

D2. **Leduc C.** et 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", Orstom éditions, collection Colloques et séminaires, 449-462.

D3. **Leduc C.**, Favreau G., Marlin C., Cappelaere B., Dray M., Galle S., Martin-Rosales W., Mougnot B., Olive P., Peugeot C., Séguis L. et Taupin J.D., 2000. Approches hydrodynamique et géochimique du fonctionnement hydrologique dans la dépression piézométrique fermée de Dantiandou (Niger occidental). Colloque PNRH 2000, Toulouse, 303-310.

6. AUTRES COMMUNICATIONS EN CONGRES

Dans ce paragraphe figurent les communications, orales ou posters, délivrées lors de congrès nationaux et internationaux sans réelle publication des actes (aucune publication ou seulement un résumé).

E1. Leduc C. et Taupin J.D., 1993. Hydrochemistry of the Continental terminal phreatic aquifer near Niamey (Niger). AGU Fall meeting, San Francisco, vol. 74, n°43, H11A-6, p. 231.

E2. Favreau G., Marlin C. et Leduc C., 2000. Une dépression piézométrique naturelle en zone semi-aride : contraintes initiales, évolution récente. 18ème Réunion des Sciences de la Terre, Paris (avril 2000), 130.

7. AUTRES PRODUCTIONS

O1. Leduc C., 1985. Rapport de mission sur l'hydrogéologie du nord-est somalien. Rapport pour le Ministère des Relations Extérieures. CEMAGREF HHAN, Antony, 64 p.

O2. Leduc C., 1986. Hydrogéologie du nord-est somalien. Rapport complémentaire. Rapport pour le Ministère des Relations Extérieures. CEMAGREF HHLY, Lyon, 14 p.

O3. Durbec A. et Leduc C., 1988. Etude hydrogéologique de l'île du Grand Gravier et de la basse vallée du Garon. Rapport final. Rapport pour le Syndicat des Eaux des Monts du Lyonnais et de la basse vallée du Gier. CEMAGREF HHLY, Lyon.

O4. Oberlin G., Leduc C. et Gazull L., 1989. Etiages en Languedoc Roussillon. Rapport pour l'Agence de Bassin RMC. CEMAGREF HHLY, Lyon, 123 p + annexes.

O5. Durbec A., Leduc C., El Khattabi M. et Givone P., 1990. Nappe de la Vistrenque : rapport final. 1. modélisation numérique et simulations. 2. Système automatisé de gestion de l'aquifère (S.A.G.A.). CEMAGREF HHLY, Lyon, 84 p.

O6. Leduc C., 1991. Les ressources en eau du département de Diffa. Rapport PNUD-DTCD (projet NER86001) pour le Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement, Niger. 42 p + cartes.

O7. Leduc C. et Taupin J.D., 1993. Hydrochemistry of the Continental Terminal phreatic aquifer near Niamey (Niger). Orstom, Niamey, 13 p.

O8. Leduc C. et Lenoir F., 1995. Etude 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". Editions Orstom, 115-159.

O9. Desconnets J.C., Galle S., Lebel T., Leduc C., Monteny B. et Sicot M., 1995. Rapport technique final Hapex-Sahel.

O10. Site web <http://www.mevhysa.com/planet>

3ème PARTIE : TRAVAUX DE RECHERCHE

DYNAMIQUES HYDROLOGIQUES EN MILIEU SEMI-ARIDE

Préambule

Tout au long de mes années de recherche, je me suis essentiellement intéressé à l'hydrogéologie d'aquifères poreux peu profonds, dont le fonctionnement est significativement influencé par les phénomènes hydrologiques de surface. A l'intérieur de ce continuum, 1990 est une date importante marquant le passage de la France, tempérée ou méditerranéenne, vers les milieux semi-arides, même si une mission effectuée en 1985 dans le nord-est de la Somalie fut peut-être le déclencheur de mon intérêt pour l'hydrogéologie des déserts et de leurs bordures, révélant le plaisir de découvrir des zones presque vierges d'investigation scientifique.

Mon DEA et ma thèse de doctorat furent consacrés à la nappe captive présente dans les sables astiens de la région d'Agde-Béziers. Cette nappe constitue une ressource en eau d'importance régionale du fait de sa très bonne qualité, de son étendue et de sa relative facilité d'accès et surtout de sa disponibilité en été lorsque explosent besoins agricoles et demande touristique. Le mémoire de DEA regroupait une année complète de mesures de terrain, d'inventaires et de synthèse des données de toutes sortes utiles à la compréhension de l'hydrogéologie régionale. Ce travail se prolongea par la modélisation numérique des écoulements souterrains de ce système aquifère, entreprise dans le cadre de ma thèse au CEMAGREF.

Après mon embauche au CEMAGREF, j'ai continué à m'intéresser à la nappe astienne, pour qui je garde encore un attachement particulier. Les relations étroites qui existaient alors avec le SRAE de Montpellier (intégré ensuite à la DIREN) nous amenèrent à modéliser d'autres nappes du Languedoc (alluvions de l'Hérault, alluvions de l'Orb, Vistrenque) pour proposer des outils de gestion efficace des ressources en eau souterraine. Ces opérations très appliquées répondaient à une demande locale forte. Elles débutaient par l'identification des grandes masses du bilan hydrique, la compréhension des processus de recharge et d'échange entre surface et souterrain ou entre aquifères et allaient grâce à la modélisation jusqu'à la préconisation de mesures de protection contre la surexploitation.

En parallèle se développa une intervention longue sur l'aquifère du Grand Gravier, de bien moindre taille (quelques km² au lieu de quelques centaines de km² en Languedoc) dans les alluvions de la vallée du Rhône en aval de Lyon. Très liée aux fluctuations du Rhône et se trouvant à l'aval du "couloir de la chimie", la nappe était très exposée à de multiples risques de pollution alors qu'elle constituait la seule alimentation d'un très vaste syndicat. Commencée classiquement pour satisfaire une augmentation des prélèvements, cette opération évolua en programme de recherche nous associant au BRGM et au CENG. Notre objectif était d'apprécier les risques de contamination depuis la surface et le fleuve et la capacité d'auto-défense du milieu grâce notamment à l'effet-filtre des berges.

Ces années consacrées à des aquifères poreux en relation avec le réseau hydrographique ont été fondamentales pour ma formation d'hydrogéologue, naturaliste et modélisateur, en m'apprenant à essayer de conjuguer au mieux intuition de terrain et rigueur du raisonnement. Cette époque fût aussi particulièrement heureuse sur le plan humain au sein de la petite équipe hydrogéologique qui disparût définitivement en 1992.

Il est probablement plus facile de donner une cohérence à ce mémoire en le restreignant aux travaux réalisés depuis une décennie en zone semi-aride sahélienne, même si le

fonctionnement hydrologique que j'ai pu observer en Méditerranée (Languedoc et Afrique du nord) rappelle par de multiples aspects celui observé au Sahel. En effet, bien des processus sont communs, bien des approches s'appliquent de la même manière à ces milieux parfois si différents et l'hydrogéologie semi-aride n'est donc certainement pas isolée ni exclusive de celle pratiquée dans les régions plus tempérées. Ses singularités sont cependant nombreuses et méritent de constituer la trame de ce mémoire.

Depuis plus d'une décennie, se trouve au devant de la scène scientifique le thème du changement climatique à l'échelle de la planète et de son impact sur nos futures conditions de vie. L'hypothèse d'un réchauffement global semble désormais admise mais ses conséquences sont encore impossibles à apprécier avec précision. Comme d'autres, la communauté hydrologique participe à cette agitation intellectuelle mais aussi médiatique et politique. La proposition de scénarios plausibles pour ce siècle ne peut pas reposer sur l'extrapolation de la situation actuelle. Elle nécessite de comprendre l'extrême diversité des situations hydrologiques continentales, d'identifier les principaux mécanismes en oeuvre actuellement, de les quantifier et modéliser. Dans cette perspective, les zones arides et semi-arides présentent le grand avantage d'être particulièrement sensibles aux modifications climatiques comme environnementales et de connaître des évolutions beaucoup plus rapides et marquées que les milieux tempérés ou tropicaux humides.

Malgré la très grande extension des zones arides et semi-arides, qui couvrent le tiers des terres émergées, les études fondamentales consacrées à l'identification et à la quantification de leurs principaux processus hydrologiques sont encore relativement rares. La principale raison en est probablement la faible population qui y vit et le peu de poids économique de telles régions, hors de l'exploitation de matières premières minérales. Pourtant, ainsi que le soulignent de Vries et Simmers (2002), le besoin d'une information fine dans de telles régions est évident : la ressource en eau y est fragile et vitale, les méthodes classiques de bilan hydrique trop imprécises.

Grâce à la masse très importante de données qui ont été accumulées depuis plus de dix ans, les environs de Niamey sont devenus une des zones semi-arides les mieux instrumentées du monde. Les autres régions semi-arides particulièrement étudiées sont le Kalahari et l'Australie. De manière moins dense, des informations sont également disponibles dans divers sites des Etats-Unis d'Amérique et, encore plus dispersées, dans certains pays du Proche-Orient. Les autres régions semi-arides, tout aussi dignes d'intérêt, ne présentent que des études ponctuelles.

La majorité des résultats présentés ici ont trait aux nappes phréatiques des deux grands bassins sédimentaires du Niger qui couvrent l'essentiel de ce pays et débordent vers les états voisins, le bassin des lullemeden à l'ouest et le bassin du lac Tchad à l'est. Cependant, ces nappes ne sont que l'aboutissement provisoire d'un long cheminement et il est indispensable de s'intéresser aux étapes précédentes. C'est pourquoi les travaux menés sur la pluie ou le ruissellement et l'accumulation de l'eau à la surface du sol seront également évoqués. De manière réciproque, des recherches concernant les aquifères plus profonds seront également abordées même si elles ne représentent qu'une très faible part de mon travail.

A l'heure où il est souvent plus rentable pour un chercheur de passer son temps devant un ordinateur que de faire de la mesure laborieuse de terrain, je souhaiterais aussi illustrer combien, pour aboutir à des conclusions solides, il est indispensable de multiplier les observations et de démêler les traits essentiels de la masse de données parfois contradictoires. Ce mémoire peut être aussi l'occasion de rappeler le rôle fondamental de ce travail obscur qui ne figurera jamais dans une publication dite d'excellence alors qu'il en constitue l'assise.

Le premier chapitre rappelle les principaux éléments dont la connaissance est nécessaire pour la suite de l'exposé. Il synthétise notamment les travaux hydrogéologiques

anciens et les principaux enseignements tirés pour ce qui concerne les écoulements de surface, l'évolution du couvert végétal, etc.

Le deuxième chapitre aborde les connaissances nouvelles que j'ai pu apporter, essentiellement en hydrogéologie, au cours d'une décennie de travail au Niger. Les processus et leur quantification sont détaillés, en hydrodynamique et en géochimie. Les résultats acquis dans le sud-est et le sud-ouest du Niger sont comparés.

Le troisième chapitre discute les questions fondamentales dont, par exemple, la qualité et la représentativité de la mesure, la pertinence et les limites de différentes méthodes d'investigation, toutes ces questions étant abordées du point de vue des régions semi-arides.

Enfin le quatrième chapitre rappelle les principales leçons tirées de ces recherches et trace les perspectives que j'envisage pour les prochaines années.

Chapitre 1 : Le rappel du contexte

Le but de ce chapitre est de donner les principales informations permettant de comprendre l'hydrologie des deux grands bassins du Niger (fig. 1.A), quitte à anticiper sur certains résultats qui seront détaillés dans les chapitres suivants. Il est également largement fait mention des difficultés spécifiques à l'instrumentation en zone semi-aride.

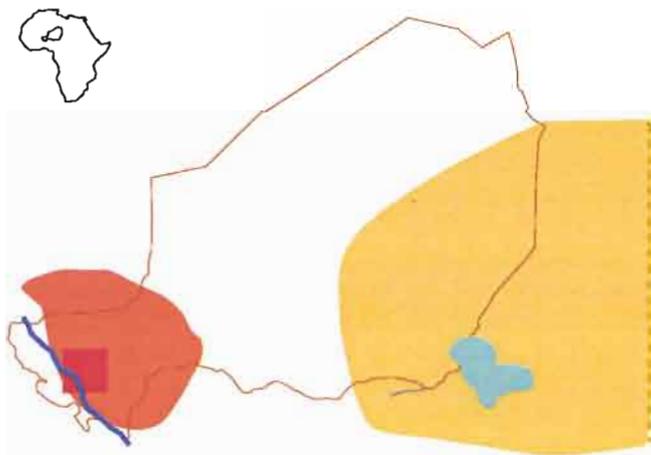


Fig. 1.A : Carte du Niger avec l'extension des sédiments du Continental Terminal dans le bassin des lullemeden et le degré carré de Niamey (à l'ouest) et l'extension des sédiments du Quaternaire dans le Bassin du Lac Tchad (à l'est). Les éléments hydrographiques marqués sont le fleuve Niger, le lac Tchad et la Komadouyou Yobé.

1.1. La région de Niamey

L'expérimentation internationale Hapex-Sahel, qui a culminé en 1992, avait défini comme champ d'investigation le degré carré de Niamey, c'est-à-dire la zone comprise entre 2 et 3° E et 13 et 14°N. En réalité, mes recherches n'ont concerné que la partie de ce carré au nord du fleuve Niger, soit un ensemble d'environ 8000 km². Cette région représente la bordure sud-ouest du Bassin des lullemeden.

1.1.1. Géologie, géomorphologie

Dans la région de Niamey, le socle cristallin précambrien affleure dans la vallée du fleuve Niger. Ailleurs, il est présent sous un recouvrement, faible dans la partie ouest du degré carré et plus épais en allant vers l'est, et les forages d'eau l'y ont souvent atteint. Sa nature minéralogique est très variable.

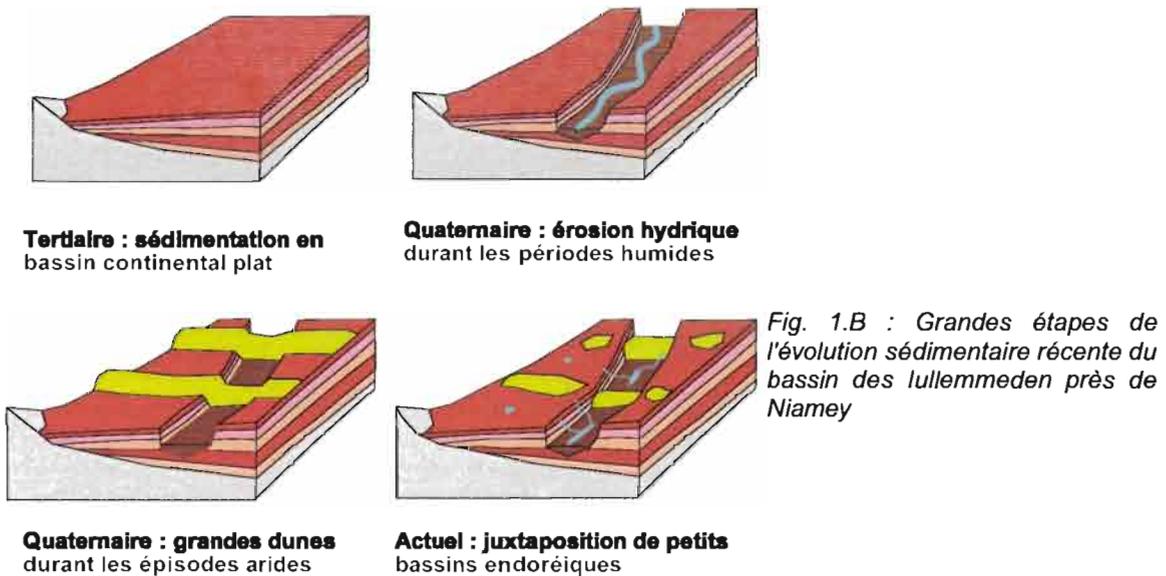
Au dessus de ce socle se trouve un vaste ensemble sédimentaire, le Bassin des lullemeden, présent essentiellement au Niger où il dépasse 700 km du nord au sud et d'est en ouest mais touchant aussi le Mali, le Bénin et le Nigéria. Les dépôts sont soit continentaux, issus de l'érosion du socle, soit marins ou lagunaires, lors d'épisodes transgressifs. Les plus anciens affleurent au nord-est, les plus récents au sud-ouest. Leur épaisseur maximale est inférieure à 2000 m. Les premiers sédiments datent du Cambrien, la partie la plus jeune correspond au Continental Terminal (CT) et au Quaternaire. L'étude géologique de ce bassin a été initiée par Greigert (1966) ; une synthèse récente des connaissances se trouve dans Favreau (2000).

Le CT correspond à des sédiments continentaux fins datant de l'Eocène au Pliocène, le plus souvent des limons grésifiés comportant des intercalations de lignites, oolithes et latérites. Leur épaisseur totale varie entre quelques mètres et 450 m. A l'intérieur de cette série, Greigert avait identifié 3 horizons aquifères, dénommés CT1, CT2 et CT3 de bas en haut.

Au cours des périodes humides du Quaternaire, l'ensemble quasi-horizontal du CT a été érodé par de multiples cours d'eau dont un très important venait de l'Air et a creusé la rectiligne vallée du dallol Bosso, large de plus de 10 km. De nombreuses rivières de moindre envergure ont creusé des vallées de profondeur variable. Au cours des épisodes arides, des ergs se sont avancés depuis le Sahara et ont en partie comblé le réseau hydrographique.

La morphologie actuelle est donc héritée de l'histoire quaternaire (fig. 1.B) : un plateau latéritique découpé par des vallées plus ou moins ensablées, avec une différence extrême d'altitude dans le degré carré de Niamey d'environ 90 m. La seule grande vallée active est celle du fleuve Niger. Les autres sont fossiles, l'ensemble du paysage est la juxtaposition d'une multitude de bassins endoréiques dont la taille est de l'ordre de quelques km². Les pentes sont faibles, généralement moins de 1 %.

Le fleuve Niger, qui a érodé la totalité des sédiments du CT, est sans aucune relation hydrologique significative avec la zone étudiée.



1.1.2. Climat, végétation, population

La ville de Niamey dispose d'observations pluviométriques depuis 1905. La moyenne à long terme des pluies est de 565 mm par an (fig. 1.C). Elles sont concentrées en une seule saison, qui s'étend de mai à octobre avec 90 % des précipitations entre juin et septembre. La plupart des événements pluvieux sont liés à des systèmes convectifs de mésoéchelle. Les pluies sont très variables dans le temps et l'espace. A long terme, on observe un gradient pluviométrique nord-sud très net, la moyenne interannuelle baissant d'environ 1 mm par km en allant vers le nord.

La température moyenne est de 29 °C mais peut atteindre 45°C au plus fort de la saison sèche, certains jours d'avril. L'évaporation potentielle est de l'ordre de 2500 mm par an et seul le mois d'août présente une évaporation potentielle plus faible que la précipitation.

La végétation naturelle est une savane arborée. Sur les plateaux latéritiques, elle se concentre en bandes étroites séparées par de grands espaces nus, connues sous le nom de brousse tigrée. Ailleurs elle a été profondément modifiée au cours des dernières décennies par une intense colonisation agricole qui a installé des champs de mil et les jachères consécutives.

En dehors de Niamey, proche de 700.000 habitants, la population est rassemblée en de nombreux petits villages. A la croissance démographique forte, supérieure à 3% par an, s'est rajouté l'effet des sécheresses des décennies 70 et 80, poussant les populations du nord à migrer vers des contrées moins hostiles. Ceci a conduit à une anthropisation accélérée du paysage : dans les 400 km² de la zone qu'elle étudie, Loireau (1998) estime que la quasi-totalité des terres cultivables est désormais en mil ou en jachère.

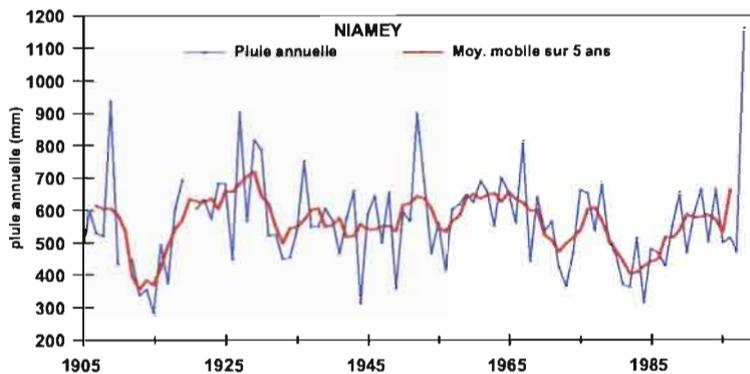


Fig. 1.C : Pluie annuelle à Niamey depuis le début de la station

1.1.3. Hydrologie

En dehors du fleuve Niger, qui constitue une unité hydrologique indépendante, la région de Niamey est une juxtaposition de multiples bassins versants endoréiques de quelques km². Ce morcellement est hérité de l'histoire géomorphologique quaternaire : les dépôts éoliens ont tronçonné le réseau hydrographique antérieur en petites unités.

Le ruissellement, de type hortonien, est principalement commandé par l'encroûtement de la surface du sol et la densité de végétation. L'infiltration ne dépasse pas quelques décimètres ou mètres de profondeur, excepté dans les zones de forte accumulation d'eau telles que les bas-fonds ou les ravines. Les ravines naissent sur les talus des plateaux, s'anastomosent à mi-versant dans de vastes zones d'épandage, liées à des ruptures de pente, pour se reconcentrer éventuellement plus à l'aval et alimenter les mares temporaires situées dans l'axe des anciennes vallées. Elles jouent un rôle majeur dans le fonctionnement des bassins versants : pour la plupart des événements, seule la partie aval du bassin contribue au remplissage de la mare, les écoulements de l'amont s'infiltrant dans la zone d'épandage. La contribution de la partie amont du bassin croît avec l'importance de l'averse. La vidange des mares temporaires est le principal apport à la nappe phréatique. Les bourrelets sableux séparant les mares de bas-fonds peuvent être submergés lors d'événements exceptionnels, connectant ainsi des bassins versants généralement indépendants.

Le remplacement de la végétation naturelle par des cultures a induit un développement de croûtes argileuses à la surface du sol, augmentant ainsi sensiblement le ruissellement et ce malgré la péjoration climatique des années 70 et 80.

1.2. La région de Diffa

Le bassin du lac Tchad (BLT) est une immense cuvette endoréique dont la superficie totale dépasse 2.000.000 km². Il s'étend depuis l'Algérie et la Libye jusqu'en Centrafrique, c'est-à-dire depuis le désert au nord jusqu'à un milieu tropical humide au sud. A l'intérieur de cet ensemble gigantesque, je me suis intéressé essentiellement à la partie nigérienne et secondairement à ses voisins tout aussi semi-arides du Tchad et du Nigéria.

Administrativement, la partie nigérienne du BLT occupe la totalité de la région de Diffa (140.000 km²), mais aussi une partie des régions de Zinder et Agadez. Par abus de langage, on assimilera ici sous la même appellation de région de Diffa l'ensemble des territoires nigériens du BLT hors des massifs de l'Aïr et du Djado, soit un ensemble de plus de 200.000 km².

1.2.1. Géologie, géomorphologie

Le substratum cristallin affleure en bordure occidentale du BLT, dans le massif du Mounio, et par les pointements granitiques de Djajiri, également dans l'ouest de la région. En dehors des massifs crétacés de Termit et Agadem, couronnés de Continental Terminal, les terrains affleurants sont des sédiments fluviatiles ou éoliens quaternaires, sablo-limoneux ou

parfois argileux fig. 1.D). L'ensemble du BLT est considéré comme un rift ayant piégé des milliers de mètres de sédiments depuis le Secondaire.

Les paysages sont vastes, la topographie très monotone : le point bas est le lac Tchad (275 m) et les points hauts sont les massifs de Termit (710 m), Agadem (550 m) et, au milieu du Ténééré, celui de Fachi (580 m).

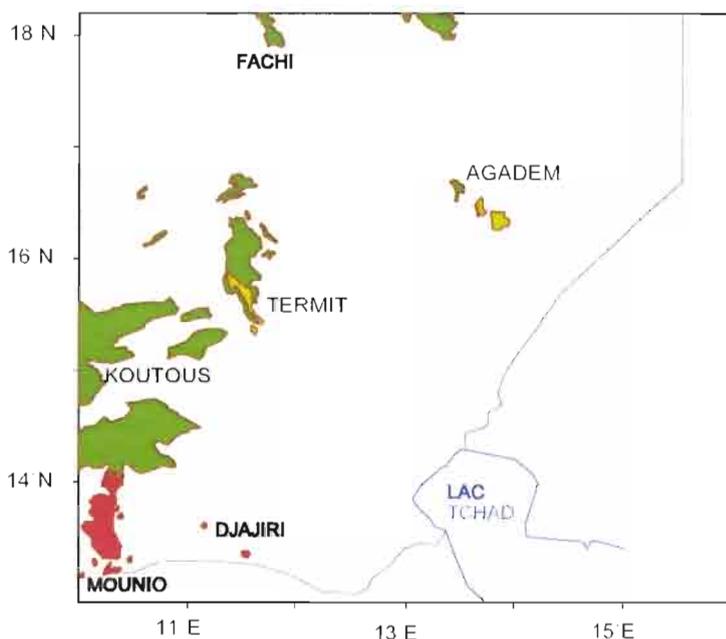


Fig. 1.D : Extension des massifs cristallins (en rouge), crétacés (en vert) et du Continental Terminal (en jaune) dans le BLT

1.2.2. Climat, végétation, population

A latitude comparable, les pluies sont beaucoup plus réduites que dans la région de Niamey : les moyennes à long terme sont inférieures ou égales à 100 mm par an au nord du 15ème parallèle, d'environ 200 mm par an en bordure nord du lac Tchad (fig. 1.E), et partout inférieures à 400 mm par an.

En dehors des grands ergs et des dunes franches, il existe une savane très faiblement arborée et quelques points à végétation plus dense (oasis au nord, cuvettes dans les dépressions du sud-ouest, bordure de la rivière).

L'essentiel de la population (environ 200.000 habitants) est concentrée dans le sud, là où les conditions de vie sont les moins défavorables. Les deux tiers sont sédentaires. La densité moyenne est inférieure à 2 habitants par km² ; au-delà du 15ème parallèle, elle n'est plus que d'environ 1 habitant par 20 km². Du point de vue agricole, la plus grande part du territoire est soit inexploitable par manque d'eau, soit consacrée au pastoralisme très extensif.

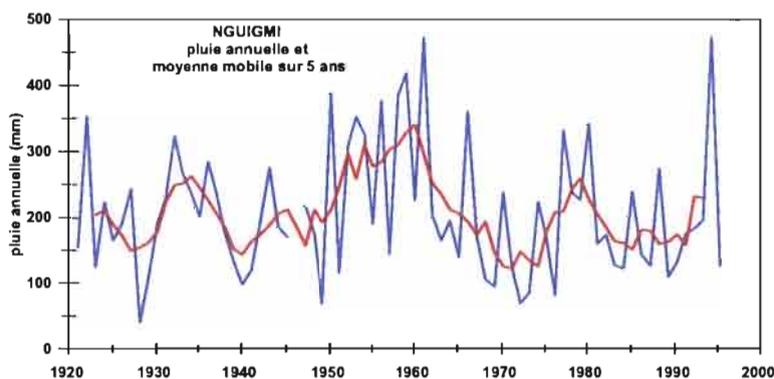


Fig. 1.E : Pluie annuelle à N'guigmi depuis le début de la station

1.2.3 Hydrologie

La Komadougou Yobé est une rivière non permanente naissant au Nigéria et aboutissant dans la cuvette nord du lac Tchad. Dans sa partie aval, où elle sert de frontière entre le Niger et le Nigéria, son débit diminue d'amont en aval, par évaporation et infiltration vers la nappe phréatique au travers des berges. L'amplitude de sa crue annuelle est très influencée par le régime des pluies mais aussi par les barrages construits durant les dernières décennies au Nigéria.

Le lac Tchad est composé de deux cuvettes séparées par un haut-fond. La cuvette nord, alimentée seulement par la Komadougou Yobé et le débordement de la cuvette sud, a connu des variations très importantes de son extension au cours des dernières décennies et a été parfois totalement asséchée (Olivry et al., 1996). Contrairement à d'autres grands lacs endoréiques de taille comparable, la minéralisation reste relativement faible. Le lac interagit avec la nappe phréatique : les eaux libres de la cuvette nord, quand elles existent, sont plus basses que la nappe phréatique située au nord du lac mais plus hautes que la nappe à l'ouest.

Le lac a été abondamment étudié par l'ORSTOM dans les années 60 et 70, tant en hydrométrie qu'en géochimie (par exemple Carmouze, 1976 ; Roche, 1980 ; Gac, 1980). Des mesures, bien moins importantes, existent également pour la Komadougou Yobé durant cette période. Les soubresauts politiques au Tchad expliquent en partie l'absence de données durant les années 80.

Au contraire de la région de Niamey, les échanges entre réseau hydrographique et nappe phréatique peuvent exister dans les deux sens (fig. 1.F). Le sens des échanges est variable dans l'espace et peut l'être dans le temps.

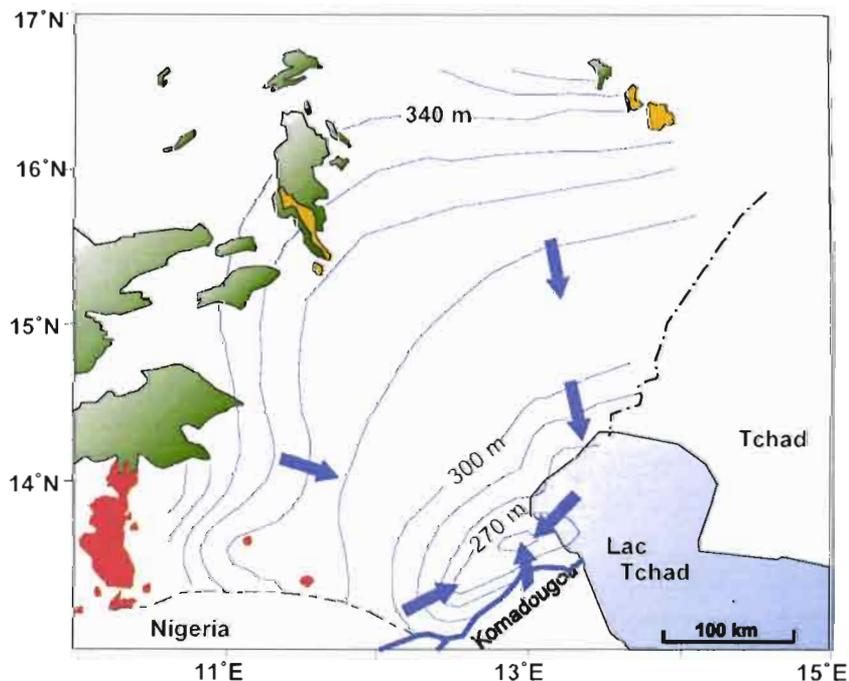


Fig. 1.F : Piézométrie de la nappe quaternaire dans la région de Diffa montrant les échanges avec le réseau hydrographique

1.3. Les difficultés d'instrumentation

Le premier problème rencontré est bien évidemment la difficulté de circulation. Les 8000 km² de la zone d'étude près de Niamey sont traversés par deux routes goudronnées partant de Niamey et allant vers le nord-est et vers le sud-est. En dehors de ces axes, les pistes nombreuses sont de qualité très variable et deviennent parfois difficilement praticables en saison des pluies. Cependant, la proximité de la capitale et la forte densité de population limitent les risques liés au déplacement. La région de Diffa est beaucoup moins bien desservie.

La seule route goudronnée, allant de Zinder à Diffa puis Nguigmi, se trouve à l'extrême sud. A cause de la très faible population, les pistes sont très peu fréquentées et la moindre mission vers le nord nécessite des précautions dignes d'une véritable expédition.

La proximité du centre IRD de Niamey a permis d'installer et surtout maintenir un dispositif de surveillance important dans les environs de la capitale (fig. 1.G), la plupart des interventions isolées pouvant être réalisées en une journée. Ces dernières années, nous avons disposé à Niamey d'une équipe (souvent un technicien hydrologue de l'IRD, deux techniciens nigériens et un jeune coopérant) qui assurait le contrôle des enregistreurs automatiques ainsi que l'acquisition de multiples mesures complémentaires concernant la pluie, les niveaux des mares et de la nappe phréatique. Pour la seule partie hydrogéologie, nous avons ainsi accumulé près de 20.000 mesures ponctuelles de piézométrie, complétées par des mesures de la conductivité et du pH, et réalisé des centaines de prélèvements pour analyser les ions majeurs et les isotopes classiques.

Au contraire, l'expérimentation dans la région de Diffa n'a pu se faire qu'au travers de campagnes, courtes et très espacées. Pour des simples raisons de logistique et de coût (Nguigmi est à 1500 km de Niamey) et malgré la collaboration de la Direction de l'Hydraulique de Diffa, les mesures sont beaucoup plus éparses alors que la zone d'étude est vingt fois plus grande et les relations entre réseau hydrographique et nappe plus variées. Une mesure douteuse ou mal faite ne peut être répétée rapidement. La recherche menée à Diffa ne prétend donc pas à la même précision que celle de Niamey.

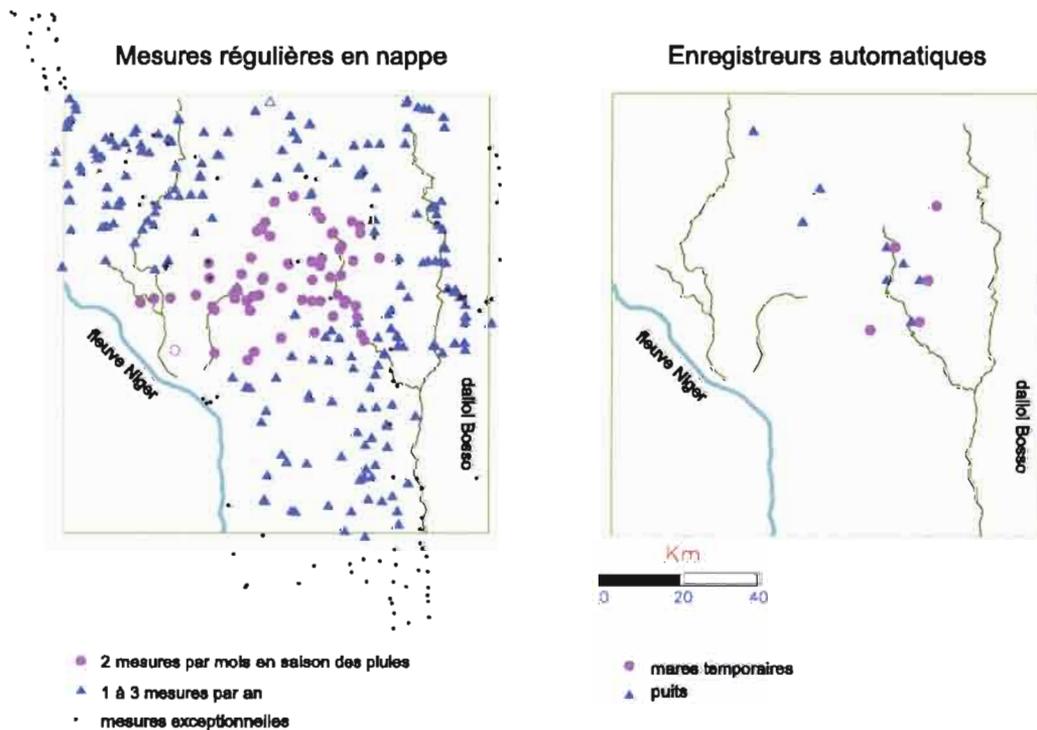


Fig. 1.G : Réseau piézométrique exploité dans la région de Niamey

Chapitre 2 : Les principaux résultats acquis et leur Interprétations

2.1. Géologie

2.1.1. Dans le bassin des Iullemeden

Des progrès ont été faits dans la connaissance de la géologie du CT de la région de Niamey. Depuis les travaux fondateurs de Greigert (1966), qui abordait le bassin dans son entier, de multiples forages ont été réalisés. Malgré des imprécisions dans la description des terrains traversés, il a été possible de mieux cerner au fur et à mesure des années la distribution des différents horizons du CT. Les premières investigations s'appuyaient sur la rencontre de niveaux caractéristiques, notamment les niveaux aquifères. Ensuite vinrent des études (par exemple Boudouresque et al., 1982) portant sur les conditions de dépôt et la datation des séries du CT. Les mémoires plus récents, comme Abdoukarimou (1988) travaillant sur une zone plus vaste que le degré carré de Niamey, puis Monfort (1996 ; 1997) travaillant surtout dans le nord-ouest du degré carré, ont utilisé les descriptions lithologiques pour préciser la géologie.

Les problèmes de datation du CT présentent un grand intérêt géologique intrinsèque et permettent de discuter de la pertinence de l'appellation CT s.s. pour les termes initiaux de la série sédimentaire qui nous occupe. Cependant, la question se révèle de peu d'importance d'un point de vue hydrogéologique. Nous appelons ici CT l'ensemble d'une série raisonnablement homogène et en tout cas bien différenciée des séries sédimentaires du Paléocène ou du socle sous-jacents. Les principaux éléments présentés ci-dessous sont extraits d'une publication en cours de rédaction depuis quelque temps en collaboration avec M. Monfort et G. Favreau.

Contrairement aux indications de la carte géologique du Niger (Greigert et Pognet, 1965), les sédiments à l'affleurement en limite occidentale du bassin et le long du fleuve Niger n'appartiennent pas au CT1 mais au CT2 ou au CT3.

Il existe sur le degré carré de Niamey trois aquifères bien différenciés mais qui ne doivent pas être confondus avec les CT1, CT2 et CT3 définis par Greigert au centre du bassin. Sur notre zone d'étude, les deux aquifères captifs sont deux niveaux distincts du CT2 : un niveau d'oolithes ferrugineuses au milieu d'argiles grises à lignite pour le CT2 supérieur et un niveau de sables moyens à grossiers gris-blanc pour le CT2 inférieur. La nappe phréatique est essentiellement contenue dans les niveaux du CT3, mais peut aussi exceptionnellement se rencontrer dans des niveaux plus anciens du CT2 lorsque ceux-ci se biseautent avec le CT3 en bordure de bassin.

Certains auteurs (Boudouresque et al., 1982 ; Le Gal La Salle et al., 1995) ont tracé une faille à l'intérieur du CT dans notre zone d'étude. Autant qu'il soit possible de reconstituer la géologie à partir des informations actuelles, les inflexions et les changements de pente ne sont pas suffisamment brusques pour nécessiter l'existence d'une telle faille.

Il est traditionnel de considérer qu'à l'intérieur d'une série continentale les changements de faciès sont rapides, aussi bien horizontalement que verticalement, et que des horizons comme des niveaux de lignite, d'oolithes ou de latérite ne peuvent avoir de valeur chronostratigraphique. Cette assertion est vérifiée pour des niveaux mineurs, qui peuvent se rencontrer à diverses profondeurs en un site donné et être totalement absents à faible distance. Cependant il existe bien une continuité de certaines couches qui peuvent donc être considérées comme des niveaux repères à l'échelle du degré carré. C'est en particulier le cas du niveau d'oolithes porteur de la nappe médiane. Même si son épaisseur est extrêmement variable, 12 m au maximum et parfois si mince qu'il en devient inexploitable, la facile identification des oolithes noires dans les coupes de forage se conjugue avec la continuité hydraulique, assurée par la continuité de charge de la nappe et la constance du faciès géochimique (ions majeurs et isotopes), pour pouvoir affirmer qu'il y a bien aussi continuité sédimentaire des oolithes sur de grandes distances. Cette continuité lithologique et hydraulique n'implique pas que ces dépôts soient synchrones.

Le schéma structural du CT dans le degré carré de Niamey paraît donc relativement simple (fig. 2.1.A) : les différents niveaux aquifères et les niveaux imperméables qui les séparent s'épaississent en allant de la périphérie du bassin (à l'ouest) vers son centre (à l'est). Seule la zone dite du biseau sec, au nord et nord-ouest de Niamey, présente un CT peu épais et des niveaux aquifères susceptibles de communiquer assez facilement ; la chimie des eaux,

beaucoup plus variable que partout ailleurs dans la région, illustre les échanges entre aquifères et l'importance bien plus grande de considérations géomorphologiques et hydrologiques locales.

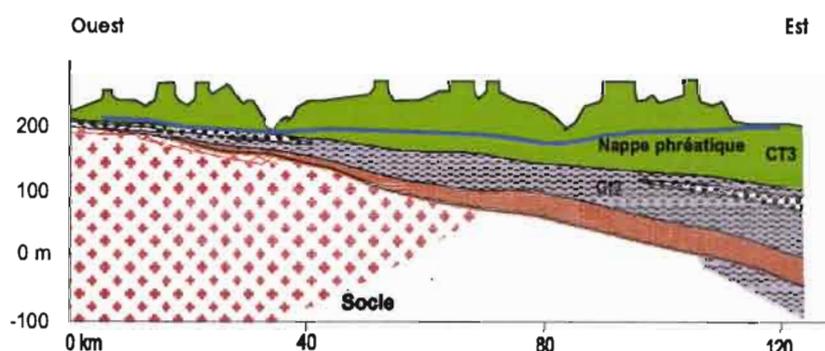


Fig. 2.1.A : Coupe géologique est-ouest dans la bordure du bassin des lullemedden (région de Niamey)

Plus à l'est, entre les dallols Bosso et Maouri, la thèse de Guéro (2003) montre que la géologie du CT redevient plus complexe : alors que l'on atteint le centre du bassin des lullemedden et donc le maximum d'épaisseur des séries du CT, des arguments hydrodynamiques et géochimiques prouvent l'existence de phénomènes de drainage entre CT3 et CT2. La zone entre Niamey et le dallol Bosso paraît donc être le secteur du bassin le plus favorable à des recherches hydrogéologiques.

2.1.2. Dans le bassin du lac Tchad

L'amélioration des connaissances géologiques dans le BLT est plus limitée. La raison fondamentale en est le très faible nombre d'ouvrages réalisés chaque année dans la région, lié à la faible densité de la population et à l'éloignement de la capitale, et la très grande superficie concernée. Les grands traits ont été définis d'abord par Pirard (1962 et 1967) et Greigert (1968), pour le Niger oriental spécifiquement, puis par les études PNUD-UNESCO-CBLT (1972) et PNUD-FAO-CBLT (1973), pour l'ensemble du bassin. Lors de mes travaux pour le PNUD (O6), j'ai pu préciser la géométrie des différents horizons.

La géologie de la région de Diffa est plus simple que celle de la région de Niamey : une forte épaisseur de Quaternaire (50 à 100 m en général) surmontant des argiles pliocènes (200 m d'épaisseur environ) qui coiffent des sables aquifères pliocènes (fig. 2.1.B). Quelques précisions doivent cependant être ajoutées à ce schéma : le Quaternaire est moins épais en périphérie du bassin que dans son centre ; les petits pointements de socle, aux environs de Djajiri, semblent être des inselbergs d'extension très limitée ; les sédiments pliocènes ne sont présents que dans la partie centrale du bassin et leur limite est désormais précisée vers l'ouest mais reste toujours inconnue vers le nord (C10). Du fait de la forte épaisseur des argiles pliocènes, les échanges naturels entre les deux grandes nappes quaternaire et pliocène sont impossibles. Il existe évidemment des variations importantes de faciès dans la sédimentation quaternaire, liées aux divagations de la Komadougou Yobé, aux variations du niveau du lac, à la succession des épisodes arides et humides. La surface actuelle du Kadzell, très argileuse, et sa bordure nord de dunes récentes illustrent cette variabilité sédimentaire. Cependant l'ensemble constitue un aquifère épais et continu.

Une question encore en suspens à la limite de la géologie, de l'hydrologie et de l'hydrogéologie est de déterminer si le dernier épisode humide dans la région (optimum de l'Holocène moyen, environ 6000-8000 ans BP) a donné naissance à un immense lac Tchad, le Mégatchad évoqué par Schneider (par exemple Biroue et Schneider, 1993) qui se serait élevé jusqu'à la cote 320 m. La disposition et la continuité de certaines formes sédimentaires à l'échelle du bassin semblent être favorables à cette hypothèse (Ghienne et al., 2002) mais elle reste toujours discutée, la néotectonique pouvant peut-être aussi expliquer ces formes (Durand, 1995). Jusqu'à présent aucun calcul, même sommaire, n'a été entrepris pour savoir si le Mégatchad est hydrologiquement possible. Leblanc a réalisé une première campagne topographique à l'issue de son doctorat (Leblanc, 2002) et une deuxième est envisagée afin de contrôler la continuité de l'altitude des formes sédimentaires de rive du Mégatchad. Ce

problème est important pour la reconstitution de la paléohydrologie et des paléoenvironnements, mais aussi pour la compréhension du fonctionnement hydrogéologique : si le Mégatchad à 320 m a réellement existé, il faut prendre en compte l'évolution transitoire de la nappe quaternaire depuis cette époque dans l'appréciation de la situation actuelle. Cette perspective est considérée dans la thèse de Gaultier (2003).

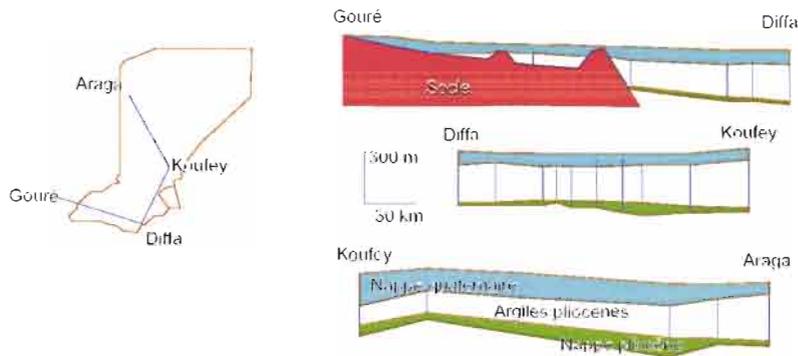


Fig. 2.1.B : Coupes géologiques dans le bassin du lac Tchad

2.2. Les précipitations

Mes travaux sur les pluies sont relativement réduits puisque je n'ai pas cherché à comprendre la dynamique des systèmes précipitants mais simplement à essayer d'estimer le mieux possible le signal entrant dans les compartiments de surface ou souterrain, que ce soit en volume ou en qualité géochimique.

2.2.1. Variabilité des pluviosités

Les pluies dans la région de Niamey sont abondamment étudiées depuis plus d'une décennie grâce au programme EPSAT-Niger et son prolongement dans HAPEX-SAHEL (Lebel et al., 1997). Le dispositif de base était constitué d'un pluviographe tous les 100 km² pendant les premières années puis fut réduit à un pluviographe tous les 300 km² environ, avec des aménagements plus serrés sur des sites particuliers, l'ensemble étudié dépassant à l'est et à l'ouest les 12.000 km² du degré carré de Niamey. Cette densité exceptionnelle a permis d'apprendre beaucoup sur la variabilité des précipitations au Sahel. On trouvera une assez large synthèse des travaux EPSAT-HAPEX chez plusieurs auteurs, dont Taupin (2002).

Un changement climatique majeur s'est manifesté partout au Sahel à la fin des années 60. Les décennies 70 et 80 ont montré des pluviosités inférieures d'environ 10 % à la moyenne à long terme et d'environ 20 % par rapport à la moyenne des décennies 50 et 60. Une des conclusions de Le Barbé et Lebel (1997) était que ce changement climatique était provoqué par une diminution du nombre d'événements pluvieux mais pas par une diminution de la pluie moyenne par événement. Il importait donc de savoir si cette analyse concernant la région de Niamey avait une validité sur l'ensemble du Sahel, et tout particulièrement sur notre deuxième zone d'étude, le BLT. Ces travaux, commencés depuis quelques années, ont conduit au mémoire de DEA de Kamagaté (2002), concernant le Niger oriental et le Tchad proche, et sont encore en développement. Les résultats déjà acquis illustrent que le passage des décennies humides aux décennies sèches est plus complexe dans le BLT qu'à Niamey et que l'ensemble des descripteurs de la pluie ne montrent pas une évolution uniforme selon les stations (fig. 2.2.A). La rupture climatique se marque par une baisse des précipitations supérieure à 20%, c'est-à-dire au moins 60 mm.an⁻¹ pour les stations les plus sèches et jusqu'à 110 mm.an⁻¹ pour les stations les plus humides. Il n'y a donc pas simple translation latitudinale des isohyètes. De plus, le nombre de jours de pluie n'a pas diminué partout.

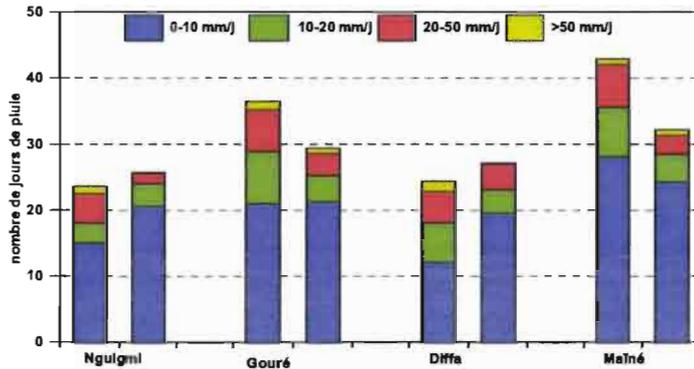


Fig. 2.2.A : Evolution dans la distribution des précipitations en décennies humides (1952/62) et sèches (1981/91) dans le BLT

Il est nécessaire de connaître le détail de ces évolutions et de les relier aux modifications du fonctionnement hydrologique. Le nombre de jours de pluie, la pluie moyenne par événement et la proportion des pluies efficaces (capables de générer un ruissellement, en général celles supérieures à 10 mm), la durée de la saison sont autant de facteurs pouvant affecter la transformation de la pluie en ruissellement et infiltration.

2.2.2. Variabilité géochimique des précipitations

Deux publications (A10, C16) abordent la variabilité des teneurs isotopiques (^{18}O , ^2H) des précipitations dans la région de Niamey, en se basant sur 8 années de suivi événementiel. En général, les pluies de début et fin de saison diffèrent significativement de celles du coeur de saison (fig. 2.2.B). Ceci s'explique facilement par les conditions climatiques (pluies et humidité de l'air plus faibles, températures plus élevées). La très large gamme de valeurs rencontrées à l'échelle événementielle (de -11,4 à +7,0 ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$ et -89 à +41 ‰ pour $\delta^2\text{H}$) est évidemment lissée quand on passe aux valeurs annuelles (de -5,8 à -2,4 ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$ et de -37 à -17 ‰ pour $\delta^2\text{H}$). Les moyennes mensuelles pondérées par les hauteurs de précipitations vont de -5,9 à +1,4 ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$ et de -37 à +12 ‰ pour $\delta^2\text{H}$. La moyenne générale pondérée (-4,3 ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$, -26 ‰ pour $\delta^2\text{H}$) est proche de la signature isotopique de la nappe du CT3.

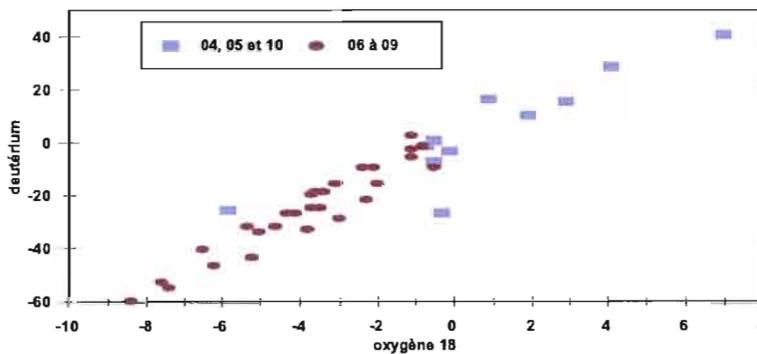


Fig. 2.2.B : Distinction des teneurs isotopiques des pluies à Niamey selon les mois (moyennes pondérées par les hauteurs de pluie)

Un tel suivi est exceptionnel en zone semi-aride tant par sa durée que par la finesse de l'échantillonnage. Il a permis de quantifier la variabilité isotopique des pluies et illustre ainsi le risque d'utiliser comme référence une chronique trop sommaire.

L'exploitation de la géochimie des précipitations et de sa variabilité en tant que signal d'entrée dans le sol et le sous-sol sera traitée dans les chapitres suivants, que ce soit pour identifier les processus de transfert de l'eau au travers de la zone non saturée et dans la nappe, préciser les différentes origines de la minéralisation de la nappe ou approcher les temps de

séjour de l'eau dans les différents compartiments du sol

2.2.3. Premier bilan

En dehors de la région de Niamey, qui dispose d'un équipement exceptionnel, les zones semi-arides sont généralement mal ou très mal équipées en pluviographes ou pluviomètres. Si l'on veut tenter des extensions ou des comparaisons avec d'autres zones, il est nécessaire de se contenter des valeurs journalières des hauteurs de pluie qui sont évidemment plus grossières que les valeurs événementielles mais souvent les seules disponibles. D'Amato (1998) a estimé que dans la plupart des cas l'analyse journalière perd peu de finesse par rapport à l'analyse événementielle. La comparaison des observations réalisées dans la région de Niamey et dans le BLT montre des différences sensibles dans l'évolution à long terme des précipitations. Il est donc risqué d'extrapoler sans précaution les informations issues d'une région semi-aride vers d'autres, même si elle est aussi bien instrumentée que celle de Niamey.

La variabilité spatiale et temporelle des précipitations, en quantité comme en qualité, est un obstacle très important dans l'étude de la recharge des aquifères (cf 3.4.2. sur l'interprétation des profils de chlorure), même si ce signal pluviométrique est très fortement lissé, spatialement et temporellement, lorsqu'on le retrouve dans la nappe phréatique d'un grand bassin sédimentaire.

2.3. Le ruissellement et les mares temporaires

Dans des milieux endoréiques comme le Sahel, il existe plusieurs approches possibles des écoulements superficiels. La première, simple et limitée, consiste à observer en un point bas (ici une mare temporaire) la quantité d'eau arrivée lors d'un épisode pluvieux et à exploiter au mieux cette information globale. La deuxième, plus complexe et plus riche, consiste à suivre l'eau tout au long de son transfert sur le versant (C15). Les travaux de modélisation réalisés sur la région de Niamey (par exemple Séguis et al., 2002) ont montré que selon les situations, les conditions de l'écoulement pouvaient varier énormément. Ainsi, la partie du versant contribuant effectivement à l'écoulement jusqu'au bas-fond peut être la seule partie la plus à l'aval ou bien l'ensemble du versant, selon l'intensité et la durée de la pluie et l'état hydrique du sol.

Mes travaux se sont limités à une approche plus simple mais aussi beaucoup plus rapide, en terme de résultat. En prolongement des travaux de Desconnets (1994), synthétisés dans A3 et C4, et en collaboration avec Martin-Rosalès (A12, C19), je m'intéresse à la dynamique de vidange des mares temporaires dans la région de Niamey. Aucune recherche équivalente n'a été entreprise dans la région de Diffa.

Pour la plupart des mares naturelles, la saison des pluies est une succession de courtes phases de remplissage (les averses et les quelques heures qui suivent) et de longues phases de vidange (plusieurs jours le plus souvent, jusqu'à plusieurs mois pour la dernière décrue). La vitesse de la vidange est directement liée à la présence en fond de mare d'un remplissage argileux épais de plusieurs décimètres. La partie haute des mares n'est submergée qu'occasionnellement et l'argile qui y est déposée par les crues se déstructure rapidement et disparaît sous l'action du vent.

En première analyse, on peut remarquer que la pérennité de la mare dépend de l'épaisseur du colmatage argileux de fond de mare mais aussi que les plus petits épisodes pluvieux ne génèrent pas de ruissellement qui aboutisse à la mare. Il est possible de regrouper la plupart des mares endoréiques temporaires de la région de Niamey en deux familles : les "rondes plates" (comme celles présentes sur les plateaux latéritiques) et les "allongées creuses" (comme celles qui existent le long des grandes vallées fossiles). La distinction n'est pas tant sur la forme que sur les conditions de leur alimentation et de leur vidange et leur évolution. Comme toute simplification, cette classification connaît des exceptions, comme la mare de Samadey qui se vide en moins de 2 jours alors que les autres ont besoin de plusieurs mois pour s'assécher.

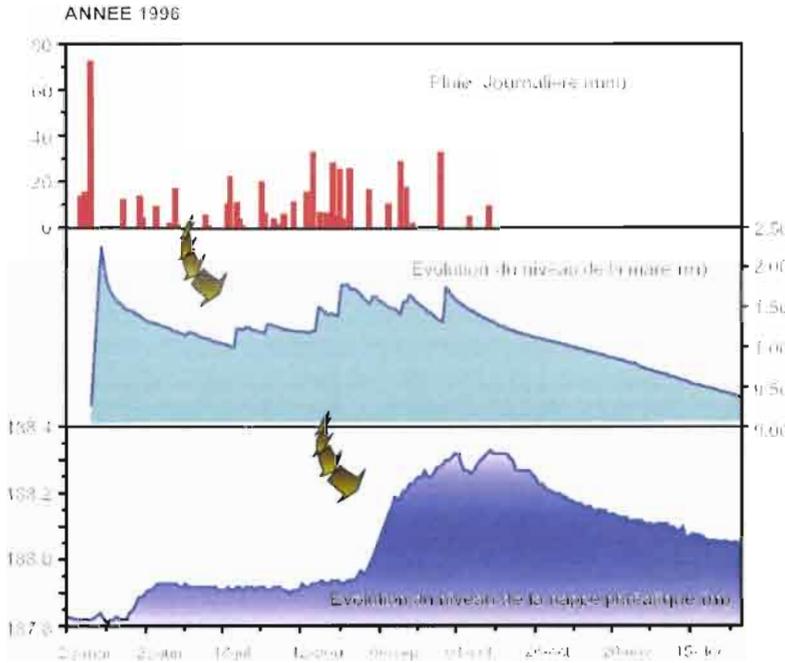


Fig. 2.3.A : Décalages entre dynamique de la pluie, du niveau de la mare et du niveau de la nappe : exemple de Bnaizoumbou en 1996

La vidange des mares s'organise selon une triple dynamique qui se reproduit chaque année : (1) à l'échelle de l'événement, une phase de vidange rapide est suivie d'une vidange plus lente, manifestation du colmatage important en fond de la mare (fig. 2.3.B) ; (2) à l'échelle de la saison, la vitesse d'infiltration diminue progressivement, à cause de l'apport de particules fines par le ruissellement (fig. 2.3.B) ; (3) à l'échelle pluriannuelle, les mares se combent progressivement. Entre deux saisons des pluies, l'érosion éolienne reprend une partie des sédiments fins responsables du colmatage. Cette triple dynamique s'observe, avec des amplitudes très variables, dans toutes les mares suivies : certaines mares évoluent doucement (Kafina par exemple) alors que d'autres connaissent des évolutions rapides et spectaculaires (Banizoumbou), tout à fait révélatrices du bouleversement de l'environnement.

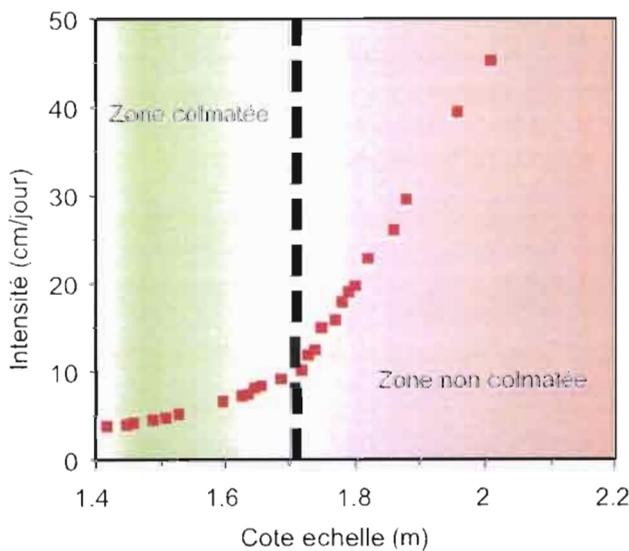


Fig. 2.3.B : Vidange d'une mare de la région de Niamey : opposition entre baisse rapide (zone non colmatée) et baisse lente (zone colmatée) du niveau de la mare au cours d'un épisode.

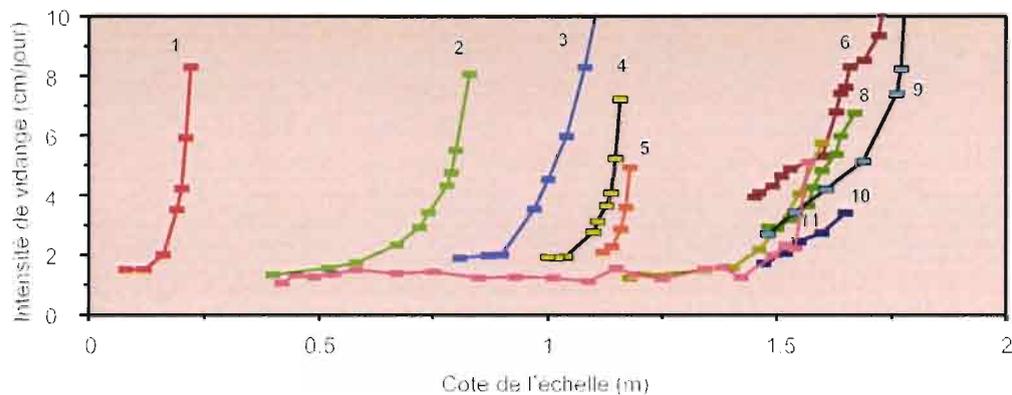


Fig. 2.3.C : Evolution saisonnière de la vitesse de vidange d'une mare de la région de Niamey : le colmatage augmente avec le temps (les épisodes de vidange sont numérotés chronologiquement)

L'observateur doit absolument avoir une vision dynamique dans le temps de la classification : les mares actuellement à vidange rapide ne sont peut-être que des mares jeunes à colmatage encore très limité et qui devrait normalement augmenter avec le temps. Les enquêtes de terrain de Favreau (2000) ont montré que les mares sont actuellement plus nombreuses et restent plus en eau que par le passé.

Enfin, il ne faut pas oublier l'action directe de l'homme sur de nombreuses mares, soit par prélèvement de l'argile pour la fabrication de briques, soit par forte concentration de bétail modifiant le bilan et la qualité de la mare, soit par artificialisation de la mare (alimentation par un forage artésien).

2.4. Echanges surface-souterrain

Dans la région de Niamey, la nappe phréatique est en général bien en dessous de la surface du sol : sa profondeur médiane est de 35 m. Les seules régions où la nappe peut affleurer ou approcher la surface du sol sont la grande vallée fossile du dallol Bosso et l'extrémité sud de la vallée de son affluent fossile, le kori de Dantiandou. Les circulations de l'eau liquide se font donc en un sens unique, de la surface vers la nappe. En général, ce flux descendant semble obéir aux lois de l'hydrodynamique des milieux poreux. Dans les cas où l'infiltration n'est pas concentrée, les vitesses de transfert vertical semblent être extrêmement lentes : Bromley et al. (1997) proposent un temps de 790 ans pour traverser 77 m de zone non saturée sous plateau latéritique, estimation malheureusement fondée uniquement sur un profil vertical de chlorure. Sous les mares ou rivières temporaires, l'importante concentration des eaux permet une descente beaucoup plus rapide (A2) : si l'on en juge par le décalage entre premières crues en surface et premières réactions de la nappe, le transit au travers des 15 ou 20 m de la zone non saturée sous les mares semble s'opérer en quelques semaines en début de saison des pluies et plus rapidement ensuite. Un cas exceptionnel de transfert anormalement rapide est fourni par le site de Samadey, détaillé en 2.6.2.

Plusieurs mares de la région de Niamey ont été équipées d'enregistreurs en continu, ce qui permet à l'aide des courbes hauteur-volume obtenues par relevé topographique, de calculer des volumes infiltrés (A3, A12). Cependant, il n'existe pas d'inventaire exhaustif des principales mares de la région et les mares instrumentées sont trop peu nombreuses. Aucune estimation directe des volumes apportés chaque année à la nappe ne peut donc être proposée.

La région de Diffa présente de véritables échanges dans les deux sens entre la nappe phréatique et réseau hydrographique (Komadougou Yobé, lac Tchad, cuvettes endoréiques). La Komadougou Yobé, qui fut dans le passé une rivière permanente, présente un débit diminuant d'amont en aval, par infiltration vers la nappe et reprise évaporatoire. Par exemple, en 1967/68, le débit annuel à Bagara était de 550 Mm³ et de seulement 370 Mm³ à Gueskéro, à 50 km à vol d'oiseau. Le phénomène de recharge se marque dans la nappe à proximité de

la rivière en piézométrie, par une variation saisonnière du niveau liée à la crue de la rivière (fig. 2.4.A), et en géochimie, par la similitude des faciès.

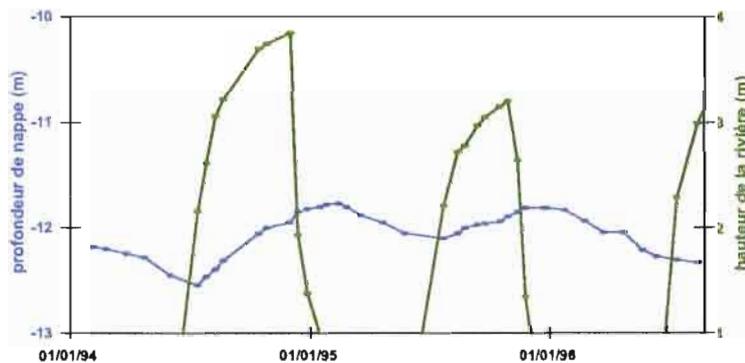


Fig. 2.4.A : Variations liées du niveau de la Komadougou Yobé et de la nappe phréatique

Les volumes rechargeant ainsi la nappe sont très inférieurs à la perte totale du débit, mais l'incertitude énorme pesant sur la reprise évaporatoire (intensité et surtout surface affectée des méandres, bras morts, surfaces inondées) ne permet pas de les estimer directement. Les calculs hydrodynamiques locaux (analyse comparative des crues et décrues de la rivière et de la nappe) ne peuvent être réalisés qu'en quelques trop rares sites et n'ont donc pas de signification régionale. Une approche par modélisation numérique des écoulements souterrains (C5, C12) a proposé un apport de 6,5 millions de $m^3.an^{-1}$ vers l'aquifère au nord de la Komadougou Yobé. La recharge de la nappe ne serait donc qu'une très petite proportion des pertes de la rivière. La thèse de Gaultier (2003) devrait apporter prochainement une quantification géochimique de cet apport et reprendre la modélisation hydrodynamique à une échelle plus fine.

Toujours dans la région de Diffa, la relation entre nappe quaternaire et lac Tchad est aussi un sujet d'étude intéressant, tant du point de vue hydrodynamique que géochimique. La zone que j'ai étudiée n'est en contact qu'avec la cuvette nord du lac, celle qui subit le plus durement les sécheresses. Les eaux ont ainsi complètement disparu de cette cuvette à plusieurs reprises au cours des dernières décennies. Durant le dernier millénaire, des épisodes arides plus sévères et plus longs sont survenus (Maley, 1993).

La nappe est plus haute que le lac sur son côté nord (environs de Nguigmi) mais plus basse sur son côté ouest (bordure du Kadzell). Le lac est donc à la fois exutoire et alimentation de la nappe, l'ensemble étant en équilibre complexe. Au cours des décennies 70 et 80, la disparition du lac a provoqué sur son pourtour une baisse de la nappe de plusieurs mètres. Mais l'actuelle baisse régulière de la nappe au cœur de la dépression du Kadzell n'est pas la conséquence très amoindrie de ces mouvements actuels du lac : les très médiocres perméabilités et des distances de quelques dizaines de km impliquent une très forte inertie du système.

La géochimie témoigne également de l'alimentation de la nappe quaternaire par le lac. La minéralisation la plus forte rencontrée autour de la cuvette nord confirme que la pérennité de la faible salinité du lac s'explique en partie par une infiltration vers la nappe (Chouret et al., 1977). Cependant, la nappe ne reçoit qu'une très faible part de l'eau et des sels qui arrivent au lac et l'essentiel de l'équilibre du lac se fait par des processus de surface.

Enfin, un dernier exemple de relation surface-souterrain dans le BLT est fourni par les cuvettes de la région de Goudoumaria. La nappe affleure au centre des multiples dépressions vastes de quelques hectares ; la reprise évaporatoire affecte significativement le bilan hydrique local et provoque une importante salinisation des eaux et des sols.

2.5. Hétérogénéité spatiale de la recharge

Dans toutes les zones arides et semi-arides, y compris au Niger, les processus hydrologiques montrent une très grande hétérogénéité spatiale. Les faibles précipitations et l'importante ETP induisent une recharge diffuse faible, voire nulle, sur l'essentiel du paysage. Les zones qui concentrent le ruissellement (oueds temporaires, bas-fonds) sont les plus susceptibles de permettre l'infiltration jusqu'à la nappe, en dehors du réseau hydrographique de grande ampleur. Il importe donc de savoir si à côté de l'infiltration concentrée largement dominante existe une infiltration diffuse, puis ensuite de quantifier ces différents apports.

Depuis la surface de la région de Niamey, trois groupes de milieux peuvent être définis (C7). Tout d'abord, les mares et koris temporaires sont les zones les plus évidentes permettant une recharge concentrée ; de nombreuses mesures ont clairement montré leur rôle essentiel dans l'infiltration (A2, A3, A5). La contribution des mares et koris à la recharge de la nappe est très variable et n'est pas liée à leurs dimensions ni à celles de leurs bassins versants. Mares et koris n'occupent que quelques hectares dans des bassins de quelques kilomètres carrés. Le deuxième groupe rassemble les milieux potentiellement propices à une infiltration profonde mais, jusqu'à présent, nos instrumentations ne sont pas suffisamment nombreuses ni leurs résultats clairs pour apprécier l'importance réelle de ces régions accessoires. Il s'agit d'une part des ravines et des zones d'épandage sableux rencontrées fréquemment à mi-versant où les modélisations hydrologiques indiquent la disparition de volumes ruisselés importants. Il s'agit d'autre part des bandes de végétation des plateaux latéritiques (brousse tigrée) : les mesures de Galle et al. (1999) jusqu'à 5 m indiquent que l'humidité dépasse cette profondeur, sans que l'on connaisse le devenir de cette eau. Les surfaces occupées par le deuxième groupe sont encore plus faibles que celles du premier. Enfin, le troisième groupe est constitué par tout le reste du paysage, où une très faible recharge diffuse pourrait exister. Cependant, aucune mesure ne démontre l'existence d'une tel phénomène ni ne le quantifie. Le calcul de Bromley et al. (1997) proposant une infiltration diffuse de 13 mm.an^{-1} sous les plateaux latéritiques sera discuté plus loin (3.4.2.) ; cette valeur élevée repose sur des hypothèses fragiles, n'est pas croisée avec une autre méthode et est peu compatible avec d'autres approches plus solides.

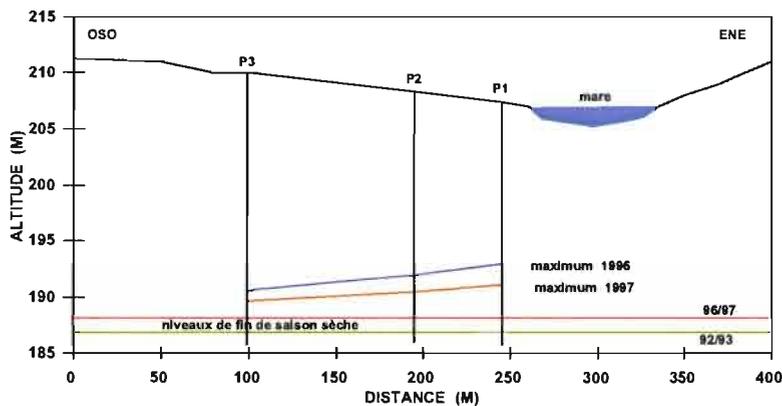


Fig. 2.5.B : Variations piézométriques saisonnières et interannuelles dans un site infiltrant (mare de Wankama)

Pour l'instant, aucune variation piézométrique saisonnière n'a été enregistrée dans les zones des deuxièmes et troisièmes groupes, ce qui témoigne d'intensités d'infiltration différent d'un ou plusieurs ordres de grandeur avec les zones du premier groupe. La recharge annuelle ne se marque par une hausse facilement mesurable de la piézométrie que sous les bas-fonds infiltrants et leurs abords immédiats, dans un rayon de quelques dizaines ou centaines de mètres.

La large gamme des teneurs isotopiques rencontrées dans la nappe (A1, A8) montre la grande variabilité de la recharge, tant en localisation qu'en intensité. Cependant, quand l'échelle d'observation dépasse le kilomètre, l'ensemble du degré carré de Niamey montre un fonctionnement hydrologique beaucoup plus uniforme, induit par la relative homogénéité du

paysage, avec la notable exception de la dépression piézométrique axée sur le kori de Dantiandou, où l'évaporation dépassait l'infiltration, contrairement au reste du milieu.

Au contraire, le BLT présente une recharge beaucoup plus diversifiée, notamment à cause de la plus grande superficie de la zone étudiée. Le paysage plus plat, la sédimentation de surface souvent plus sableuse et la moindre pluviosité qu'aux environs de Niamey font que des aires d'accumulation temporaire d'eau sont moins identifiables. Les parts respectives des infiltrations concentrée et diffuse sont impossibles à évaluer précisément. Il n'existe pas de mesures fines autour d'une zone d'infiltration comme cela a été réalisé près de Niamey, à part celles du site de Kojiméri (Jahiel, 1992). Mes observations ne permettent donc de décrire l'hétérogénéité spatiale qu'à une échelle au moins kilométrique.

Ainsi qu'il a été signalé plus haut, le réseau hydrographique joue un rôle très important dans l'alimentation et l'équilibre de la nappe quaternaire mais la Komadougou Yobé et la cuvette nord du lac Tchad n'affectent directement qu'une bande de quelques kilomètres à leurs abords. La dépression piézométrique du Kadzell doit aussi être singularisée puisqu'elle est le signe d'une reprise évapotranspiratoire plus forte que l'infiltration. Ailleurs, la zone des cuvettes, près de Goudoumaria, ou encore les zones de dunes franches ont un fonctionnement hydrologique différent des zones de savane. Une analyse des informations satellitaires, comme celle faite par Leblanc (2002), peut aider à délimiter chacune de ces zones.

2.6. Discontinuités et macroporosités

Sous tous les climats, des discontinuités et macroporosités existent et peuvent sensiblement modifier les écoulements souterrains, y compris au sein de formations en apparence typiquement poreuses. Mac Cord et al. (1997) ont montré l'importance de l'hétérogénéité sédimentaire sur l'interprétation des profils de traceurs qui ne peuvent donner que des ordres de grandeur et aboutissent à des surestimations de la recharge. Du fait des faibles flux en circulation, les milieux semi-arides sont encore plus sensibles à de telles perturbations. Au Burkina Faso, dans un contexte de socle métamorphique et altérites, Mathieu et Bariac (1996) ont différencié une infiltration rapide par des zones fissurées et une infiltration lente au travers de la matrice poreuse. En milieu alluvial du désert texan, Scanlon et al. (1997) identifient sur quelques mètres des variations horizontales et verticales de 1 à 10 des teneurs en Cl⁻, rattachées directement aux variations de flux vertical, à cause de la présence d'une fissure remplie de sédiment.

J'ai eu la chance de travailler ces dernières années dans des séries sédimentaires récentes (du Tertiaire et du Quaternaire) non bousculées par la tectonique et composées de matériaux originellement sableux, silteux et argileux, c'est-à-dire des milieux poreux dans lesquels on imagine a priori pouvoir pleinement appliquer la loi de Darcy. Même si ceci est le plus souvent vérifié, il existe quelques contre-exemples montrant que les écoulements dans le sol ne se produisent pas tous ainsi et que des macroporosités peuvent sensiblement accélérer le transit de l'eau.

Un premier type de macroporosité est représenté, dans la région de Niamey, par des fractures de décompression en bordure de falaises comme par exemple le long du dallol Bosso mais aussi de manière plus modeste en bordure des plateaux latéritiques. Dans la région de Diffa, l'absence de relief rend ces fractures quasi-inexistantes. De telles fractures n'ont qu'une extension géographique très limitée et donc un poids hydrologique faible. Les racines, actuelles ou anciennes, jouent également un rôle dans la modification du sol.

2.6.1. Les termites

Les termites sont les agents les plus visibles et les plus actifs au service de la macroporosité. Leur présence dépend de la nourriture disponible à la surface du sol. Le changement d'occupation du sol des dernières décennies a remplacé une savane arbustive diversifiée par la culture du mil, qui implique la suppression des arbustes et le sarclage des herbes. Dans ce nouveau milieu, une grande partie de l'alimentation des termites disparaît. Leur diminution entraîne une diminution de la capacité d'infiltration de la pluie dans les premiers décimètres du sol et donc favorise le ruissellement qui était déjà accru par le développement d'une croûte argileuse à la surface du sol.

Un bon exemple du rôle des termitières est donné par test d'infiltration réalisé en 1995 sur le site de Wankama, à quelques dizaines de mètres de la mare (Fig. 2.6.A), avec un double anneau posé sur le sol en place. Pendant les 20 premières minutes de l'essai, l'infiltration se produit de manière apparemment uniforme sur l'ensemble de la surface. Ensuite, sous la pression de l'eau, l'effondrement de quelques grains de sable ouvre une galerie ; l'infiltration passe alors de 6 cm.h⁻¹ à 35 cm.h⁻¹.

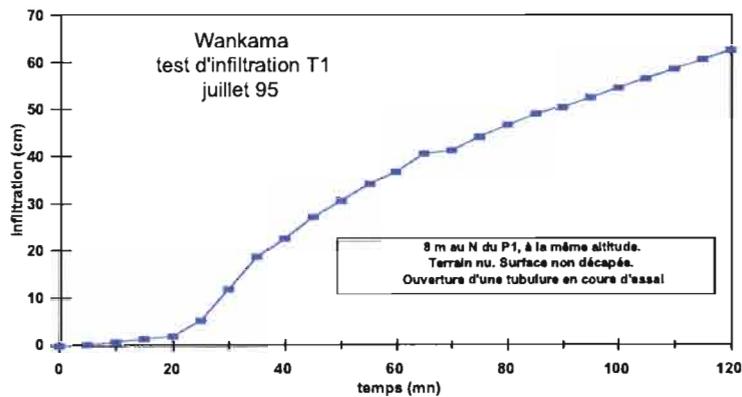


Fig. 2.6.A : Test d'infiltration au double anneau sur le site de Wankama (kori de Dantiandou) montrant le rôle essentiel de la macroporosité dans l'infiltration

Léonard (2000) a bien davantage détaillé le rôle hydrologique des termites dans les environs de Niamey. Il serait intéressant de connaître leur sensibilité aux fluctuations climatiques et leur évolution depuis une cinquantaine d'années en rapport avec le changement du couvert végétal.

Il faut mentionner également un autre aspect important de la vie des termites, leur affinité avec les composés azotés. Une étude menée en Australie semi-aride (Barnes et al., 1992) a ainsi montré des teneurs en azote dans une termitière au moins 10 fois plus élevées que dans le sol naturel. De telles études sont rares en Afrique (par exemple Lensi et al., 1992). Cette accumulation d'azote alliée à une forte macroporosité pourraient grandement faciliter des lessivages et un entraînement d'azote jusqu'à la nappe.

2.6.2. Samadey

Le site de Samadey est installé dans la partie la plus haute d'un cours d'eau qui débouchait autrefois sur le kori de Dantiandou près de Banizoumbou. Lors de la dernière période sèche, des dépôts éoliens ont obstrué le haut du cours d'eau et ont ainsi créé un petit bassin endoréique relativement circulaire, bordé sur l'essentiel de son pourtour par des plateaux latéritiques. La zone la plus basse accueille une mare temporaire étudiée par Desconnets (1994). Celle-ci se vide généralement en moins de 2 jours, ce qui est un cas exceptionnel dans la région. La nappe est présente à environ 45 m sous la surface du sol reçoit alors un volume très important (moyenne de 8400 m³.j⁻¹ pendant les épisodes de vidange de 1991-93).

La nappe réagit très vite après l'averse. Les observations de 1993 montrent que le délai entre le début de la vidange de la mare et le début de la réaction de la nappe est de quelques heures, ce qui laisse penser que la circulation de l'eau pourrait se faire de manière significative par des cheminements préférentiels. Cependant, un examen détaillé des parois du puits (fait deux fois par J.L. Rajot et moi-même) n'a pas permis de voir la moindre macroporosité. La journée du 7/7/93 est encore plus singulière (fig. 2.6.B) : les enregistrements simultanés dans la mare et la nappe montrent une première montée "normale" de la nappe, réaction à la vidange de la mare mais se terminant par un pic aberrant ; le lendemain, il semble que la nappe aurait commencé à monter avant la mare ! Ceci est incompréhensible.

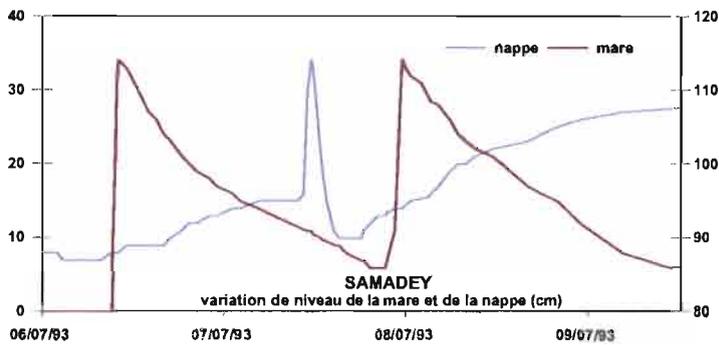


Fig. 2.6.B : Variations anormales de niveau de la mare et de la nappe phréatique du CT3 à Samadey en juillet 1993

2.7. Géochimie des nappes phréatiques

2.7.1. Ions majeurs et éléments traces

Dans le degré carré de Niamey, des centaines d'analyses d'ions majeurs et des milliers de mesures in situ de la conductivité et du pH nous fournissent un tableau détaillé de la géochimie de la nappe phréatique (A11, C8). Les eaux du CT3 sont très peu minéralisées et assez homogènes (Fig. 2.7.A). La plupart des puits et forages présentent des conductivités faibles : la médiane des mesures brutes est de $130 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, la valeur typique de l'aquifère (hors pollutions occasionnelles) est inférieure à $100 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Cependant deux zones présentent des valeurs plus fortes :

- le dallol Bosso : les fortes valeurs (jusqu'à $2300 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) de cette large vallée fossile s'expliquent par l'évaporation importante depuis la nappe qui se trouve là à très faible profondeur ;
- le nord-ouest du degré carré de Niamey où le biseautage des séries sédimentaires en bordure de l'aquifère facilite les échanges avec le CT2 et le socle, plus minéralisés.

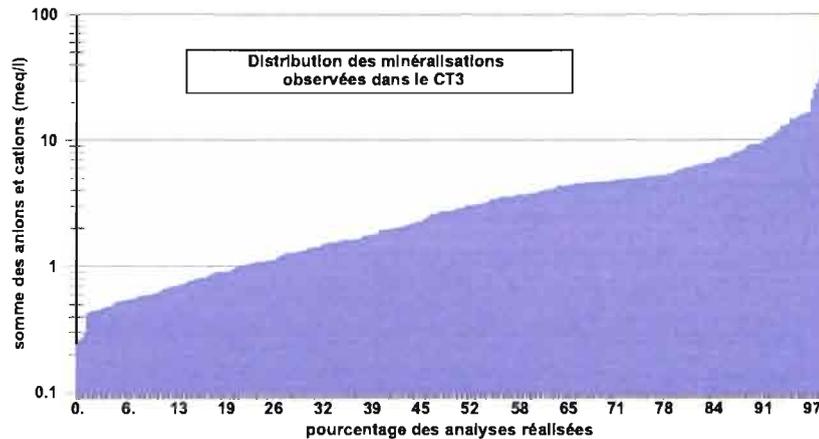


Fig. 2.7.A : Distribution des minéralisations dans la nappe phréatique du CT3 de la région de Niamey (d'après la totalité des analyses d'ions majeurs réalisées depuis 1992)

Il ne semble pas y avoir de stratification géochimique dans la nappe du CT3 à l'échelle interannuelle (A8) ; elle peut néanmoins exister à l'échelle saisonnière. La distribution des ions est assez constante. Le schéma général est le suivant (Fig. 2.7.B) : Ca et Na constituent plus de 75 % des cations, les deux étant en proportions sensiblement égales ; K est toujours faible et Mg plus variable ; HCO_3 et NO_3 représentent 80 % des anions, le reste étant réparti entre Cl

variable et SO_4 généralement faible ou nul. HCO_3 domine pour les faibles minéralisations mais il n'augmente pas significativement quand la minéralisation totale croît alors que NO_3 est responsable d'une grande part des moyennes et fortes minéralisations. La valeur médiane du pH mesuré in situ est d'environ 6,0. Des analyses d'éléments traces sont également en cours.

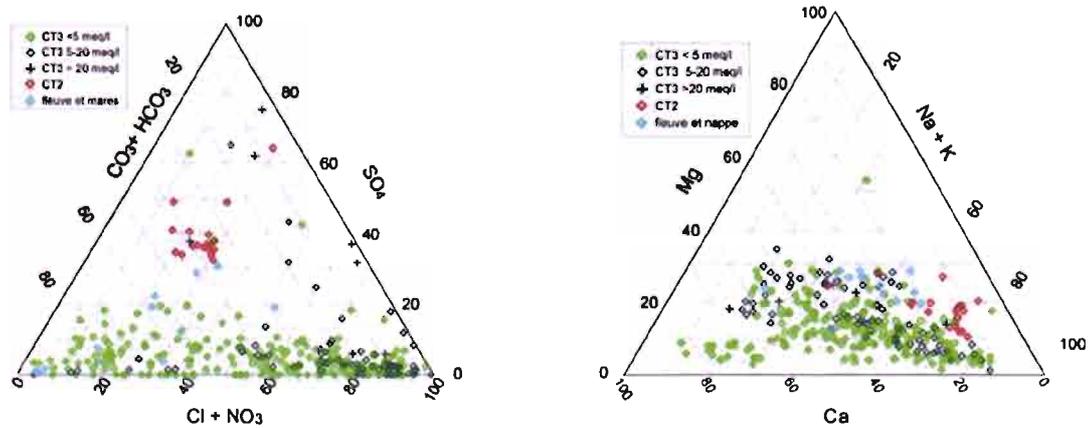


Fig. 2.7.B : Distribution des ions majeurs dans la nappe phréatique des environs de Niamey, dans la nappe du CT2 et dans le réseau hydrographique

Cette faible minéralisation existe malgré des temps de séjour dans l'aquifère de quelques dizaines à quelques milliers d'années traduit une quasi-inertie géochimie de la matrice poreuse. Une large part de la minéralisation est apportée par la pluie et la dissolution des poussières éoliennes. Ceci présente de multiples avantages pour signaler d'éventuelles pollutions, des contaminations accidentelles par les nappes plus profondes beaucoup plus minéralisées et aussi identifier des variations saisonnières du chimisme de l'eau suite aux infiltrations durant la saison des pluies.

Les très fortes teneurs en NO_3 , parfois largement supérieures aux normes de potabilité, sont surprenantes dans un milieu qui n'utilise pas d'engrais artificiels. Une étude détaillée est en cours pour différencier, à l'aide du ^{15}N , les différentes origines possibles (pluie, déjections, légumineuses). Les premiers résultats montrent le rôle majeur du sol dans la fourniture de l'azote.

Dans la région de Diffa, la géochimie des ions majeurs est beaucoup moins homogène. Les principales raisons sont la plus grande superficie de la zone, donc la plus grande gamme de situations géologiques rencontrées, et surtout la diversité des relations entre surface et souterrain qui marquent significativement la nappe.

Les conductivités électriques mesurées dans les puits et forages varient entre 100 et 9000 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, la médiane apparente étant de 400. Elles sont très variables dans l'espace et le manque de répétition des mesures ne permet pas d'identifier les éventuelles pollutions des ouvrages. Les valeurs réelles de la nappe sont probablement moindres. Alors que les temps de séjour dans l'aquifère très longs, la faible minéralisation traduit ici aussi la pauvreté des sédiments continentaux en éléments solubles. Des valeurs faibles sont rencontrées un peu partout et notamment aux abords de la Komadoukou Yobé et dans le nord ; les valeurs les plus fortes se trouvent en bordure ouest du lac Tchad et au centre des cuvettes de la région de Maïné-Soroa et Goudoumaria. Les faciès géochimiques sont divers et n'ont pas une claire distribution géographique, à l'exception du bicarbonaté calcique à proximité de la Komadoukou Yobé.

La faible minéralisation à proximité de la Komadoukou Yobé confirme son rôle important dans la recharge locale de la nappe. De même, la très forte minéralisation entre le lac et la dépression du Kadzell est un élément de l'équilibre géochimique du lac (Carmouze, 1976).

Les cas de très forte teneur en nitrate sont moins nombreux que dans la région de Niamey. Ceci s'explique probablement par un couvert végétal beaucoup plus réduit et la moindre présence de l'homme et des troupeaux.

2.7.2. Isotopes

Dans la région de Niamey, les teneurs en isotopes stables de la nappe phréatique varient entre -5,8 et -2,0 ‰ vs VSMOW pour $\delta^{18}\text{O}$ et entre -39 et -15 ‰ vs VSMOW pour $\delta^2\text{H}$ (fig. 2.7.C). Leur proximité des droites météoriques mondiale et locale (A10) indique une absence d'évaporation et donc le caractère rapide de l'infiltration, confirmant le schéma de recharge indirect identifié par l'étude hydrodynamique. Aucune distribution particulière, ni géographique ni en fonction de la profondeur de la nappe, n'apparaît. Il n'existe pas non plus de lien entre isotopes stables et radioactifs (^3H , ^{14}C). Les conditions climatiques régnant lors de l'infiltration des eaux présentes dans la nappe n'ont donc pas sensiblement évolué dans le temps.

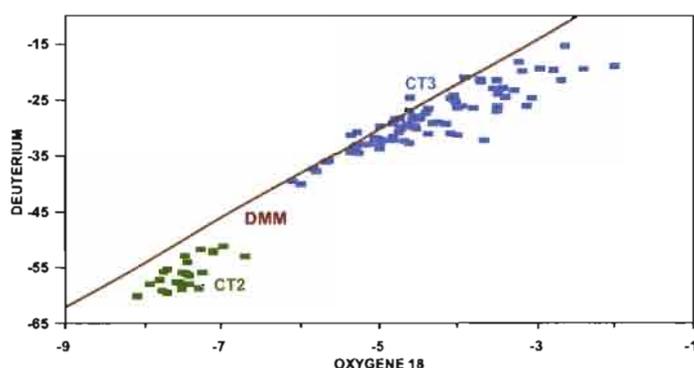


Fig. 2.7.C : Diagramme ^{18}O - ^2H des échantillons prélevés dans la nappe phréatique du CT3 et dans les nappes captives du CT2 des environs de Niamey

Parmi les 45 analyses de tritium, la moitié sont en dessous du seuil de détection (souvent 1 ou 2 UT), les autres allant jusqu'à 20 UT (A1, A8). Les 64 analyses de ^{14}C indiquent des activités variant entre 53 et 126 pCm, dont seulement 6 à moins de 70 pCm. Une correction de l'âge des eaux n'est pas nécessaire, la matrice poreuse n'interagissant pas avec l'eau. Nous avons donc des eaux assez homogènes et relativement récentes.

Dans les échantillons à forte teneur en nitrate, les premières valeurs de $\delta^{15}\text{N}$ obtenues sont comprises entre +2,1 et +11,7 ‰ vs N_{air} , à 80 % entre +4 et +8‰. Ces valeurs sont proches de celles de sols semi-arides et ne peuvent pas être dues principalement à des déjections (C20).

Dans la région de Diffa, les teneurs de la nappe phréatique varient entre -6,16‰ et +4,4‰ pour ^{18}O et entre -49 et +13‰ pour ^2H (C17). Certaines de ces valeurs sont proches des pluies régionales actuelles (A4), d'autres suggèrent une évaporation ayant agi sur des pluies différentes, lors d'un épisode plus humide.

Nos mesures récentes de ^{14}C dans la nappe quaternaire vont de 11 à 110 pCm, alors que les anciennes allaient de 89 à 146 pCm (A4, C13). Il est probable que les valeurs extrêmes soient peu représentatives de la nappe. Les eaux sont donc beaucoup plus vieilles que dans la région de Niamey et le mélange d'eaux récentes et d'eaux infiltrées lors du dernier épisode humide est confirmé. Du fait de ces âges élevés, nous n'avons pas réalisé de mesure de ^3H et ne faisons qu'exploiter les mesures anciennes.

2.8. Dynamique saisonnière de la recharge

En bordure de la Komadougou Yobé, les échanges entre la rivière et la nappe quaternaire existent la moitié de l'année et induisent une fluctuation piézométrique de l'ordre du mètre. Dans le reste de la région de Diffa, nos observations sont trop réduites pour montrer une quelconque variation saisonnière naturelle de la piézométrie. Il est d'ailleurs attendu que la très faible recharge annuelle ne puisse induire qu'une très faible amplitude, peu discernable des perturbations provoquées par les pompages. Les observations géochimiques de la nappe dans le BLT, également peu nombreuses, ne fournissent pas davantage d'information sur une éventuelle dynamique saisonnière et ce d'autant plus que les faciès chimiques et les situations hydrologiques sont très variés.

Par contre, les très nombreuses mesures de piézométrie et de conductivité dans la région de Niamey nous ont permis d'identifier quelques phénomènes intéressants. Aucun des documents publiés antérieurement n'évoquait une variation saisonnière du niveau de la nappe et de sa minéralisation. Indice de cette absence de prise en compte de la saisonnalité, les cartes hydrogéologiques ne mentionnaient généralement pas la date précise des mesures.

En hydrodynamique, les enregistreurs automatiques et les mesures ponctuelles fréquentes montrent des variations significatives du niveau de la nappe au cours de l'année (A2, A5). Une fois éliminées les variations artificielles (cf 3.1.1.), il reste encore environ 30 % des puits observés ayant une hausse provoquée par la recharge de la nappe durant la saison des pluies. Les amplitudes varient de quelques décimètres à plusieurs mètres. Même s'il existe une forte variabilité interannuelle, provoquée par l'irrégularité en intensité et fréquence des pluies, les considérations hydrodynamiques locales (perméabilité, porosité) sont les éléments les plus explicatifs de la fluctuation. En général, les points à faible amplitude sont toujours les mêmes et ceux à forte variation aussi ; seules des années très exceptionnelles comme 1998 peuvent bouleverser cette hiérarchie. Les figures 2.8.A et 2.8.B nous donnent deux exemples : à Kogorou, la variation est toujours forte mais modérément variée (au moins 1,5 m, pas plus de 4,5 m) alors qu'à Maourey Kouara Zéno la variation est souvent faible (10 à 30 cm), parfois plus marquée (1 à 1,5 m) et exceptionnelle en 1998 (6 m).

Le suivi régulier permet donc d'identifier des zones de recharge. Tous les points à amplitude saisonnière sont situés à proximité des mares temporaires et bas-fonds. Ceci indique que les recharges les plus importantes se font dans ces zones. Cependant, une zone sans variation saisonnière n'est pas nécessairement une zone sans infiltration. Si l'infiltration est limitée, la perméabilité forte ou le point d'observation trop éloigné de la zone de recharge, l'impact de celle-ci ne sera pas discernable. De même, s'il existait une recharge diffuse, elle serait nécessairement très faible, très régulière et donc tout à fait impossible à identifier à partir des chroniques piézométriques. Une carte de la recharge établie à partir de la seule fluctuation saisonnière serait donc incomplète.

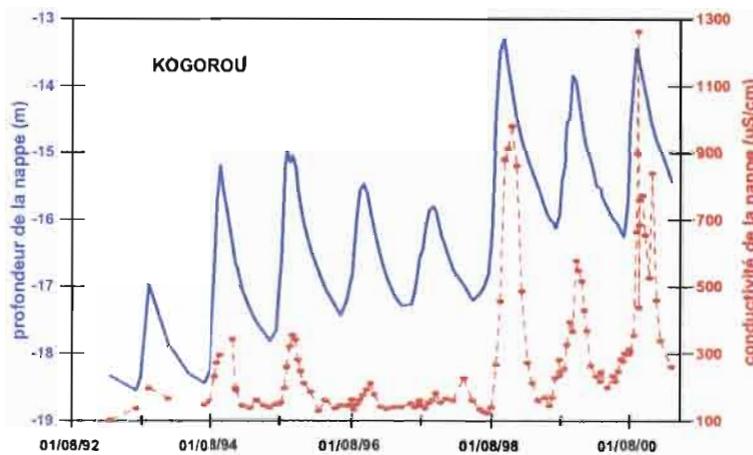


Fig. 2.8.A : Variations simultanées de la minéralisation et du niveau de la nappe phréatique du CT3 à Kogorou (environs de Niamey)

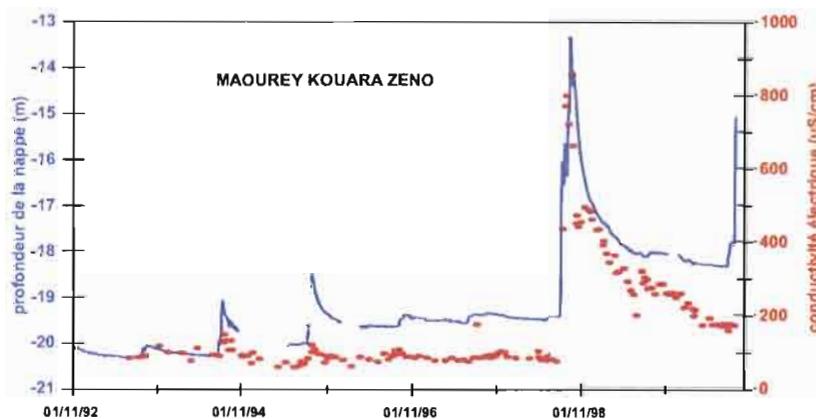


Fig. 2.8.B : Variations simultanées de la minéralisation et du niveau de la nappe phréatique du CT3 à Maourey Kouara Zéno (kori de Dantiandou)

Du fait de la faible minéralisation et de l'homogénéité des eaux du CT3, il est facile de détecter les éventuelles singularités. Comme en piézométrie, un mouvement saisonnier de la conductivité électrique des eaux a été identifié. Le nombre d'ouvrages variant en minéralisation est encore plus réduit que ceux variant en niveau, ce qui semble normal puisque les transferts de masse, responsables de l'éventuel changement géochimique, sont bien plus lents que les transferts de pression, responsables des modifications piézométriques. Les points montrant des variations saisonnières très marquées de la minéralisation sont tous situés à proximité des zones de recharge. La conductivité électrique mesurée dans le puits peut être multipliée par 3 ou 5 et une pollution par des poussières éoliennes ne peut contaminer un ouvrage à ce point. Ces variations s'expliquent par une infiltration durant la saison des pluies ne se mélangeant pas immédiatement avec l'eau de la nappe déjà présente. Il y a donc une stratification temporaire des eaux infiltrées dans l'année qui se déposent au dessus des eaux en place. Le retour à une minéralisation plus basse, signe du mélange des eaux récentes et anciennes, se fait en quelques mois. Afin de connaître la nature de la variation saisonnière de la minéralisation, des prélèvements d'ions majeurs et isotopes stables (^{18}O , ^2H) sont réalisés depuis plusieurs années sur les sites les plus intéressants (A11).

2.9. Dynamique interannuelle de la nappe

2.9.1. Variabilité interannuelle de la recharge

Dans la région de Niamey, le suivi fin réalisé depuis une décennie permet d'analyser la variation annuelle de l'infiltration (A5). Selon les années, la hausse saisonnière de la nappe en un point peut varier de 1 à 10, voire davantage (cf 2.8.). Le piézogramme de Maourey Kouara Zéno (fig. 2.8.B) montre l'importance de la seule année 1998 par rapport au reste de la décennie. Le graphique 2.9.A est une autre illustration du rôle de l'exceptionnel, en comparaison de l'ordinaire, dans la recharge de la nappe. Les fortes pluies de 1994 (470 mm de pluies supérieures à 10 mm au lieu de 390 pour les années 1992, 1993 et 1995) ont induit à Guileyni une forte hausse de la nappe, 1,2 m au lieu des 20 ou 30 cm habituels. Il faudra 3 ans au dôme piézométrique ainsi créé pour se résorber, donnant en ce point une impression de baisse de la nappe entre 1995 et 1998, en contradiction apparente avec le mouvement général de hausse de la nappe.

A l'échelle de l'ensemble de la région de Niamey, cette variabilité est bien sûr atténuée mais reste forte (A9, C6) : la plus faible hausse est due aux pluies de 1997 (+0,10 m en moyenne) et la plus forte à 1998 (+0,45 m). Les deux seules années 1994 et 1998 sont responsables de la moitié de la hausse de la décennie 90 (Favreau, 2000).

Le suivi hydrodynamique et géochimique de la région de Diffa est trop limité pour nous permettre de détailler la variabilité interannuelle de la recharge.

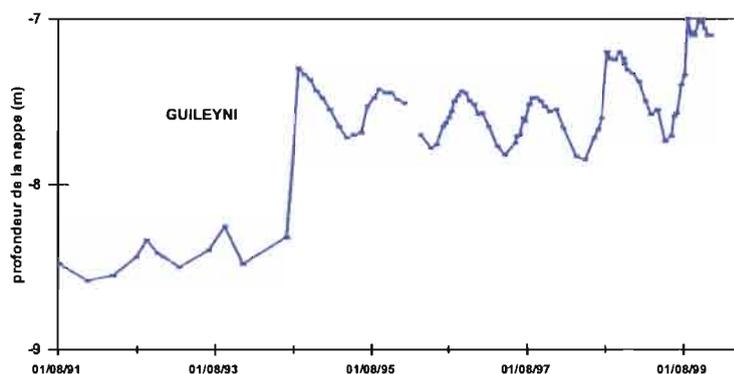


Fig. 2.9.A : Evolution piézométrique saisonnière et à long terme de la nappe phréatique du CT3 dans le site de Guileyni (kori de Dantiandou)

2.9.2. Evolution à long terme

Les deux nappes phréatiques étudiées montrent une nette évolution à l'échelle décennale mais les causes et les effets diffèrent sensiblement.

Une hausse piézométrique affecte l'ensemble de la région de Niamey depuis le début des années 60 et s'est amplifiée très sensiblement depuis la fin des années 80 (A2, A5, C11). Selon les sites et les années, cette hausse récente varie de 1 à 45 cm.an⁻¹, la médiane étant de 20 cm.an⁻¹. Cette hausse spectaculaire concerne toute la région, les points proches des zones d'infiltration comme les plus éloignés. En analysant les chroniques anciennes, on constate que cette hausse existe depuis les années 60 et qu'elle s'est sensiblement accélérée à partir des années 80, alors que les décennies 70 et 80 étaient largement déficitaires en pluviosité (fig. 2.9.B). Du fait du mode de recharge de la nappe près de Niamey, l'augmentation de l'infiltration est liée à une augmentation du ruissellement. L'évolution de l'occupation des sols est la cause de ce changement majeur (C9) : le remplacement de la végétation naturelle par des champs de mil supprime les obstacles au ruissellement, fait disparaître une partie des termites et leurs macroporosités, permet le développement de croûtes argileuses imperméables en surface. L'accélération récente de la hausse peut être vue comme la conjonction de ce changement d'occupation du sol et d'un retour de pluviosités plus normales (C15). En 50 ans, l'infiltration aurait augmenté d'un facteur 10 environ. La dépression piézométrique fermée est affectée par ce phénomène de manière identique au reste de la nappe.

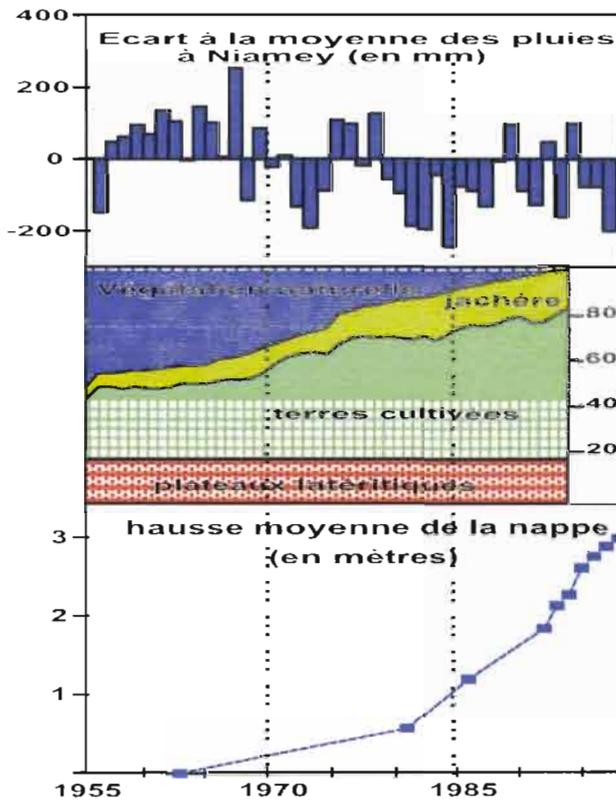


Fig. 2.9.B : Evolution comparée entre 1955 et 2000 de la pluie annuelle, de l'occupation des sols et du niveau de la nappe dans les environs de Niamey

Cette augmentation du ruissellement a de nombreuses conséquences. En surface, de nouvelles mares se créent, les anciennes sont en eau plus longtemps et reçoivent des volumes plus importants, l'érosion hydrique se développe (A12). L'augmentation des mares, en surface mouillée et volume transitant, provoque le lessivage de secteurs de la zone non saturée autrefois inertes pour la recharge de nappe, ce qui entraîne vers la nappe des quantités importantes de sel stockés dans le sol depuis des millénaires (A11). La nappe se rapproche de la surface du sol. Le plus souvent, elle est encore à plus de 15 m de profondeur mais il existe déjà quelques zones où elle affleure dans les fonds de vallée. Ceci a un impact variable sur la végétation (asphyxiant certains arbres, permettant à d'autres de se développer), augmente la reprise évapotranspiratoire et le risque de salinisation des sols.

Un des résultats surprenants de ce changement majeur est un bouleversement du bilan dans certaines zones. Ainsi le fond de la vallée du kori de Dantiandou étaient autrefois une zone de bilan négatif, la reprise évaporatoire depuis la nappe dépassant la recharge ainsi que le montrait l'existence de la dépression piézométrique fermée. Cette zone est désormais un secteur de forte infiltration.

Il n'est pas encore possible de prévoir jusqu'où ira cette évolution à long terme. Les sols débarrassés de leurs particules argileuses au bout de quelques décennies de culture pourraient redevenir plus infiltrants. Par ailleurs, la plus grande proximité de la nappe devrait aussi augmenter la reprise évaporatoire. La nappe tendra vers un nouvel équilibre, sans rapport avec son ancien état.

Dans le BLT, l'appréciation de l'évolution à long terme est beaucoup plus difficile. Tout d'abord parce que les mesures piézométriques y sont beaucoup moins nombreuses et rarement répétées. La variation la mieux assurée est celle, très régulière, constatée dans le Kadzelli au cours de la décennie 90 (fig. 2.9.C) : la baisse varie de 1 à 4 cm.an⁻¹ selon les sites. Ailleurs, il faut donc être très prudent dans les interprétations (cf 3.2.1.). Par exemple, la comparaison de 56 niveaux bruts mesurés en 1975/76 et 1989 montre une hausse ou baisse inférieure à 1,5 m dans la moitié des cas, une baisse supérieure à 3 m dans 16 % des cas ; si l'on considère

les niveaux de 1989 comme des niveaux dynamiques résultant d'un pompage de $2 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$, il ne reste plus qu'un quart des puits avec une baisse supérieure à 1,5 m. La baisse en bordure ouest du lac est liée à l'assèchement fréquent de la cuvette nord pendant les dernières décennies. Dans ce secteur, le lac était ordinairement plus haut que la nappe et l'alimentait. Sa disparition supprime une alimentation et provoque l'effondrement de la nappe.

Aucune hausse de la nappe comparable à celle de l'ouest nigérien n'a été observée dans la région de Diffa. Les mêmes phénomènes sont envisageables mais les sols plus sableux, la bien plus faible densité des hommes et des cultures ne permettent pas d'aboutir à un impact mesurable.

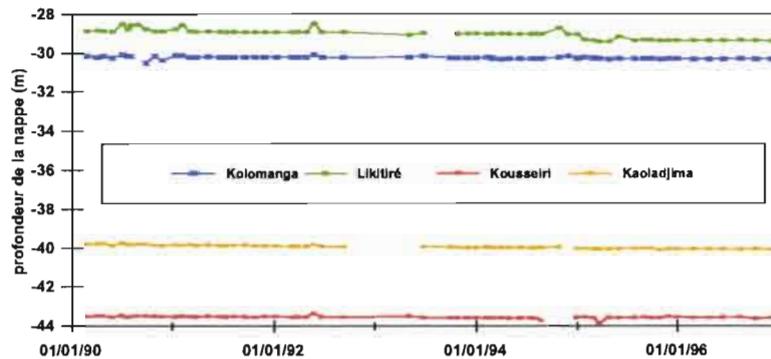


Fig. 2.9.C : Baisse à long terme de la piézométrie de la nappe quaternaire dans la dépression du Kadzell

Dans le BLT comme près de Niamey, la présence d'une dépression piézométrique fermée nous amène à nous intéresser à une dynamique à plus long terme, qui couvre les millénaires écoulés depuis le dernier épisode pluvial important connu au Sahel (environ 6.000 à 10.000 ans BP). Les dépressions se sont creusées depuis cette époque humide avec une vitesse encore inconnue. La baisse dans le centre du Kadzell semble être rattachée à un tel mouvement à long terme.

2.10. Estimation de la recharge

2.10.1. Hydrodynamique

Dans le BLT, l'absence de fluctuation saisonnière indique une recharge faible ou nulle, en gardant néanmoins à l'esprit l'insuffisante densité des mesures. Aucun calcul hydrodynamique ne peut donc être entrepris, même à proximité de la Komadougou Yobé où les transects disponibles sont trop rares pour être représentatifs.

Dans la région de Niamey, la variation saisonnière de la piézométrie nous aide à approcher la recharge annuelle (C6). Elle n'est bien sûr qu'une image déformée de l'infiltration puisqu'elle varie d'un lieu à l'autre en fonction des caractéristiques hydrodynamiques locales et de l'éloignement entre zone d'infiltration et point d'observation. Elle peut être analysée à deux moments :

- au maximum de la recharge, pendant la saison des pluies, où elle n'affecte que les environs immédiats des zones de recharge,
- en fin de saison sèche, quand la recharge a eu le temps de diffuser sur une grande partie de la nappe.

Un calcul simple est possible à vaste échelle, de temps et d'espace. Comme une grande partie de la zone étudiée est endoréique, la transcription de la variation piézométrique en volume infiltré n'a pas à tenir compte des flux entrants et sortants, ce qui facilite grandement l'estimation. La hausse de la nappe de 20 cm, chiffre moyen des dernières années, indique un volume infiltré de $20 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$ si la porosité moyenne est de 10% (A5, A9).

J'ai recherché une relation, si possible simple et directe, entre la pluie et son impact piézométrique. Une première approche a consisté à étudier dans les sites les plus variés chaque année, donc les plus sensibles, la relation entre amplitude de la hausse piézométrique saisonnière et précipitation locale (pluie totale, pluies seuillées, intensités). Sur les chroniques examinées, le lien n'est pas suffisamment constant pour proposer une règle de transcription fiable. L'amplitude maximale présente l'inconvénient d'être assez mal connue, au moins dans les sites qui ne sont mesurés que toutes les 2 semaines, et d'être très dépendante de circonstances locales. Une seconde approche a été tentée avec la pente de décrue de la nappe depuis son maximum pendant la saison des pluies jusqu'au début de la saison des pluies suivante. Cette pente, calculée en fonction du logarithme du temps écoulé depuis le maximum, est plus robuste que l'amplitude annuelle mais le lien avec les descripteurs de la pluie n'est pas non plus satisfaisant pour l'instant. Cet insuccès confirme que la transformation de la pluie en ruissellement puis infiltration dans les bas-fonds n'est pas du tout une fonction simple.

Un autre calcul de la recharge, très local, est l'évaluation de l'apport d'eau sous chacune des principales mares (A3, C4). En se basant sur la courbe hauteur-volume de la mare et sa chronique de variation de niveau, il est facile de connaître la recharge annuelle. L'incertitude sur l'évaporation réelle à partir du plan d'eau est faible. L'incertitude sur les enregistrements des hauteurs ou leur transcription en volume est généralement faible aussi, sauf pour les épisodes pluvieux les plus importants, s'il y a débordement de la mare étudiée vers ou depuis une autre. Ce phénomène n'existe pas certaines années mais, concernant de forts volumes, il est susceptible de perturber sensiblement nos estimations hydrologiques. Le nombre très réduit des mares ainsi instrumentées ne suffit pas malheureusement pas à représenter toute la zone d'étude. Les estimations anciennes se trouvent dans Desconnets (1994), des calculs plus spécifiques sur des années plus récentes dans A12.

2.10.2. Géochimie des ions majeurs

Lorsque les données sont en nombre et qualité suffisants, il est souhaitable d'entreprendre une série de modélisations couplées hydrodynamique-géochimie des ions majeurs à l'échelle des quelques sites qui montrent de fortes variations saisonnières de la minéralisation et du niveau de la nappe. Dans la région de Niamey, de tels sites sont instrumentés spécifiquement depuis plusieurs années (A11) et les caractéristiques hydrodynamiques ont été tirées de pompages d'essai. Pour l'instant, l'exploitation de ces travaux par modélisation numérique n'est pas achevée.

2.10.3. Géochimie isotopique

L'intérêt évident des traceurs radioactifs pour l'estimation de l'infiltration sera largement illustré ci-après. Mais nous utilisons également les isotopes stables de la molécule d'eau pour approcher, d'une manière plus qualitative, la recharge. La première information qu'ils fournissent concerne les processus puisqu'ils marquent une éventuelle reprise évaporatoire. Ainsi, dans la région de Niamey, la proximité des faciès isotopiques de la pluie et de la nappe montre l'absence d'évaporation et donc la forte prééminence de l'infiltration directe sur l'infiltration diffuse, aujourd'hui comme il y a quelques décennies ou siècles. La quantification de la recharge doit donc s'intéresser essentiellement à la recharge concentrée. Dans le BLT, les indices de reprise évaporatoire sont moins rares dans la nappe, ce qui est cohérent avec l'alimentation significative de la nappe par les eaux de surface (lac et Komadougou Yobé), largement exposées à l'évaporation.

La deuxième information donnée par ^{18}O et ^2H est un marquage temporel. Les derniers millénaires ont connu une phase humide puis la phase actuelle sèche. Ces conditions climatiques très différentes ont donné des signatures isotopiques des pluies contrastées, que l'on discerne toujours dans les nappes phréatiques. La proportion des eaux anciennes et récentes est une indication du renouvellement dans l'aquifère.

Les indicateurs du temps de transit ou de renouvellement des nappes semi-arides les plus utilisés sont le ^3H et le ^{14}C . Leurs demi-vies très différentes permettent de couvrir une large gamme de valeurs. Dans de nombreux cas, il peut être judicieux de s'adresser à d'autres traceurs ; mes travaux se sont limités à ces deux éléments. Le tritium a connu sa période de gloire grâce aux essais atomiques des années 1960. Les quantités alors présentes dans

l'atmosphère étaient infiniment supérieurs au bruit naturel ; le signal entrant dans le cycle hydrologique était très net et son interprétation facile. Depuis quelques décennies, la très forte diminution des essais atomiques nous a ramenés à un niveau presque naturel. Le tritium n'est donc presque plus utilisé, au moins dans les régions tempérées. Cependant, les faibles infiltrations rencontrées dans les zones semi-arides expliquent que cette méthode soit encore utilisable avec profit dans de tels milieux.

La principale difficulté consiste en la reconstitution du signal d'entrée puisque les teneurs en tritium ont énormément varié dans le temps et l'espace. Les sites de référence sont peu nombreux : au Sahel, on dispose essentiellement du réseau mis en place par l'AIEA, avec les stations "longues" de Bamako, N'Djaména, Addis-Abéba (1964-1979, 1965-1978, 1969-1973+1984-1995 respectivement, avec des lacunes) et quelques autres stations de bien moindre durée (Faya-Largeau, Kano). Au contraire du tritium, la reconstitution de la chronique du ^{14}C est plus facile puisque cet élément est beaucoup mieux homogénéisé dans l'atmosphère : le signal a fluctué au 19^{ème} et 20^{ème} siècles d'une manière bien moindre que le tritium. Le ^{14}C et le ^3H ne sont donc pas utilisables de manière identique.

Dans le bassin des lullemeden, les teneurs en ^3H varient entre le seuil de détection (souvent 2 UT) et 20 UT, celles en ^{14}C entre 53 et 126 pCm. L'interprétation de ces valeurs avec un modèle simple de mélange (A1, A6, A8, C14) fournit des taux de renouvellement de la nappe variant entre 0,01 et 6 %, la médiane étant de 0,09 % pour le ^{14}C et de 0,2 % pour le ^3H (fig. 2.10.A). Dans la région de Diffa, le ^{14}C varie entre 11 et 146 pCm ; les mesures de ^3H de la fin des années 60 variaient entre 0,4 et 256 UT. Le même modèle d'interprétation (A4, C13) aboutit à des taux de renouvellement médians de 0,1 et 0,06 % pour ^3H et ^{14}C respectivement (fig. 2.10.B).

La transcription des taux de renouvellement en lame d'eau infiltrée annuellement nécessite une évaluation du stock d'eau présent dans les aquifères. En admettant une porosité de 10 %, une épaisseur mouillée de 30 m dans la région de Niamey et de 35 m dans le BLT, on obtient des recharges de 3 à 6 mm.an⁻¹ dans le bassin des lullemeden et de 2 à 3 mm.an⁻¹ dans le BLT.

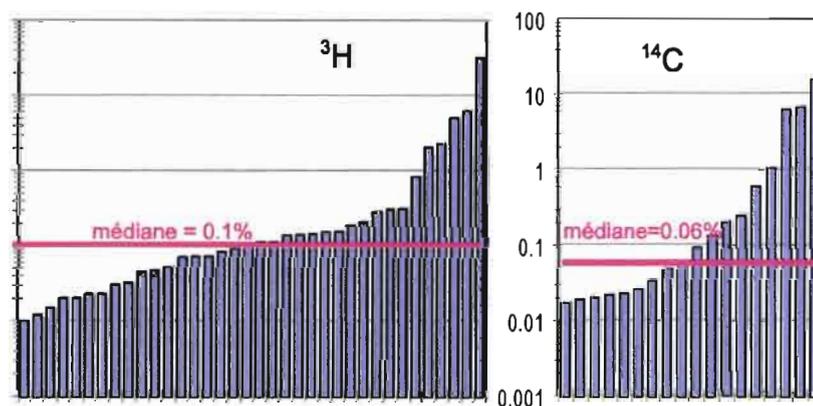


Fig. 2.10.A : Calcul du taux de renouvellement (en %) de la nappe phréatique du CT3 à partir des teneurs en ^3H et ^{14}C

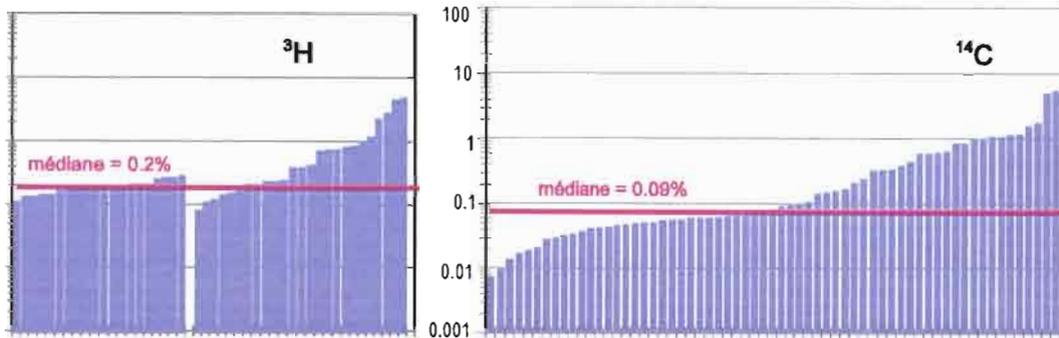


Fig. 2.10.B : Calcul du taux de renouvellement (en %) de la nappe phréatique dans le BLT à partir des teneurs en ^3H et ^{14}C

2.10.4. Modélisation numérique des écoulements souterrains

Largement utilisée depuis plus de deux décennies, la modélisation numérique des écoulements souterrains est toujours une schématisation très simplificatrice de la complexité naturelle dont les limites de validité doivent rester en permanence à l'esprit. Elle constitue un très bon outil notamment pour faire la synthèse des données existantes, tester leur cohérence et analyser le comportement du système hydrologique. Cependant, en zone semi-aride, les obstacles à la réalisation d'une modélisation fiable sont apparemment nombreux : faible densité des points de référence, fiabilité incertaine des données, flux mal connus, etc. Dans la plupart des cas rencontrés, l'observateur prudent devrait conclure qu'il y a trop peu de données solides pour entamer le long travail de modélisation. L'expérience, en particulier dans le BLT, m'a montré que la modélisation méritait d'être tentée et qu'elle contribuait très significativement à une meilleure connaissance de l'hydrodynamique régionale.

La liberté du calage imaginée a priori à cause de la faiblesse des données se trouve fortement diminuée par la présence de dépressions piézométriques fermées. Leur existence implique des valeurs faibles des flux latéraux, donc des transmissivité, et une reprise évaporatoire, forcément faible du fait de la grande profondeur de la nappe mais essentielle dans le bilan. Ces contraintes sont souvent bien plus utiles au calage du modèle que quelques résultats de pompages d'essai. Même dans des circonstances particulièrement favorables, les incertitudes demeurent importantes et les résultats du modèle devront être validés par d'autres approches indépendantes.

Au Niger, j'ai utilisé la modélisation à différentes échelles pour aider à mieux comprendre et quantifier aussi bien les phénomènes locaux que la dynamique régionale, sans objectif de gestion de la ressource en eau. Les résultats obtenus ont parfois dépassé mes espérances initiales.

L'exemple le plus intéressant est la modélisation en régime permanent de la nappe quaternaire de la région de Diffa, initiée en 1990 et évoquée dans C5, C10, C12 et C13. Tout semblait hypothéquer une telle modélisation : quelques données disparates au sud et presque rien au nord dans la partie désertique, avec notamment très peu de valeurs de transmissivité (et presque toutes dans la même petite zone), de larges secteurs avec des mesures de piézométrie datant de 20 ou 30 ans, aucune estimation fiable de la recharge, etc. Cependant la dépression piézométrique du Kadzell représente une contrainte fondamentale du système hydrogéologique qui n'autorise qu'une gamme très étroite de valeurs de perméabilité et de flux. En effet, à 30 ou 40 m sous la surface du sol, la reprise évapotranspiratoire depuis la nappe est très réduite : moins de $0,5 \text{ mm.an}^{-1}$ pour l'évaporation en utilisant la formule de Coudrain et al. (1998). La permanence de la dépression implique des flux horizontaux, et donc des transmissivités, très faibles. Ailleurs, la recharge ne pouvait dépasser un seuil très bas, sous peine d'aboutir à des piézométries irréalistes. Le résultat obtenu, une recharge par la pluie de

0,3 mm.an⁻¹, peu variante du sud au nord, est une hypothèse sérieuse qui a été confirmée quelques années plus tard par l'approche isotopique (A4).

Ce travail de modélisation n'est pas achevé. Il doit être validé également en régime transitoire à une double échelle de temps : pour représenter l'impact de l'assèchement de la cuvette nord du lac sur la nappe au cours des dernières décennies d'une part, pour approcher la dynamique plurimillénaire du creusement de la dépression depuis le dernier épisode climatique humide d'autre part. Du point de vue spatial, ce modèle initial a été repris à l'échelle plus vaste de l'ensemble du BLT par Leblanc (2002) d'une part, à l'échelle plus resserrée de la dépression du Kadzell par Gaultier (thèse en cours).

Dans la région de Niamey, diverses modélisations locales (un bas-fond et son environnement immédiat) ont été entreprises pour quantifier la variabilité temporelle de la recharge ; elles ne sont pas encore abouties. A l'échelle de la dépression piézométrique du kori de Dantiandou, une modélisation en régime permanent de l'état de 1960 a été réalisée par Favreau (2000) ; elle est développée en régime transitoire sur la dernière décennie par Massuel (thèse en cours).

2.11. Les dépressions piézométriques

Les nappes en creux sont des singularités hydrogéologiques passionnantes que l'on rencontre tout au long de la bande sahélienne, du Sénégal au Tchad. Décrites par Archambault (1960), ce sont de vastes dépressions piézométriques fermées qui ne s'expliquent pas par des pompages ou une autre intervention humaine. L'écart piézométrique entre la périphérie de la dépression et son centre peut dépasser 40 m pour les plus creusées. Au cours de ces dernières années, j'ai travaillé, ou encadré des mémoires, sur deux types de dépressions piézométriques :

- les grandes dépressions du BLT (Kadzell au Niger, Chari Baguirmi au Tchad), profondes d'une quarantaine de mètres et longues de plusieurs dizaines de kilomètres, apparemment stables ou en évolution très lente ;
- la dépression moyenne du kori de Dantiandou (région de Niamey), profonde d'une dizaine de mètres et longue de plusieurs dizaines de kilomètres présentant une évolution rapide depuis quelques décennies.

2.11.1. Origine des dépressions

Il serait possible de trouver une cause spécifique à chacune des dépressions mais puisque des nappes en creux existent dans l'ensemble du Sahel, il est logique de rechercher en priorité un processus originel commun.

Une drainance descendante vers un autre horizon aquifère est impossible dans de nombreux cas (lullemeden et BLT notamment), les nappes inférieures étant plus en charge : plus de 20 m d'écart dans les environs de Niamey, plus de 50 m dans le centre du Kadzell. A contrario, l'existence et le maintien des dépressions prouvent l'étanchéité du mur de la nappe en creux.

La subsidence n'est pas davantage recevable, la dynamique géologique étant souvent très lente en Afrique de l'ouest. Ainsi, dans le bassin des lullemeden, le sommet de la série CT est resté remarquablement plan à grande échelle, sans aucune déformation identifiable dans les zones de dépression piézométrique. Dans le BLT, la dynamique sédimentaire provoquée par l'effondrement du rift est plus faible que les mouvements de nappe d'au moins un à deux ordres de grandeur.

Dieng (1987) avait évoqué pour la dépression du Ferlo au Sénégal un possible réajustement très lent de la piézométrie face aux variations eustatiques. Sa modélisation numérique montrait qu'une telle éventualité était envisageable mais il semble qu'aucun contrôle géochimique ne soit venu valider sa proposition. De plus, une telle explication est inadéquate pour les autres dépressions de l'intérieur du continent.

Jusqu'à présent, seule l'explication de la reprise évaporatoire est satisfaisante puisque compatible avec les flux et les caractéristiques hydrodynamiques connus et aussi valable pour toutes les dépressions quelle que soit la région. Pour qu'une nappe en creux se maintienne, il faut réunir deux conditions : un bilan hydrique localement négatif et des flux latéraux

particulièrement faibles, ce qui implique de mauvaises transmissivités. La formule empirique de Coudrain et al. (1998) aboutit à une évaporation de 2 mm.an^{-1} pour une nappe à 10 m sous la surface du sol et de $0,3 \text{ mm.an}^{-1}$ à 40 m de profondeur. De telles valeurs montrent la finesse de la reconstitution hydrogéologique qu'il faut tenter. Ces chiffres sont compatibles avec les propositions actuelles des bilans hydriques, qu'ils viennent des modélisations numériques ou des interprétations géochimiques.

2.11.2. Dynamique actuelle des dépressions

Dans la région de Diffa, les piézomètres installés dans le centre de la dépression montrent une baisse lente et régulière, comprise entre 2 et 5 cm.an^{-1} (C12). Le manque d'observations anciennes dans cette région déshéritée ne permet pas de connaître l'origine temporelle de cette tendance. La très faible densité des points de mesure disponibles ne permet pas davantage de cartographier précisément cette baisse. Une première explication serait que cette baisse serait l'impact au centre de la dépression de la disparition occasionnelle de la cuvette nord du lac, qui s'est marquée par des baisses de la nappe de plusieurs mètres dans ses abords immédiats. Cependant, les premiers calculs montrent que cette hypothèse n'est pas compatible avec les ordres de grandeur de la diffusivité régionale. Le mouvement serait alors plus ancien, la dépression n'aurait donc pas encore atteint son équilibre et son creusement ne serait pas achevé.

Près de Niamey, la dépression du kori de Dantiandou présente une évolution opposée. Comme l'ensemble de la nappe phréatique, la dépression monte depuis 40 ans (A9). La très importante augmentation de l'infiltration n'a pas plus ou moins affecté cette région que le reste de la nappe. Ce mouvement général provoqué par le changement du couvert végétal masque toute autre éventuelle évolution à plus long terme.

A ma connaissance, les suivis réguliers de piézométrie dans les autres nappes en creux sahéliennes, si jamais ils existent, ne sont pas publiés. Il n'y a donc pas de référence extérieure sur une éventuelle dynamique transitoire des grandes dépressions ouest-africaines.

2.11.3. Dépressions et instrumentation

Les nappes en creux conservent encore bien des aspects inconnus. Une première interrogation est l'extrême pauvreté des références bibliographiques en dehors du Sahel. Il ne semble pas y avoir d'autres nappes en creux naturelles identifiées et publiées alors que la conjonction des diverses conditions indispensables à leur existence doit se rencontrer fréquemment dans les zones arides. L'explication la plus simple est le manque de mesures dans d'autres parties comparables du globe. Déjà au Sahel, les synthèses parues (par exemple Aranyosy et Ndiaye, 1993) sont loin de faire l'inventaire complet des dépressions pourtant déjà repérées depuis plus de 30 ans.

La même question de la liaison entre qualité de l'observation et découverte peut être posée autrement. Dans les années 50 et 60, les premières nappes en creux qui ont été décrites étaient vastes et profondes. A l'époque, les points de mesure étaient peu nombreux et le nivellement barométrique imprécis et les hydrogéologues ne pouvaient identifier avec certitude que des dépressions de grandes dimensions. Le plus grand nombre d'ouvrages accédant à la nappe, les moyens techniques de nivellement plus fiables permettent désormais de reconnaître des dépressions piézométriques de moindre envergure (en superficie ou profondeur).

Le travail topographique réalisé sur la région de Niamey mérite d'être détaillé. Jusqu'à 1992, toutes les cartes piézométriques de ce secteur n'ont fait que recopier la carte produite par Boeckh (1965), établie par nivellement barométrique. Le schéma général proposé était bon mais comportait quelques erreurs importantes. Après contrôle et amendement du nivellement d'une centaine de points par l'IGNN et la réalisation de nouveaux relevés complémentaires, la nouvelle carte piézométrique a été tracée (fig. 2.11.A). Elle a confirmé l'existence de la dépression déjà identifiée par Boeckh et modifié sensiblement certains contours, dont ceux du dôme entre le fleuve Niger et la dépression. Cette carte montre également la présence d'une minuscule dépression fermée, près du village de Kokiré, au nord de Niamey, en bordure de l'ancienne vallée fossile du kori de Ouallam. La vérification du nivellement a confirmé que le niveau piézométrique y est sensiblement plus bas que tous les autres puits du secteur. Les conditions de l'existence de cette micro-dépression sont totalement inconnues.

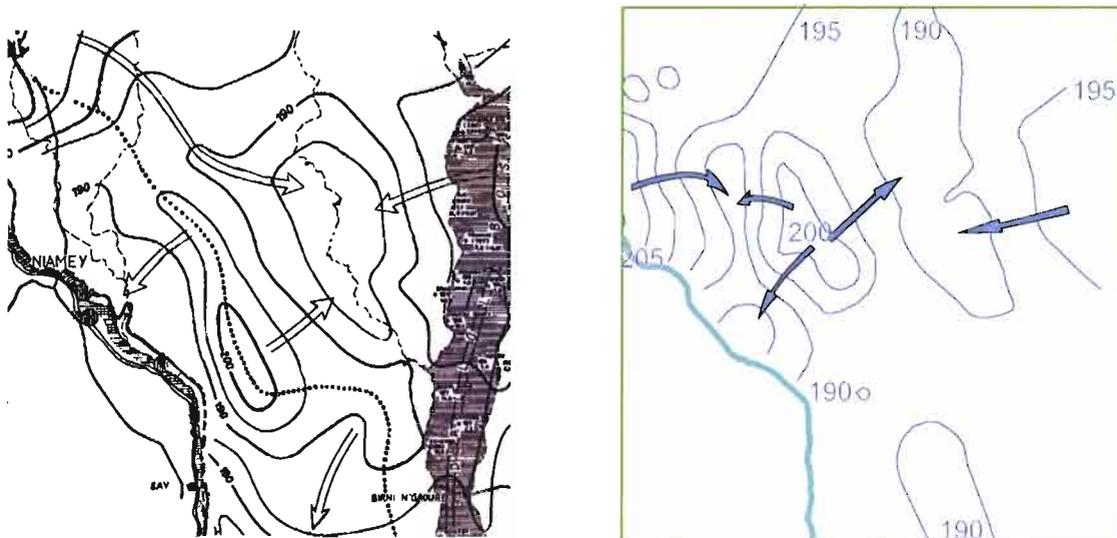


Fig. 2.11.A : Comparaison de la carte piézométrique de Boeckh (1965) et de celle de juin 1994

Dans le BLT, les points utilisés pour tracer la carte piézométrique ne sont pas nivelés. Leurs altitudes sont estimées d'après les cartes topographiques au 1/200.000. Des erreurs non négligeables peuvent donc être faites localement.

Toujours relative à la liaison mesure-identification, une autre question restant en suspens est la relativement médiocre adéquation entre localisation des dépressions et distribution géographique des caractéristiques hydrodynamiques telles qu'elles sont connues actuellement. Les pompages d'essai réalisés dans des conditions scientifiquement acceptables sont très peu nombreux dans les environs de Niamey et quasiment inexistant dans le BLT. Il est donc tentant d'extrapoler des valeurs de perméabilité à partir des valeurs, beaucoup plus nombreuses, de débit spécifique même si leur valeur intrinsèque est très incertaine. Dans le BLT comme dans le bassin des Iullemeden, de telles cartes ne se superposent pas avec les contours des dépressions. Ceci indique que nos mesures de terrain ne nous donnent encore qu'une image très médiocre de la répartition régionale des caractéristiques hydrodynamiques.

Enfin, les connaissances géologiques sont encore très insuffisantes pour pleinement justifier l'existence de dépression là où on les observe. Le Kadzell est une vaste plaine argileuse dont on imagine facilement qu'elle ne permette pas l'infiltration. A priori, cette observation de surface n'induit rien sur la nature des sédiments sous-jacents puisque nous sommes au centre d'un bassin où le lac et la Komadougou Yobé ont dû changer de position à de multiples reprises. Mais pour que la dépression existe, il faut que les sédiments soient également peu perméables sur une épaisseur significative, donc qu'il y ait relative constance d'une sédimentation plus argileuse dans cette région tout au long du Quaternaire, ce qui est surprenant dans une série continentale où de rapides variations latérales et verticales de faciès sont attendues. La dépression du kori de Dantiandou est encore plus paradoxale : la moindre profondeur de la nappe sous cette grande vallée permet bien sûr une reprise évaporatoire bien plus forte qu'ailleurs mais il existe dans la même région d'autres vallées où la nappe est aussi, ou plus, proche de la surface du sol sans qu'une dépression n'existe. Aucun élément géologique ne permet de comprendre pourquoi la zone du kori de Dantiandou est moins perméable, et donc favorable à la formation d'une dépression.

2.12. Les nappes profondes

Les nappes captives du CT2 dans la région de Niamey et celle du Pliocène dans celle de Diffa n'étaient pas le centre de mes recherches. Il est cependant utile de les connaître, d'une part pour ne pas limiter mes connaissances à la seule partie superficielle des deux grands

bassins (Iullemeden et BLT) et d'autre part pour étudier les éventuelles interactions entre nappes profondes et phréatiques.

La piézométrie de ces nappes est souvent difficile à cerner : les points d'accès ne sont pas très nombreux et la mesure de pression est difficile ou impossible lorsque les ouvrages sont jaillissants, ce qui est souvent le cas. De plus, certains tubages sont en très mauvais état et les fuites nombreuses vers la nappe phréatique donnent une image minorée de la charge réelle. Dans les deux nappes profondes, les gradients hydrauliques semblent être extrêmement faibles et la circulation très réduite. On peut donc considérer qu'il s'agit de nappes quasiment fossiles. Les différences de charge entre nappe phréatique et nappe profonde peuvent aller jusqu'à 50 m et il n'existe aucune indication, hydrodynamique ou géochimique, qui témoigne d'une drainance de la nappe captive vers la nappe phréatique. La principale différence entre les deux nappes profondes réside dans leur exploitation : elle est encore faible dans la région de Niamey, malgré de nombreux forages inutilement jaillissants ; dans la région de Diffa, l'exploitation est également faible mais la nappe pliocène subit le contrecoup d'une très forte exploitation au Nigéria.

Les deux nappes profondes sont beaucoup plus minéralisées que les nappes phréatiques. Leurs longs de temps de séjour ont amené une grande stabilité des faciès géochimiques et isotopiques. Leur composition en ^{18}O et ^2H indiquent des conditions climatiques lors de l'infiltration plus fraîches et humides que l'actuel. Les activités en ^{14}C sont inférieures à 7 pCm dans les nappes du CT2 et encore plus faibles dans le Pliocène du BLT. Ces eaux remontent donc bien au-delà du dernier épisode pluvial.

Chapitre 3 :Discussion

3.1. Qualité de la mesure

La très forte hétérogénéité des processus hydrologiques en zone semi-aride rappelle le rôle fondamental d'une acquisition de données de grande qualité, malgré les multiples difficultés. Dans ce paragraphe, on trouvera une liste non exhaustive de phénomènes perturbateurs, de mesures surprenantes ou aberrantes qui sont aussi la réalité quotidienne de l'instrumentation en zone semi-aride mais que, souvent, on préfère ignorer. Les exemples qui figurent ici proviennent du Niger mais ne sont pourtant en rien spécifiques de ce pays : mon expérience précédente en France m'a fait rencontrer des problèmes identiques dans des milieux beaucoup moins hostiles. Il ne s'agit pas d'une caricature outrancière mais bien de la réalité de l'hydrogéologie de terrain. Cette liste a plusieurs objectifs, notamment :

- montrer le risque d'interpréter des données dont on n'est pas soi-même le producteur ;
- illustrer le besoin de compléter la mesure instantanée par d'autres informations, qui réclament généralement beaucoup plus de temps et d'énergie ;
- suggérer qu'il peut exister des phénomènes singuliers non identifiés, et oubliés aussitôt par manque d'explication ou de conformité avec le schéma interprétatif proposé.

Une amorce de ce chapitre est constituée par l'article B3 mais celui-ci évitait de citer une partie des problèmes rencontrés. Ici, il paraît utile d'aller beaucoup plus loin dans la description des difficultés et de soulever des questions sans avoir nécessairement la réponse. Mes propres expérimentations ne sont pas toujours parfaites, mais les cas extrêmes que j'ai vus sont extérieurs comme par exemple flacons étiquetés au retour de mission après de multiples soubresauts bousculant leur ordonnancement ou encore les prélèvements conservés au congélateur subissant les longues coupures d'électricité à répétition. Des mesures antérieures, provenant du même site, permettront peut-être de signaler et d'isoler l'erreur. Si la mesure est unique, l'erreur est insoupçonnable. Certains résultats ainsi acquis figurent dans des revues internationales.

3.1.1. Mesures ponctuelles

Il est tentant pour un observateur peu payé, et souvent avec des mois de retard, de se dispenser des mesures quotidiennes et de les inventer quand il surveille un élément hydrologique tout à fait prévisible, comme la crue annuelle de la Komadougou Yobé. La valeur fournie est alors souvent très plausible et la supercherie difficile à détecter.

A côté de ces erreurs volontaires se trouvent les mesures faites par un observateur insuffisamment qualifié. La figure 3.1.A nous donne l'exemple de la mare de Banizoumbou en 93 : aux premiers relevés sur l'échelle de la mare, bien faits, succèdent en juillet des inversions systématiques, heureusement facilement visibles et rectifiables.

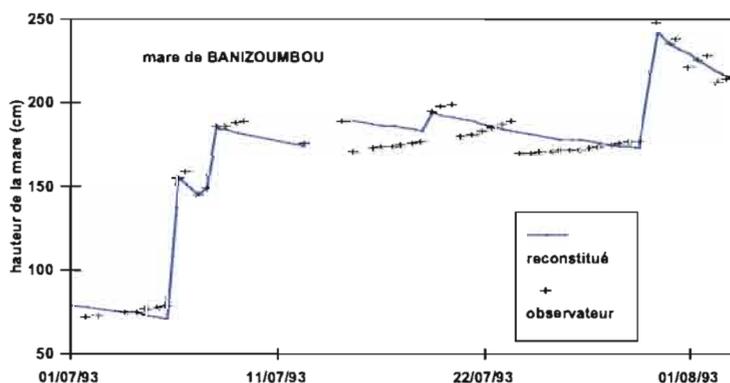


Fig. 3.1.A : Exemple de relevé aberrant par un observateur insuffisamment formé

Confusion des puits

Dans la région de Diffa, de nombreux petits villages portent le même nom et, inversement, un village peut porter des appellations différentes selon le groupe ethnique qui le nomme. Ainsi, Korsamdi est Aladjeri et Mamadou Isamiri. De plus les transcriptions en français des prononciations locales sont extrêmement variables (Nguel, N'guel, Ngel, Guel sont identiques). Lorsque j'ai commencé mon travail dans cette région en 1990, le GPS nécessitait parfois des heures pour fournir une valeur de longitude/latitude, ce qui le rendait de fait inutilisable. L'inventaire des ouvrages hydrauliques était donc particulièrement délicat.

Dans la région de Niamey, les villages sont en général plus gros et leur dénomination sans problème, même s'il existe là aussi des noms identiques (Dey Tégui, le nouveau puits, est particulièrement répandu). Par contre, le nombre de puits est également plus élevé et le risque de confusion existe à l'intérieur d'un même village.

Quelle que soit la région, l'identification des puits à plusieurs années d'intervalle nécessite de contrôler l'histoire des ouvrages auprès des habitants les plus anciens. Les puits, notamment mais non exclusivement les traditionnels, peuvent s'effondrer ou connaître des histoires mouvementées qui peuvent être source facile de confusion.

Altimétrie

Dans quelques années, le développement des GPS 3D réduira peut-être le problème de repérage altimétrique à néant. Cette question est fondamentale depuis l'origine de l'hydrogéologie et le reste encore actuellement. La fiabilité d'une carte piézométrique est évidemment liée à la qualité de l'estimation de l'altitude en chacun des points de mesure. Rappelons pour mémoire qu'au Niger comme ailleurs les références utilisées par les services topographiques ont changé avec le temps et qu'un même point peut avoir des altitudes différentes selon l'ancienneté du document consulté.

Dans la région de Diffa, les seules références altimétriques se situent le long de l'unique route goudronnée qui parcourt le sud du pays ; il existe donc des zones immenses sans la moindre cote. Les distances à parcourir et les conditions environnementales rendent alors utopique le nivellement classique par cheminement. Les cartes piézométriques que nous traçons actuellement sont réalisées à partir d'estimations de l'altitude, heureusement très peu variante dans un paysage très monotone. Un autre facteur favorable est la forte différence entre les piézométries extrêmes, qui réduit la valeur relative des incertitudes.

Dans la région de Niamey, les références altimétriques sont plus nombreuses et notre réseau piézométrique a été en grande partie nivelé, soit par l'équipe présente à Niamey, soit par l'IGNN. Dans ce dernier cas, les erreurs identifiées ont été nombreuses, notamment par erreur de calcul ou mauvaise identification du puits. Les vérifications réalisées laissent penser que les altitudes actuellement utilisées sont très proches de la réalité.

Même si le village et le puits sont bien identifiés, des erreurs ou incertitudes peuvent subsister dans le nivellement. C'est évidemment le cas pour les puits traditionnels dont la partie sommitale est constituée de troncs d'arbre qui sont renouvelés au fur et à mesure de leur usure ; la référence de mesure est donc variable dans une gamme de quelques décimètres. Pour les puits cimentés, il faut également citer le rehaussement de margelle, soit lorsqu'elle est abîmée ou détruite, soit lorsque l'ensablement des environs du puits nécessite de la relever. Pour les forages, un changement du système de pompe peut conduire à une modification substantielle du niveau de référence.

3.1.2. Enregistrements en continu

Les enregistreurs automatiques installés au Niger occidental depuis une décennie sont composés de trois parties : une alimentation électrique (panneau solaire ou batterie), une sonde de pression installée dans le puits ou la mare, un boîtier électronique commandant l'acquisition et stockant la mesure. Ils fonctionnent relativement bien, notamment en regard des conditions climatiques qu'ils subissent.

Parmi les problèmes mineurs, parce que facilement rectifiables, la dérive lente se constate par un décalage progressif au fil des semaines entre enregistrement et mesure instantanée de contrôle. Aucune raison identifiée ne permet d'anticiper l'arrivée ou l'ampleur de tels phénomènes (quelques millimètres par semaine ou mois).

Plus problématique est la dérive aléatoire : elle est plus brusque, plus irrégulière que la précédente et amène généralement à réviser ou remplacer la sonde de pression. La correction est parfois impossible (fig. 3.1.B).

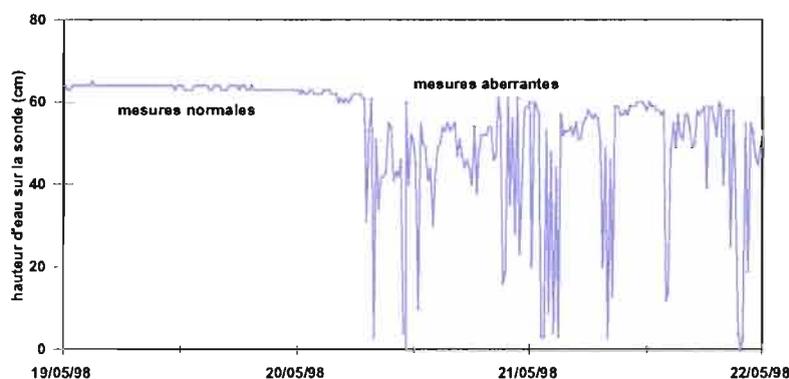


Fig. 3.1.B : Exemple de dysfonctionnement d'une sonde de pression (Wankama, P2, mai 1998)

Une autre difficulté est l'apparition de cheminements préférentiels le long des tubages malgré tout le soin apporté à l'étanchéification lors des travaux d'installation des piézomètres. Ces infiltrations anormales ne sont pas systématiques ; leurs effets sont relativement limités en amplitude et en temps et leur forme particulière (montée très rapide, descente plus lente) permet de les repérer et éliminer facilement (fig. 3.1.C).

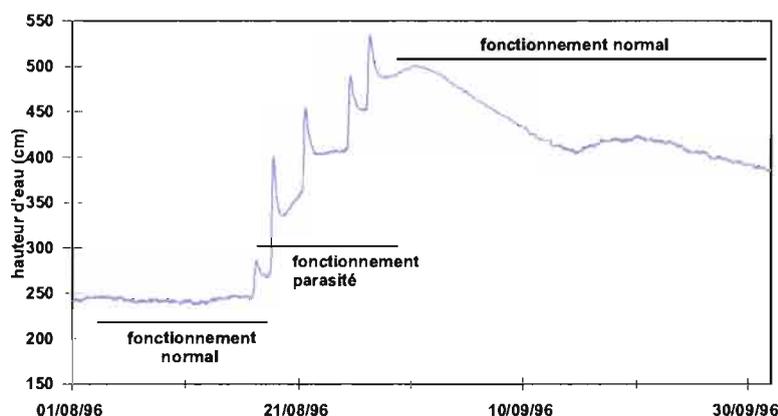


Fig. 3.1.C : Exemple d'enregistrement perturbé par une infiltration préférentielle le long du tubage du piézomètre (Wankama, P3 en 1996)

Nous avons parfois perdu quelques heures ou jours d'enregistrement lorsque les fortes hausses de la nappe ont dépassé le seuil de mesure des sondes de pression, 5 m en général. De telles variations saisonnières sont relativement rares dans la région de Niamey ; le site de Wankama est le seul à avoir connu ce problème.

3.1.3. Pompages d'essai

Du fait de l'étendue des bassins sédimentaires et de la nature continentale des dépôts, une très grande variabilité de la perméabilité et de la porosité est attendue. Les pompages d'essai sont donc particulièrement importants pour apprécier cette variabilité.

Les puits ne pénètrent généralement que de quelques mètres sous la surface de la nappe phréatique, en général 3 m au moment de la réalisation de l'ouvrage. Ceci induit deux difficultés. D'une part, le test de cette tranche superficielle d'aquifère risque de ne pas être représentatif de l'ensemble de l'épaisseur de la nappe. D'autre part, le faible tirant d'eau oblige à des essais très limités, en durée et débit, pour éviter de dénoyer l'ouvrage. Si, depuis le

creusement du puits, la nappe a baissé ou si l'apport éolien a été élevé, alors la tranche d'eau est encore amoindrie et rend difficile tout pompage d'essai. Les puits effectivement utilisables pour un test sont donc en nombre limité.

De plus, les puits sont le plus souvent destinés à alimenter des petites communautés et n'ont donc à fournir qu'un débit réduit, ce qui ne pose pas de gros problème dans nos deux aquifères. Un ouvrage mal réalisé arrive souvent à satisfaire la demande villageoise mais induit des pertes de charge anormales lors d'un pompage d'essai, ce qui donne une image fautive de ses caractéristiques hydrodynamiques. Dans la plupart des cas, les parois et le fond des puits cimentés n'offrent qu'une faible surface à l'écoulement depuis la nappe. Il arrive aussi qu'on récupère des crépines sur un tubage désaffecté et qu'on change leur courbure au marteau pour équiper un nouveau puits...

Les forages présentent moins d'inconvénients : ils captent des épaisseurs importantes et sont rarement ensablés. Par contre, dans de rares cas, ils mettent en communication intempestive deux niveaux aquifères. Leur plus gros handicap est de n'être que très exceptionnellement réalisés selon les règles de l'art. La plupart des pompages d'essai effectués juste après la foration sont très courts (2 à 4 heures) et sans aucun développement préalable et le débit et la physico-chimie sont très insuffisamment suivis ; ils fournissent donc des valeurs à manipuler avec précaution.

Un exemple d'essai difficile à interpréter est un pompage fait comme des centaines d'autres lors des grandes campagnes de forage au Niger. Sa principale originalité est la remontée du niveau dynamique en cours de pompage, en contradiction avec les théories habituelles de l'écoulement souterrain en milieu poreux (fig. 3.1.D). Il illustre bien le développement du forage au fur et à mesure du pompage. Son caractère ininterprétable est évident. Il est cependant utile de se demander si de nombreux autres essais, non aussi manifestement aberrants, ne sont pas également perturbés par le manque de développement antérieur.

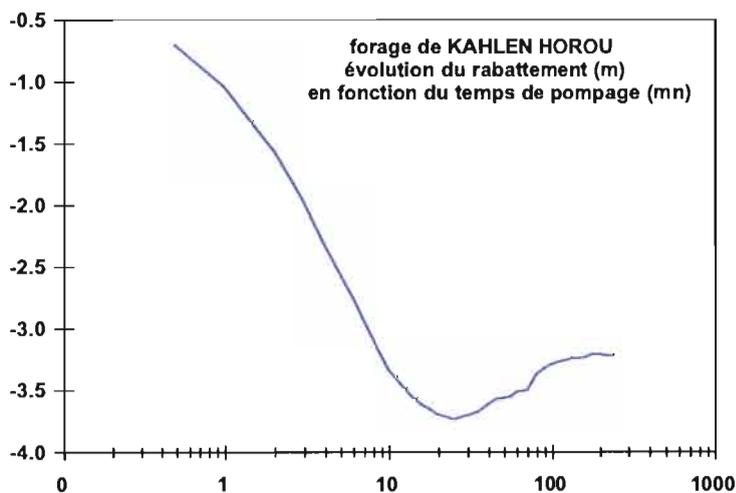


Fig. 3.1.D : Exemple de pompage d'essai aberrant : le niveau dynamique remonte en cours de pompage (environs de Niamey)

3.1.4. Mauvaises interprétations

En hydrologie de surface, une mauvaise transcription hauteur-volume ou hauteur-débit n'est pas rare. Ainsi, la station de Bagara sur la Komadougou avait été déplacée en 1985 ; la traduction des hauteurs lues sur la nouvelle échelle à partir des anciennes courbes de tarage aboutissait à des débits annuels en forte augmentation alors que la durée d'écoulement diminuait sensiblement (fig. 3.1.E). L'erreur a été rectifiée depuis. Dans la région de Niamey, la vérification des topographies de quelques mares temporaires a révélé des surprises : du fait de l'érosion des versants et de l'importante sédimentation induite en fond de mare, les faibles hauteurs d'eau dans la mare correspondent à des volumes qui ont considérablement diminué

avec le temps, le reste de la courbe hauteur-volume étant beaucoup moins affecté. A Banizoumbou, ce comblement est d'environ 1 m en une décennie alors que l'épaisseur de la mare est le plus souvent de 2 à 3 m. Dans d'autres cas, le nivellement insuffisant de la partie la plus haute de la mare, couverte seulement lors de très fortes crues, a amené des erreurs significatives de la dynamique de ces événements rares.

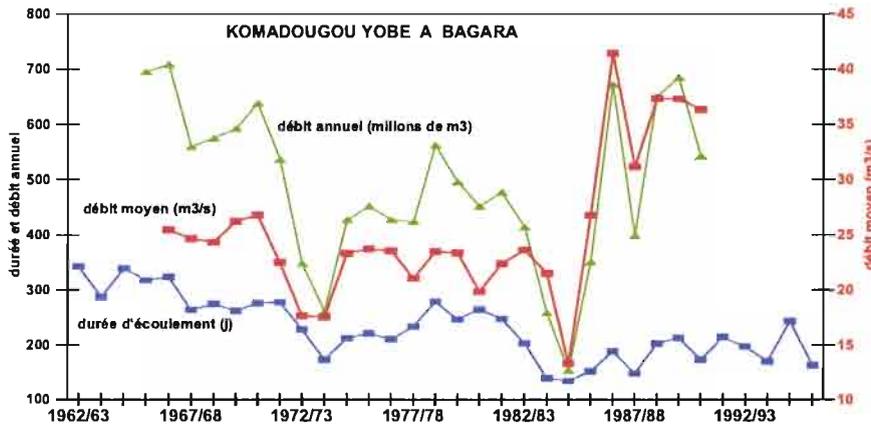


Fig. 3.1.E : Exemple d'erreur suite au déplacement de la station hydrométrique de Bagara (BLT) : les calculs après 1985 devenaient aberrants

En nappe, la hausse saisonnière du niveau apparent de la nappe est souvent la trace de la recharge durant la saison des pluies. Mais ce mouvement peut être un artefact, comme le montre le site de Birni Kolondia qui sera détaillé en 3.2.1 (fig. 3.2.A). La seule méthode pour identifier l'origine réelle du mouvement est de bien connaître l'environnement hydrogéologique et humain du site et d'y avoir multiplié les mesures pendant plusieurs années.

Un autre exemple est la baisse supposée du niveau de la nappe pliocène dans la région de Diffa. Les forages artésiens réalisés dans les années 60, peu nombreux et peu sollicités, montraient des débits d'écoulement libre de plus en plus faibles, ce qui avait été rapidement attribué à une baisse de la nappe. Cette explication était d'autant plus plausible que la même nappe avait montré une indiscutable chute au Nigéria voisin du fait de l'importante exploitation d'un nombre bien plus élevé de forages, ce qui aura nécessairement un impact sur la nappe au Niger. En réalité, la corrosion avait sévèrement dégradé les tubages métalliques des vieux forages, ce qui provoquait de multiples fuites, invisibles en surface, vers la nappe quaternaire moins en charge. La réhabilitation de quelques ouvrages a provoqué une hausse de la pression apparente et illustré la confusion entre causes locale et lointaine, considération technique et évolution hydrogéologique.

3.1.5. Importance de la donnée initiale

Au Niger, mais ceci est valable dans bien d'autres pays semi-arides ou non, l'information scientifique a été accumulée de manière très dispersée et hétérogène.

La première source d'information est constituée par les grandes actions de recherche scientifique, malheureusement rares. Parmi les plus importantes, il faut citer les travaux du BRGM vers 1950/60, véritable début de l'hydrogéologie au Niger et ceux soutenus par la FAO, l'UNESCO et le PNUD vers 1960/70. Les décennies suivantes n'ont plus connu de tels investissements. L'expérimentation Hapex-Sahel au début des années 1990 est une exception mais sa couverture géographique était nettement plus limitée que les grandes investigations précédentes.

La deuxième source d'information est la masse des observations réalisées lors de projets de développement, pour qui l'avancement de la science n'était pas la préoccupation fondamentale. En fait, l'essentiel des mesures, en quantité sinon en qualité, a été produit à cette occasion. Les conditions de réalisation des mesures, leur représentativité sont souvent difficiles à évaluer et les rapports qui les mentionnent sont difficiles à retrouver. Le résultat de ces

conditions peu favorables est un nombre élevé de documents potentiellement intéressants, un nombre plus réduit de documents accessibles et un nombre bien plus faible de documents vraiment exploitables.

La troisième source d'information est la multitude des rapports d'expertise. Leurs conditions de réalisation (temps limité, adéquation parfois imparfaite entre compétences disponible et requise, etc) ont fait que dans de nombreux cas les auteurs se sont contentés de recopier, parfois mal ou avec des contre-sens, des documents antérieurs. Dans de telles circonstances, la répétition d'une information ne garantit pas sa crédibilité.

Une part importante du travail de l'hydrogéologue consiste donc à fouiller les archives les plus diverses pour rechercher les données anciennes, en remontant jusqu'à la source de l'information, et à n'accorder de confiance qu'aux données originelles. Cette activité fastidieuse nécessite beaucoup de temps et d'énergie mais elle est indispensable.

3.1.6. Conclusion partielle

Les risques d'erreur et autres incertitudes sont donc nombreux. Il ne faut cependant pas en conclure que les mesures réalisées en zones difficiles sont condamnées à n'être qu'approximatives : la majorité des mesures sont fiables et utilisables sans correction. L'incertitude doit être appréciée aussi bien dans sa dimension absolue que dans sa valeur relative. Certaines informations, trop grossières pour être utilisées à une échelle locale, gardent néanmoins une valeur à une échelle plus vaste. De plus, certains facteurs permettent d'aboutir à un résultat de qualité :

- la connaissance détaillée du terrain, des processus hydrologiques et des hommes permet de détecter et parfois compenser certains problèmes ;
- la multiplication des mesures, dans le temps et dans l'espace, permet également de traiter certaines informations en masse et donc de ne pas attacher d'importance à quelques erreurs ponctuelles.

On voit ainsi tout l'intérêt d'une présence longue et attentive sur le terrain, encore plus difficile mais fondamentale dans les environnements semi-arides que dans les zones tempérées. La discussion avec nos collègues anglais (Bromley et al., 2002 ; A7) illustre parfaitement le danger de tirer des conclusions qui se veulent générales à partir d'une zone de trop faible extension pour être représentative de l'ensemble du paysage et de mesures insuffisamment nombreuses et trop fragmentaires pour avoir une signification autre que locale. Certes, il ne suffit pas de longues années dans des milieux exotiques pour forger une compétence mais une fréquentation trop rapide de ces milieux complexes mène à coup sûr à des interprétations hasardeuses. Malheureusement les structures et les financements qui permettent un suivi long et de qualité sont rares.

3.2. Représentativité de la mesure

3.2.1. Influence des pompages

Il est certain que la piézométrie ne devrait être mesurée qu'à partir de points non ou peu pompés. La réalité des zones semi-arides fait que l'hydrogéologue ne dispose généralement d'aucun piézomètre et qu'il doit se contenter de mesurer les ouvrages existants, qui sont le plus souvent exploités. Le rabattement est évidemment fonction du débit pompé, de la durée du pompage et des caractéristiques hydrodynamiques de la nappe. Dans des séries continentales, perméabilité et porosité sont très variables. De même, l'exploitation des puits et forages varie d'un village à l'autre, d'un puits à l'autre à l'intérieur d'un village, d'un moment de la journée à l'autre, d'une saison à l'autre.

Dans la région de Niamey, il est possible d'établir quelques règles d'utilisation des puits grâce à de fréquentes visites et discussions avec les villageois(es). La consommation humaine est maximale en fin de saison sèche et minimale en saison des pluies. Les pompages sont souvent plus importants aux heures fraîches. La présence de troupeaux et leurs migrations influent énormément sur les prélèvements ; il existe souvent des puits, dits pastoraux, spécifiquement dédiés à l'abreuvement du bétail. L'exhaure étant presque toujours manuelle, la forte profondeur de la nappe est un frein au puisage.

L'influence des pompages peut être approchée de manière simplifiée en utilisant les débits spécifiques puisque, au contraire des transmissivités et porosités, des valeurs sont disponibles pour la plupart des puits et forages réalisés durant les dernières décennies. Dans les régions de Niamey et Diffa, les débits spécifiques s'étalent entre 0,1 et 20 $\text{m}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$, les trois quarts étant inférieurs à 5 $\text{m}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$. Le maximum de l'exploitation manuelle d'un puits ou forage est généralement compris entre 2 et 3 $\text{m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$, alors que l'essentiel du pompage est effectué à un débit moindre. Le rabattement maximum pourrait ainsi aller de quelques décimètres à plusieurs mètres. Dans des cas défavorables, cet effet parasite peut totalement masquer les évolutions saisonnières ou interannuelles du niveau statique. Une comparaison de mesures piézométriques ponctuelles dans un puits est donc sans signification si elle n'est pas accompagnée d'une appréciation circonstanciée de l'influence des pompages en ce lieu.

Un exemple est fourni par la chronique des mesures dans un des puits de Birni Kolondia (fig. AAB). Les seules mesures instantanées laissent imaginer un cycle saisonnier d'environ un mètre d'amplitude, valeur tout à fait raisonnable dans la région même si la variabilité importante des niveaux était l'indice d'une sensibilité aux pompages. L'enregistreur automatique a heureusement permis de corriger cette interprétation. Figuré par le maximum journalier, le niveau statique réel n'a pratiquement pas varié en deux ans et sans la moindre inflexion saisonnière. Les pompages provoquent un rabattement de l'ordre de 0,5 m en saison des pluies et de 1,5 m en saison sèche. En fait, dans ce site, les niveaux instantanés sont une très bonne image de la saisonnalité des pompages et non pas de celle de la recharge de la nappe.

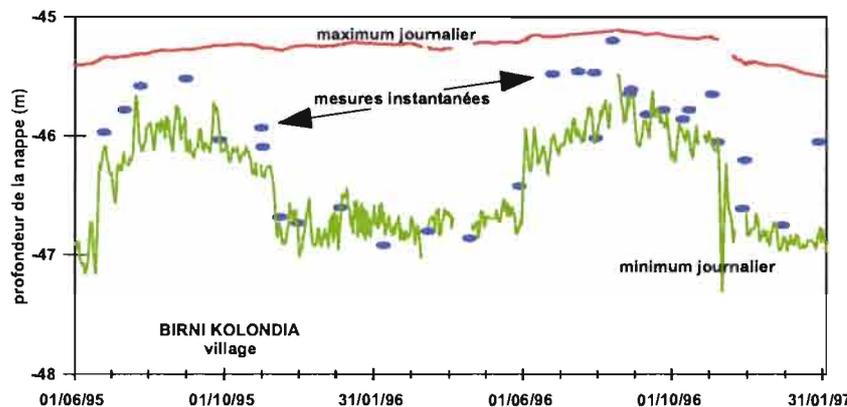


Fig. 3.2.A :
Comparaison des
mesures
piézométriques
instantanées et des
extrema journaliers
fournis par les
enregistreurs en continu
sur le site de Birni
Kolondia (près de
Niamey)

Dans la région de Diffa, nous ne disposons malheureusement pas d'un suivi qui nous permette de connaître les habitudes des différents consommateurs (selon les groupes ethniques, l'usage villageois ou pastoral, etc) ni d'avoir quelques mesures directes du rabattement provoqué par les pompages. Un calcul sommaire peut être tenté en fonction de la taille des villages et des débits spécifiques (200 valeurs connues, entre 0,1 et 80 $\text{m}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$, avec une médiane de 2,7). Si un village de 150 habitants et ses troupeaux prélève 1,25 $\text{m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$, le rabattement induit sera souvent inférieur ou égal à 1 m. Cette influence des pompages, même si elle est fréquemment faible, doit au moins être approchée lorsque l'on considère une évolution piézométrique, qu'elle soit saisonnière ou à long terme. Par exemple, dans le BLT tchadien, Bichara et al. (1989) évoquent une baisse de la nappe phréatique sur deux décennies, entre 4 et 13 $\text{cm} \cdot \text{an}^{-1}$, sans aborder cette question fondamentale, ce qui arrête immédiatement la discussion, quelle que soit la réalité du phénomène évoqué.

3.2.2. Mélange de nappes

Dans la région de Niamey comme dans celle de Diffa, la superposition de plusieurs nappes ne pose généralement pas de problème particulier de reconnaissance. La nappe phréatique (CT3 à l'ouest du Niger, Quaternaire à l'est) est assez peu profonde et exploitée par des puits et des forages tandis que la nappe sous-jacente (CT2 à l'ouest, Pliocène à l'est), plus

en charge, n'est atteinte que par forage. L'esprit fait donc facilement l'assimilation entre le type d'ouvrage et la nappe : un puits exploiterait nécessairement la nappe phréatique. Les puits-forages peuvent créer le trouble : la nappe profonde est atteinte par un forage, peu ou pas visible à la surface du sol, connecté en profondeur à un faux puits qui n'est qu'un réservoir alimenté par le déversement du forage en charge. L'intérêt d'un tel dispositif est de permettre le puisage, y compris en l'absence de pompe. Le visiteur pressé fait la mesure dans un puits, ouvrage évoquant la nappe phréatique, d'un niveau et d'une minéralisation qui sont ceux de la nappe profonde. Dans ce cas, l'examen de la fiche technique suffit à lever le doute ; encore faut-il la chercher et la trouver.

Mais il existe quelques cas plus subtils. Ainsi le puits Lori Kouara de Karey Bangou, au nord de Niamey, est un véritable puits où la piézométrie mesurée est tout à fait compatible avec celle de la nappe du CT3 mais dont la teneur en ions majeurs est celle du CT2 et la teneur en ^{18}O et ^2H est intermédiaire entre les deux nappes. Après de multiples vérifications et répétitions des mesures et analyses, seule une enquête de terrain auprès des habitants les plus anciens a permis de savoir qu'un puits creusé dans le CT3, fournissant trop peu d'eau, avait été recrusé jusqu'à atteindre le CT2. Dans cette zone bordure de l'aquifère, l'éponte imperméable séparant les deux aquifères est moins épaisse et donc facilement traversable. L'ouvrage actuel fait communiquer les deux nappes : le CT2 se déverse dans le CT3 et le contamine.

Toujours dans la même région au nord de Niamey, le puits de Sabon Gari a traversé un petit niveau aquifère dans les oolithes puis un autre dans le sommet du socle, tous les deux peu productifs. Désormais la nappe haute se déverse dans la nappe profonde. Niveau et chimie mesurés sont ici encore un mélange non identifiable au premier abord.

Une deuxième cause d'interférence est le déversement non contrôlé d'un forage artésien, tellement abondant qu'il crée une mare permanente qui contamine la nappe phréatique. Dans la région de Niamey, une bonne illustration de ce phénomène est fournie par le site de Wankama. Le lieu comporte deux mares : une au nord, permanente, alimentée par le ruissellement de surface et le forage artésien ; une à l'ouest, temporaire, alimentée seulement en saison des pluies par le ruissellement de surface et les éventuels débordements de la mare nord. Le déversement du forage est du même ordre de grandeur que l'infiltration du ruissellement sous la mare ouest. Nos piézomètres forés pour un suivi fin du dôme saisonnier autour de la mare ouest indiquent une forte hausse interannuelle de la nappe phréatique, témoignant ainsi d'une forte recharge depuis plusieurs décennies mais ont des activités en ^{14}C variant entre 44,6 et 70,0 pCm (la moyenne et médiane de la nappe étant de 84 pCm). Dans ce cas, la contamination est bien marquée et son origine facilement identifiable.

Tant que le déversement est continu, la pollution est aisément repérable. Il existe cependant des cas (comme à Samari Kaina au nord de Niamey) où l'écoulement est stoppé après plusieurs mois ou années ; la pollution reste marquée pour longtemps dans la minéralisation de la nappe phréatique alors qu'il n'existe plus de trace en surface. Toujours dans la région de Niamey, les villageois de Banizoumbou déversent depuis 2 ans de l'eau du CT2 dans la mare pour retarder son assèchement et maintenir l'abreuvement des troupeaux. Ce site devient donc inutilisable en géochimie, la perturbation piézométrique restant encore réduite.

3.2.3. Points singuliers

Quelquefois, des mesures anormales surgissent au milieu de la masse plus facilement intégrable dans un schéma général de fonctionnement. Une fois éliminées les causes extérieures (parasitage hydrodynamique ou géochimique), il reste des cas difficilement compréhensibles.

C'est le cas dans le village de Kouré, dans le centre sud du degré carré de Niamey, où plusieurs puits existent, distants de quelques centaines de mètres. Le puits situé le plus bas dans le paysage est ancien, peu exploité et a un large diamètre. Les multiples mesures de conductivité le différencient totalement des autres puits du village qui montrent le faciès chimique classique des eaux du CT3. Le "gros puits" présente un faciès nitraté potassique, tout à fait original dans la région. La piézométrie de ce puits est cohérente avec celle des autres puits captant le CT3 dans le village ou dans les environs. Rien ne permet pour l'instant d'expliquer cette singularité, régulièrement vérifiée depuis 10 ans. Dans la classification

hiérarchique ascendante réalisée sur les teneurs en ions majeurs (fig. 3.2.B), ce puits représente le groupe B, très différencié des autres analyses.

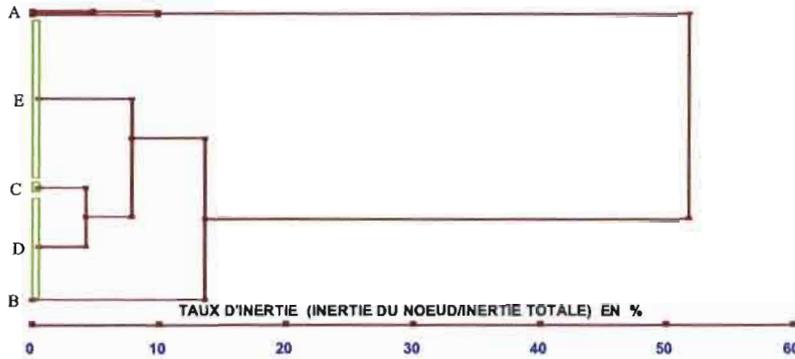


Fig. 3.2.B :
Dendrogramme issu de la classification hiérarchique ascendante effectuée sur les analyses d'ions majeurs des échantillons de la nappe phréatique du CT3 de la région de Niamey.

Un autre exemple vient du village de Loga, dans le centre du degré carré de Niamey (partie du groupe A sur la figure 3.2.B). Les mesures répétées ont montré une minéralisation très forte du puits (entre 1300 et 4000 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, le plus souvent entre 1800 et 2800), bien supérieure aux valeurs normales de la nappe phréatique (souvent à moins de 100 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ dans les environs immédiats). Un forage captant la nappe en charge du CT2 existe à quelques centaines de mètres ; cette nappe très homogène est généralement entre 1300 et 1500 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. D'après les habitants, l'eau du puits, autrefois douce, s'est salée progressivement après la réalisation de ce forage. Il serait donc logique d'imaginer une contamination progressive de la nappe phréatique par le CT2 au travers d'un tubage non étanche. Cependant, la minéralisation atteinte par l'eau du puits est désormais bien supérieure à celle du CT2, et a fortiori du CT3 et donc de leur mélange. Aucune explication n'est encore convaincante.

3.3. Identification des processus dominants

On identifie classiquement deux formes d'infiltration de la pluie permettant la recharge de la nappe :

- la recharge directe, diffuse, qui affecte l'essentiel du paysage et se produit par infiltration sur place de l'eau de pluie ;
- la recharge localisée, qui se produit après concentration du ruissellement de surface, par exemple le long des berges des cours et plans d'eau.

Il existe d'autres sources de recharge de nappe : échanges avec d'autres systèmes aquifères, échanges avec le réseau hydrographique permanent, recharge artificielle (infiltration des eaux urbaines et usées, retours d'irrigation, etc). En zone semi-aride, les zones d'échange avec le réseau hydrographique ou les zones massivement anthropisées sont généralement de bien moindre extension géographique que les zones connaissant une infiltration de la pluie ; les processus sont alors facilement identifiables et quantifiables par les méthodes hydrogéologiques classiques. La première gageure est donc bien l'identification de la recharge de nappe par la pluie.

La recharge concentrée est relativement facile à identifier : l'accumulation des eaux de surface est limitée dans le temps et l'espace, donc visible ou au moins repérable par ses traces ; son impact localisé, dans le temps et l'espace, est visible sur la piézométrie et parfois la minéralisation de la nappe. Au contraire, la recharge diffuse est beaucoup plus difficile à apprécier : forcément très faible en valeur absolue dans les régions arides (de l'ordre du $\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$), elle est quasi-constante dans le temps mais variable dans l'espace en fonction notamment des changements sédimentaires ou topographiques ; elle ne se marque donc par aucune variation aisément repérable.

Un problème fondamental est de savoir si la recharge de la nappe se fait simultanément de manière diffuse et concentrée ou bien si l'un des deux processus est tellement dominant que

l'on peut négliger l'autre. Ce choix s'appuie sur les observations de terrain mais il faut s'assurer que le dispositif expérimental n'introduit pas de biais dans l'interprétation, par exemple avec une fréquence de mesures trop lâche par rapport à la dynamique de l'infiltration. Dès l'origine d'une étude en zone aride se pose donc la question de la signification et de la représentativité spatiale et temporelle des mesures.

Il serait raisonnable de penser que la part de l'infiltration concentrée augmente avec l'aridité puisque le bilan pluie-évapotranspiration devient de plus en plus déficitaire. Cependant, une géologie favorisant une infiltration très rapide dans les premiers mètres du sol peut permettre une recharge diffuse dans une zone climatique où on ne l'attendrait plus.

Dans la région de Niamey, la recharge concentrée représente l'essentiel, sinon la totalité, de la recharge actuelle. Cette affirmation repose sur des observations hydrologiques de surface et souterraines, l'interprétation des données hydrodynamiques et géochimiques, diverses modélisations. Les mares sont les principales sources de cette recharge mais les accumulations très temporaires d'eau dans les ravines et les zones d'épandage pourraient aussi induire une certaine infiltration ; les investigations en cours sur ce dernier sujet ne sont pas encore abouties.

3.4. Validité et limites des méthodes

Il n'est pas question ici de réaliser un classement des bonnes et mauvaises méthodes ou études mais simplement de montrer la difficulté de l'estimation de la recharge en zone semi-aride. Le préalable à l'application d'une méthode est évidemment l'identification du processus d'infiltration, diffuse ou concentrée, et le choix de l'outil en rapport avec ce processus (voir par exemple Scanlon et al., 2002). Les conclusions qui sont tirées n'ont de valeur qu'en fonction de la pertinence du lien méthode-processus. Cependant, l'application de ce principe simple est souvent mise à mal dans la réalité par la complexité des phénomènes naturels et la difficulté de l'observation.

Il faut également rappeler que la confrontation des estimations provenant de deux approches différentes nécessite de préciser que l'on s'adresse bien à la même grandeur : l'infiltration, quantité d'eau qui quitte la surface pour atteindre la nappe, n'est pas égale à la recharge nette, solde des entrées et sorties.

Les exemples retenus ci-après ne couvrent qu'une petite partie de l'éventail des méthodes disponibles en hydrologie semi-aride et qu'une partie des situations que l'on peut rencontrer.

3.4.1. Bilan hydrologique

L'approche la plus rudimentaire est de partir de la formule simple $P = I + R + ETR$ où s'équilibrent les précipitations P , l'infiltration I , le solde du ruissellement R (exporté-importé) dans le domaine étudié et la reprise évapotranspiratoire ETR , en prenant en compte l'éventuelle variation du stock d'eau.

Un exemple d'une telle approche est donnée par la figure 3.4.A. En utilisant près de 400 années de chroniques pluviométriques journalières de la région de Diffa, un modèle simple (réservoir unique, stock maximum d'eau dans le sol = 75 mm, ETR journalière constante = 6 mm) donne des infiltrations annuelles variant entre 0 et 200 mm, très variables puisque une pluie annuelle de 500 mm produit des recharges de 0 à 150 mm. Selon ce calcul, l'infiltration n'existe pas dans 73 % des cas, et jamais en dessous de 185 mm.an⁻¹ de pluie.

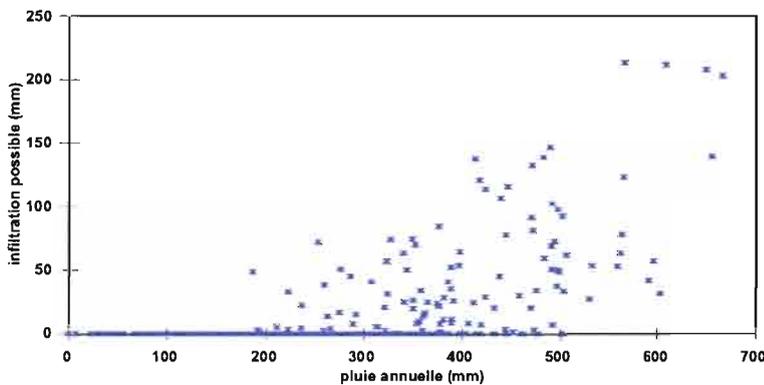


Fig. 3.4.A : Calcul de l'infiltration annuelle par un modèle à un réservoir : bilan journalier de 400 années de mesure dans la région de Diffa avec une ETR uniforme de 6 mm.jour⁻¹ et un stock maximal dans le sol de 75 mm.

Les plus graves critiques de cette méthode portent évidemment sur la précision dans l'estimation des différents termes (P, ETR et stock). La très grande variabilité spatiale et temporelle de la pluie a été évoquée plus haut. Sauf à disposer d'un réseau d'observation particulièrement dense, ce qui n'est presque jamais le cas, on ne connaît pas vraiment la pluie tombée. Il en est de même pour ETR. Ainsi dans le sud-ouest du Niger, les mesures de l'évaporation faites à Sadoré et à l'aéroport de Niamey, deux stations distantes de moins de 50 km, montrent des écarts de 40 % sur les moyennes annuelles. En zone aride, l'incertitude sur P et ETR sera donc presque toujours du même ordre de grandeur que I. Dans ces conditions, on peut fortement douter de la valeur d'un bilan hydrique.

Il peut être intéressant de mettre en rapport deux chiffres :

- une mesure de 1 ou 2 mm d'infiltration au-delà de 6 m de profondeur obtenu par Bazie et al. (1995) sur un lysimètre de Ouagadougou en 1990, le total annuel de pluie étant de 660 mm ;
- une estimation à partir d'un modèle à réservoirs, calée sur des variations piézométriques, d'une infiltration de 133 et 134 mm, obtenue par Filippi et al. (1990) en 1985 pour les sites de Silmissin et Barogo, proches de Ouagadougou, ayant eu des pluies totales de 674 et 522 mm respectivement.

3.4.2. Profils verticaux de chlorure

Les profils verticaux de chlorure sont souvent utilisés pour approcher la recharge de la nappe dans les régions semi-arides. La méthode est particulièrement simple et facile à mettre en oeuvre puisqu'elle ne nécessite que d'échantillonner la zone non saturée à différentes profondeurs et d'en mesurer les teneurs en eau et en chlorure. S'appuyant sur le caractère conservatif de l'ion chlorure et moyennant quelques hypothèses, on peut proposer une valeur de l'infiltration profonde. La rusticité et le faible coût de la méthode expliquent son succès ; citons par exemple Stone (1992) en Australie, Scanlon (2000) au Texas, de Vries et al. (2000) dans le Kalahari. Malheureusement, même si Wood (1999) a rappelé les limites d'utilisation de la méthode, on peut remarquer qu'elle est encore parfois exploitée de manière non pertinente.

Les hypothèses de base sont les suivantes :

- tout le chlorure présent dans le sol est apporté par la pluie (le sol ne renferme pas de niveau évaporitique, les éventuels dépôts secs apportés par le vent sont dissous par la pluie et comptés avec elle dans le calcul) ;
- tout le chlorure apporté par la pluie migre jusqu'à la nappe (il n'y a aucune fixation dans la matrice poreuse et pas de prélèvement par la végétation) ;
- le transfert au travers de la zone non saturée se fait de manière diffuse (les éventuelles macroporosités ne modifient pas significativement le cheminement de l'eau) et l'eau et le sel migrent à la même vitesse ;
- les valeurs de la pluie annuelle et de sa teneur en chlorure sont connues sur l'ensemble de la période correspondant au temps de transit de la surface du sol jusqu'à la nappe ;
- toute la pluie s'infiltré sur place.

En régime permanent, la formule est : $I C_s = P C_p$, avec C_s et C_p les concentrations respectives en chlorure de l'eau du sol et de l'eau de pluie (mg.l^{-1}), I l'infiltration atteignant la nappe (mm.an^{-1}) et P la pluie (mm.an^{-1}).

Dans la région de Niamey

Il est intéressant de prendre l'exemple de la région de Niamey, où Bromley et al. (1997) ont réalisé un profil de 75 m depuis le plateau latéritique en rive sud du Niger, pour examiner l'apport mais aussi la fragilité de la méthode. Leur résultat est qu'il faut 790 ans à l'eau de pluie pour atteindre la nappe et que la recharge diffuse est de 13 mm.an^{-1} .

La première hypothèse néglige évidemment les éventuels apports par les déjections animales. La région comporte de nombreux troupeaux soit attachés aux villages et donc peu mobiles, soit confiés à des pasteurs dont les transhumances sont plus longues. En saison des pluies, les troupeaux sont refoulés des zones mises en culture et se concentrent donc dans les jachères ou les plateaux. L'apport en chlorure des troupeaux est difficilement quantifiable.

Une autre hypothèse est qu'il n'y a pas d'importation ou exportation de l'eau de pluie hors de la zone étudiée par un quelconque ruissellement. L'essentiel des plateaux latéritiques de Niamey sont horizontaux mais ce n'est plus vrai sur leurs bordures et encore moins dans le reste du paysage, versants et bas-fonds. On voit ainsi que la validité de la méthode passe de tout à rien en quelques centaines de mètres. Dans ce cas précis, le site présente une légère pente et des traces de ruissellement. Par ailleurs, les puisatiers ayant creusé pendant 2 ans, une pollution depuis la surface est possible.

La référence du calcul est une pluie annuelle de 564 mm ayant une teneur moyenne de $0,62 \text{ mg.l}^{-1}$ de chlorure. L'hypothèse que la chronique de pluie disponible à Niamey depuis 1905 est représentative de la pluie tombée depuis 800 ans est non assurée mais raisonnable. Par contre, l'incertitude est forte concernant la teneur en Cl de la pluie : il n'y avait que une année de mesure, 1992, mais prélevée dans 5 sites. Les 123 échantillons ont varié entre 0,11 et $10,2 \text{ mg.l}^{-1}$. Les moyennes annuelles, pondérées par les hauteurs de pluie, varient de 0,29 à $1,43 \text{ mg.l}^{-1}$ selon les sites, soit un facteur 5 entre les extrêmes. Les mesures faites par d'autres auteurs dans la même région de Niamey fournissent une large gamme de variation. En 1994, Freyrier et al. (1998) donnent une moyenne annuelle pondérée de $0,38 \text{ mg.l}^{-1}$ pour la pluie seule, hors dépôt sec, à Kollo, à quelques km seulement du profil de 75 m. Galy-Lacaux et Modi (1998) indiquent des valeurs annuelles de 2,24 et $0,53 \text{ mg.l}^{-1}$ pour Kollo en 1989 et Banizoumbou en 1996, pluie seule également. Nos rares mesures faites à Niamey en 2000 varient entre 0,54 et $1,46 \text{ mg.l}^{-1}$. L'incertitude est donc particulièrement grande sur la concentration réelle du Cl dans la pluie. Du fait de la linéarité de la formule, une erreur sur cette teneur réelle se traduit immédiatement par une erreur proportionnelle sur l'estimation de la recharge.

La moyenne à très long terme de 13 mm.an^{-1} n'est pas a priori aberrante dans une région où il tombe 550 mm de pluie annuelle et où les mesures de Galle et al. (1999) sous les bandes de végétation ornant les plateaux latéritiques ont montré une infiltration de l'eau au-delà de 5 m. Une recharge de la nappe de ce type est donc possible, en coexistence avec une recharge concentrée et rapide sous les mares et cours d'eau temporaires qui, elle, est certaine (A2). Selon Bromley et al. (1997), la nappe sous le site présente une teneur en Cl de $12,3 \text{ mg.l}^{-1}$. Si la teneur en chlorure de l'infiltration concentrée est comprise entre celle de la pluie et celle du quartile inférieur des eaux de la nappe, on est conduit à un mélange d'environ 40 % d'infiltration diffuse et 60 % d'infiltration concentrée peu minéralisée (fig. 3.4.B), soit une recharge totale dépassant 30 mm.an^{-1} . Ce chiffre n'est pas compatible avec les valeurs proposées régionalement tant par les reconstitutions isotopiques que par la modélisation numérique de la dépression piézométrique du kori de Dantiandou (Favreau, 2000). La différence de représentativité spatiale (quelques m^2 dans un cas, quelques milliers de km^2 dans l'autre) pourrait expliquer l'incohérence des chiffres mais d'autres raisons sont aussi possibles :

- soit le CT de la rive sud du fleuve présente un fonctionnement hydrodynamique très différent de la rive nord mais les raisons, géomorphologiques ou autres, en sont encore inconnues ;
- soit l'estimation ainsi proposée de la recharge diffuse par le profil de chlorure est trop incertaine et elle aurait mérité d'être corroborée par une autre approche.

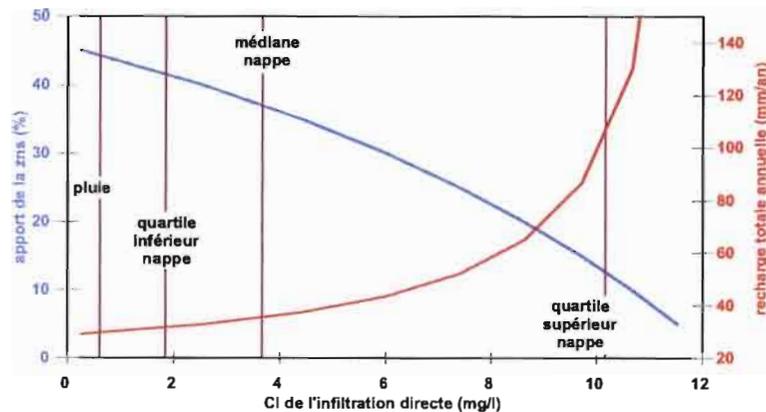


Fig. 3.4.B : Calcul à partir des chiffres de Bromley et al. (1997) pour la nappe du CT en rive sud du Niger : proportion de l'infiltration diffuse (en %, courbe descendante) et recharge totale (en mm/an, courbe montante). Une infiltration directe à moins de 2mg/l de Cl implique un transit diffus au travers de la ZNS de plus de 40 % de la recharge totale, qui s'élève à environ 30 mm/an.

Les difficultés de mise en oeuvre et surtout d'interprétation de ce profil de Cl illustrent parfaitement les limites de la méthode. Malgré cela, nous avons, nous aussi, réalisé des profils verticaux de chlorure, mais en rive nord du Niger et souvent en parallèle avec des profils de $^{18}\text{O}/^2\text{H}$. Les premiers résultats figurent dans le DEA de C. Plain (1999) ; malheureusement, les moyens techniques utilisés alors (tarière à main) ont limité très sérieusement la profondeur d'investigation qui n'a pas dépassé 7 m. Pour un des points, sur le versant de Wankama, le calcul aboutit à une infiltration diffuse d'environ $1,5 \text{ mm.an}^{-1}$ et une vitesse de descente d'environ 5 cm.an^{-1} . Une nouvelle campagne a été réalisée en 2002 à plus forte profondeur ; elle est en cours d'analyse.

Dans le bassin du lac Tchad

La même méthode des profils de chlorure a également été utilisée dans le BLT par Edmunds et al. (2002). Les teneurs en Cl de la pluie ont été mesurées en plusieurs sites du nord-est du Nigéria. A Garin Alkali, les 4 années de mesure indiquent des pluies annuelles variant entre 227 et 820 mm, des teneurs en Cl entre 0,6 et 3,4 mg.l^{-1} . En ajoutant deux années à Kaska et une à Maïduguri, les moyennes globales de ces 7 années sont de 1,77 mg.l^{-1} et 435 mm. Sept profils de Cl ont traversé les 15 à 22 premiers mètres de sables de la zone non saturée. Leurs teneurs faibles traduisent une forte infiltration (4 à 15% de la pluie, c'est-à-dire de 14 à 49 mm.an^{-1}). Comme dans la région de Niamey, ces valeurs fortes pourraient s'expliquer puisque les sables sont particulièrement favorables à une infiltration rapide de la pluie. Cependant, la jeunesse de ces eaux n'a été vérifiée par aucun traceur de temps (^3H ou CFC par exemple) et ces valeurs locales de la zone non saturée sont beaucoup plus fortes que les autres estimations régionales de la recharge :

- les isotopes radioactifs dans la nappe phréatique au Niger voisin indiquent un taux médian de renouvellement de la nappe de 0,1% et 0,05 % pour le ^3H et le ^{14}C respectivement, soit environ 3 mm.an^{-1} avec l'hypothèse d'une épaisseur mouillée de l'aquifère de 35 m et d'une porosité de 10 % (A4) ;
- la modélisation numérique (C5) indique une recharge nette de moins de 1 mm.an^{-1} .

Comme à Niamey, l'estimation de la recharge de la nappe à partir de quelques profils de chlorure paraît donc fragile, notamment à cause d'une grande sensibilité à des entrants insuffisamment connus, d'une représentativité spatiale non établie, l'ensemble aboutissant à une surestimation très nette de l'infiltration réelle.

3.4.3. Teneur en chlorure de la nappe

Cette méthode part du même postulat que celui utilisé pour l'interprétation des profils de chlorure en zone non saturée, à savoir que la teneur de la nappe en cet ion conservatif, apporté par la seule pluie, traduit l'importance de la recharge. Le milieu est considéré comme étant en régime permanent et toute la pluie s'évapore ou s'infiltré. Les mêmes hypothèses conduisent à la même formule : $I C_n = P C_p$, avec C_n et C_p les concentrations respectives en

chlorure de l'eau de la nappe et de l'eau de pluie (mg.l^{-1}), l'infiltration atteignant la nappe (mm.an^{-1}) et P la pluie (mm.an^{-1}).

Se posent évidemment les mêmes problèmes de validité des différentes hypothèses déjà évoquées précédemment. Par ailleurs, cette méthode est indéterminée quand coexistent recharges diffuse et concentrée, si l'une n'est pas quantifiée au préalable.

Bazuhair et Wood (1996) ont utilisé cette méthode en Arabie Saoudite, dans une zone où la pluie varie entre 75 et 300 mm.an^{-1} et où la recharge irait de 0 à 60 mm.an^{-1} , soit en moyenne 2 à 4 % des précipitations, l'incertitude étant estimée à environ 50 %. Ces auteurs utilisaient cette méthode pour montrer la variabilité spatiale de l'infiltration.

Dans la région de Niamey, la comparaison de la médiane des pluies (0,51 mg.l^{-1}) et de la nappe hors de toute contamination (3,7 mg.l^{-1}) aboutirait à une recharge de 78 mm.an^{-1} , bien plus forte que les estimations de l'infiltration de ces dernières décennies et beaucoup trop forte par rapport à une valeur moyenne à long terme mais ce résultat n'aurait aucun sens. Tout d'abord, l'endoréisme d'un large domaine interdit l'application globale de la méthode sur l'ensemble de la zone. Ensuite, le processus d'infiltration rapide sous les mares amène des eaux très peu minéralisées et l'essentiel du chlorure apporté par la pluie est bloqué dans la zone non saturée.

Dans le BLT, Edmunds et al. (2002) ont utilisé cette méthode au-delà de tout bon sens, quand ils se sont intéressés au nord-est du Nigéria. Une telle approche est instructive par ses multiples défaillances :

- elle ignore totalement que la nappe est significativement alimentée par le réseau hydrographique de surface (Komadougou Yobé et lac Tchad) qui importent dans la région des quantités énormes de sel ;
- elle se réfère à un schéma piézométrique simpliste mais obsolète. Le schéma réel, connu depuis plus de 30 ans, ne permet pas d'utiliser la méthode du fait de la présence de dépressions piézométriques fermées et d'échanges complexes dans les deux sens entre lac et nappe ;
- elle ignore l'extraordinaire variabilité spatiale de la minéralisation de la nappe quaternaire, par exemple autour des cuvettes du Manga, où l'évaporation de la nappe subaffleurante laisse en surface de grandes quantités de sel.

3.4.4. Modélisation des écoulements

Il est évident qu'une modélisation fantaisiste donne des résultats sans intérêt. Un très bon exemple est fourni par Isiorho et al. (1996) figurant les échanges entre le lac Tchad et la bordure sud-ouest de sa cuvette sud. Les 20*20 mailles de 9 km^2 comprennent 86 potentiels imposés à l'intérieur du domaine et une absence d'échange de flux avec le reste de l'aquifère hors du domaine modélisé. Ces hypothèses ne correspondent pas à la réalité et permettent un calage facile mais inexploitable.

L'absence de données en quantité et qualité suffisantes est le principal obstacle à une bonne modélisation numérique des écoulements souterrains. Les exemples du Niger montrent cependant que, malgré un déficit apparent d'informations, il est possible de proposer des modèles représentatifs de l'hydrogéologie régionale et de progresser dans la connaissance des mécanismes hydrodynamiques. Cependant, le test positif d'une hypothèse à l'aide d'un modèle ne garantit pas la réalité de l'hypothèse. Par exemple, la modélisation de la nappe du Ferlo (Dieng, 1987) a montré que la situation piézométrique actuelle pourrait résulter du rehaussement du niveau marin depuis 18000 ans. Une telle hypothèse, malheureusement non confirmée par d'autres approches, reste purement spéculative mais fournit une autre vision de cette nappe. Ce travail rappelle judicieusement que, du fait des faibles flux en circulation et des faibles perméabilités, les grands aquifères des zones semi-arides sont souvent des systèmes très peu nerveux ayant des temps de réponse particulièrement longs, ce qui oblige l'hydrogéologue à envisager de vastes gammes de temps pour expliquer la situation actuelle.

3.5. Le rôle de la végétation

Dans des régions où l'évapotranspiration reprend au moins 80 % de la pluie, il est évident que la végétation joue un rôle fondamental dans la répartition de l'eau. Pour la plupart des auteurs (par exemple Gaze et al., 1998), l'essentiel de la ponction transpiratoire est tiré des deux ou trois premiers mètres du sol. Ceci est vrai en valeur absolue mais ne signifie certainement pas que des prélèvements à plus forte profondeur n'existent pas ou n'ont pas d'importance hydrologique. L'hydrogéologue des régions semi-arides qui étudie des recharges de quelques mm.an⁻¹ ne peut pas négliger d'éventuelles ponctions ou modifications qui seraient du même ordre de grandeur.

3.5.1. Les arbres à racines profondes

Dans les milieux semi-arides et arides, les arbres ont développé une très grande capacité à résister à la sécheresse, notamment en allant puiser profondément leur eau. Un bon exemple est évidemment l'arbre du Ténéré, un acacia qui vivait en plein désert, ce qui lui valait d'être signalé sur toutes les cartes ; ses racines atteignaient une trentaine de mètres de profondeur. Dans des environnements moins hostiles, les gaos (*Acacia albida*) qui fleurissent en pleine saison sèche témoignent également de prélèvement profond. Les puisatiers de la région de Niamey interrogés lors d'enquêtes de terrain ont confirmé qu'ils rencontraient régulièrement des racines de taille significative à plusieurs dizaines de mètres sous la surface.

Il est donc judicieux d'essayer d'estimer le pompage dans la nappe effectué par les arbres. La plupart des travaux effectués dans ce domaine ne sont pas facilement exploitables. En effet, ils s'intéressent souvent à des régions où la nappe est proche de la surface du sol ; il est alors très difficile de différencier, à l'échelle régionale, évaporation et transpiration, transpiration des grands arbres et transpiration du reste de la végétation et, à l'échelle d'un arbre, transpiration superficielle et profonde. Une autre difficulté est ensuite d'extrapoler le bilan fait sur un arbre à toute une zone puisque les densités actuelles et passées des grands arbres ne sont pas recensées sur nos sites d'étude.

Do et al. (1998) ont travaillé au Sénégal sur *Acacia tortilis*, qui représente 22 % des 124 individus ligneux recensés par hectare. Ils ont mesuré une consommation très variable au cours de la saison, entre 1 et 14 l.j⁻¹, qui semble entièrement provenir d'en dessous de 4 m de profondeur. Variable selon la densité du peuplement arboré, le prélèvement en nappe est ainsi de l'ordre de quelques mm.an⁻¹. Utilisant les isotopes stables de l'eau, Adar et al. (1995) estiment que 40 à 70 % de l'eau consommée par des tamaris du Néguev provient de la nappe située à 16 m ; cette ponction dans l'aquifère représente de 5 à 19 l.j⁻¹.

Au-delà du prélèvement hydrique, les arbres des zones semi-arides ont un autre rôle important : ils sont souvent fixateurs d'azote et contribuent donc à modifier significativement la minéralisation du sol. La teneur en azote du sol est donc à analyser en fonction de la végétation, mais aussi de la présence d'argile et de la pluviométrie (Bernhard-Reversat et al., 1998). Ceci peut évidemment affecter la minéralisation de l'eau lors de son transit dans le sol depuis la surface jusqu'à la nappe.

3.5.2. La modification du couvert végétal

En zone semi-aride, la modification du couvert végétal bouleverse la distribution de l'eau à la surface et dans le sol. Sur les versants et bas-fonds du sud-ouest du Niger, le remplacement de la savane naturelle par des cultures de mil a eu une triple action favorisant le ruissellement, et ensuite la recharge de nappe : suppression des obstacles à l'écoulement, diminution des macroporosités d'origine biologique, développement d'une croûte argileuse. Le phénomène de hausse spectaculaire de la nappe ainsi induite doit exister ailleurs au Sahel mais n'a jamais été décrit.

Les travaux récents sur les écoulements de surface (C18) en zone sahélienne permettent la généralisation de nos découvertes hydrogéologiques. Ils montrent que l'augmentation du ruissellement suite à l'anthropisation se marque davantage dans la bande climatique qui inclut Niamey : plus au nord, la végétation et la population sont plus éparées et le climat plus sec ne permet de toutes façons que peu d'écoulement ; plus au sud, la pluie joue un rôle bien plus important que la végétation dans la formation du ruissellement. Il existe donc

une zone centrale dont le fonctionnement hydrologique est particulièrement sensible aux modifications environnementales.

En Australie, Allison et Hughes (1983) ont proposé une augmentation de la recharge d'au moins un facteur 10 suite à la suppression d'une forêt d'eucalyptus (de moins de 0,1 à plus de 3 mm.an⁻¹). Mais dans d'autres régions, l'anthropisation peut avoir des effets très différents, tant en processus qu'en intensités.

Un autre aspect important de la modification du couvert végétal est sa conséquence sur la minéralisation des sols et des eaux, notamment par la diminution des arbres et arbustes qui réduit évidemment l'apport en azote dans le sol (retombée de litière et production racinaire) et, plus généralement, la matière organique. Mais l'augmentation de la concentration d'eau dans les bas-fonds amène aussi une mise en eau de surfaces plus larges dont le lessivage va augmenter l'apport minéral à la nappe.

3.6. Vision évolutive

Les milieux semi-arides sont en équilibre fragile. Il suffit de lire la description faite par Foureau (1902) des abords de la Komadougou Yobé, avec ses hippopotames et ses bois difficilement pénétrables, pour comprendre à quel point cet environnement a évolué en un siècle. Il y a 50 ans, les derniers éléphants fréquentaient encore le nord du lac Tchad. Dans certains cas, comme les environs de Niamey, la responsabilité de l'homme dans l'évolution de son milieu est évidente. Dans d'autres cas, les fluctuations naturelles ont, ou ont eu, beaucoup plus d'importance, comme lors de l'assèchement du lac Tchad pendant plusieurs années vers 1450 (Maley, 1993). Nous ne voyons donc pas un paysage stable et nous devons replacer nos observations hydrologiques, tant en surface que dans les nappes, dans une perspective dynamique. De plus, la faiblesse de la recharge et leurs dimensions confèrent aux grands aquifères sédimentaires une inertie très importante. Certaines des évolutions actuelles sont héritées d'une histoire de plusieurs centaines ou milliers d'années. Ceci renforce donc l'obligation de réaliser des mesures longues, déjà imposées par la très forte variabilité spatiale et temporelle. De même, les interprétations doivent être réalisées dans une vision transitoire. Enfin, les évolutions que connaissent ces milieux sont loin d'être linéaires. Souvent, des sauts brusques, correspondant à des événements exceptionnels, sont suivis de périodes de pseudo-stabilité. La prise en compte du temps est donc une caractéristique essentielle de l'étude des milieux semi-arides.

3.7. Confrontation des estimations de la recharge en régions semi-arides

Il est évident que la diversité des situations climatiques, géologiques, topographiques et environnementales rencontrées dans les régions semi-arides aboutit à des valeurs extrêmement différentes de la recharge de nappe. Cependant, au-delà de la diversité attendue, la confrontation de quelques estimations glanées dans la littérature est instructive.

Le Kalahari est particulièrement intéressant puisqu'il a accueilli depuis trois décennies de multiples équipes de recherche utilisant des techniques différentes. Les diverses estimations de la recharge proposées dans cette région sont donc révélatrices des questions et contradictions que l'on peut rencontrer en hydrogéologie semi-aride.

A partir de profils verticaux dans la zone non saturée (isotopes, chlorure, humidité), Foster et al. (1982) estimaient que la recharge diffuse n'était pas possible pour les zones où la pluie annuelle était inférieure à 450 mm. Mazor (1982), rappelant des mesures isotopiques (¹⁴C, ³H) antérieures dans la nappe, soulignait l'existence d'une recharge moderne. Ceci montrait que des mesures strictement locales, comme des profils verticaux, ne peuvent suffire à caractériser et quantifier tous les mécanismes de recharge en zone semi-aride. Carlsson (1990), dans sa modélisation numérique en régime permanent, proposait une recharge annuelle de 0 mm sur la moitié du maillage, 0,5 mm sur un tiers et 6 mm sur le reste ; il utilisait également les teneurs en chlorure de la nappe et obtenait des valeurs plus fortes de recharge, sans poser la question de la pertinence de la méthode dans un tel cas. Selaolo (1998) a utilisé de multiples méthodes. Dans la nappe, il obtient environ 1 mm.an⁻¹ de recharge par modélisation isotopique, 2 à 3

mm.an⁻¹ à partir de ⁴He, 3 à 7 mm.an⁻¹ par modélisation hydrodynamique, de 4 à 10 mm.an⁻¹ à partir des teneurs en chlorure. Des profils verticaux dans la zone non saturée indiquent des recharges inférieures à 1 mm.an⁻¹, sauf en bordure du domaine. Malgré la diversité et la concordance des différentes estimations, il est nécessaire de préciser comment coexistent recharges diffuse et concentrée.

Encore en Afrique, le Sénégal nous offre des chiffres contrastés. La modélisation numérique de Dieng (1989) à Kamobeul propose une recharge de 5 mm.an⁻¹ pour une pluie de 1170 mm.an⁻¹, alors que le profil de ³H de Aranyossi et Gaye (1992) à Louga aboutit à une recharge de 25 mm.an⁻¹ pour une pluie de 330 mm.an⁻¹. Les deux estimations n'ont, semble-t-il, pas été validées par une autre approche.

Les recherches menées en Australie sont elles aussi très intéressantes puisqu'elles permettent d'apprécier l'impact du changement de végétation sur le bilan hydrique : les eucalyptus, gros consommateurs d'eau, ont été supprimés, ce qui a entraîné une remontée de la nappe. Leaney et Allison (1986) estimaient la recharge naturelle entre 0,1 et 0,2 mm.an⁻¹ d'après les teneurs en ¹⁴C de la nappe et, de manière globale, à 0,25 mm.an⁻¹ d'après la moyenne des teneurs en chlorure, également en nappe. Allison et al. (1990) utilisaient les profils verticaux de chlorure dans la zone non saturée pour estimer que la recharge naturelle est assez uniforme et comprise entre 0,04 et 0,09 mm.an⁻¹ ; après déforestation, elle monte jusqu'à 50 mm.an⁻¹, la moyenne étant de 17 mm.an⁻¹. Dans un article plus récent, Cook et al. (1994) ont montré que des profils simultanés de chlorure, de ³H et de ³⁶Cl ne donnaient pas les mêmes résultats, les flux estimés à partir des chlorures étant plus faibles.

Dans le sud des Etats Unis, des études détaillées existent. Un des meilleurs exemples est fourni par Scanlon (2000) qui a confronté différents traceurs (Cl, ³⁶Cl, ²H, ³H, ¹⁸O) dans le désert de Chichuaha (Texas). La pluie actuelle est de 320 mm.an⁻¹ et la zone non saturée est épaisse d'environ 200 m. La recharge diffuse est estimée entre 0,06 à 0,2 mm.an⁻¹ (moyenne : 0,06), avec une incertitude de 40 %, et la recharge concentrée dans les zones de drainage entre 0,02 et 25 mm.an⁻¹ (moyenne : 3). Dans les Southern High Plains du Texas et du Nouveau-Mexique, Wood et Sanford (1995) proposent, à partir des teneurs en chlorure, une recharge de 11 mm.an⁻¹, pour une pluie variant entre 330 et 560 mm.an⁻¹. En complétant leur analyse avec ²H, ³H, ¹⁸O, ces auteurs estiment que la moitié de la recharge vient de manière concentrée et que les macroporosités jouent un rôle significatif dans l'infiltration diffuse.

Dans les autres régions semi-arides, en Inde et au Proche-orient notamment, les études sont souvent plus limitées géographiquement et méthodologiquement. Tous ces résultats montrent que les sites où l'on confronte de manière critique plusieurs approches indépendantes sont encore rares et que la diversité des situations climatiques et géomorphologiques, renforcée par la multiplicité des hypothèses et des interprétations, se traduit par une grande variabilité des résultats. Les analyses doivent prendre en compte le fonctionnement naturel du milieu, sa perturbation par l'homme et la multiplicité des échelles de temps et d'espace des processus en oeuvre.

Chapitre 4 : Conclusion

4.1. Rappel des principaux résultats

Les leçons tirées des quelques années consacrées au Sahel nigérien sont nombreuses et diverses. L'apparente similitude avec de nombreuses régions semi-arides incite à la généralisation. Cependant l'extrême diversité spatiale et temporelle de ces milieux et la possible superposition de plusieurs dynamiques d'évolution imposent la prudence dans les extrapolations que l'on peut proposer à partir d'observations forcément limitées.

Instrumentation

Souvent réalisée dans des conditions difficiles, l'instrumentation de terrain est particulièrement importante. Organisée en fonction des processus déjà connus ou au moins supposés, elle ne doit cependant pas empêcher la découverte de phénomènes non pressentis. Les mesures sont parfois incertaines et les phénomènes exceptionnels jouent un rôle important dans la dynamique hydrologique. Il est donc indispensable de prévoir un suivi de longue durée, seul capable de fournir une information de qualité représentative de la diversité des situations. La perturbation de la mesure faite dans des ouvrages non dédiés à la seule observation scientifique doit être quantifiée.

Le bilan hydrologique régional est très déséquilibré : l'évapotranspiration est très nettement supérieure au ruissellement et à l'infiltration et l'incertitude sur son estimation atteint le même ordre de grandeur que les deux derniers termes. Il faut donc être capable d'instrumenter des phénomènes de faible ampleur et de forte amplitude. Au contraire de l'échelle régionale où l'infiltration ne représente qu'une très petite fraction de la pluie, le bilan hydrique à l'échelle des oueds, mares temporaires et autres lieux d'infiltration privilégiés montre une concentration du ruissellement et une infiltration très nettement supérieures à la pluie tombée sur ces surfaces.

Il importe de différencier le plus précisément possible les parts de l'infiltration diffuse et de l'infiltration concentrée dans la recharge totale de la nappe, tout comme les parts de l'écoulement poreux et des circulations préférentielles. Les protocoles d'observation et les méthodes d'interprétation sont directement liés à cette identification des processus.

Les échantillonnages en nappe sont a priori beaucoup plus intégrateurs de la diversité régionale, et donc plus représentatifs à grande échelle, que ceux réalisés en surface ou dans la zone non saturée. Cet atout de l'intégration peut devenir un inconvénient si l'étude veut se limiter à une petite échelle de temps ou d'espace : un signal trop lissé ne permet pas de discerner des mouvements de faible ampleur. Autant que possible, il convient de travailler à plusieurs échelles de temps et d'espace simultanément.

Méthodes et interprétations

A cause de la diversité des situations rencontrées, il faut envisager d'avoir recours à une large gamme de méthodes. Aucune n'est parfaite et des écarts significatifs apparaissent parfois entre elles, y compris lors d'instrumentations de qualité sur un même site. Du fait des multiples incertitudes, il est donc indispensable de croiser plusieurs approches pour tendre vers une estimation plausible du bilan hydrique : souvent, une méthode n'aboutira pas à un chiffre précis mais seulement à une fourchette ou à une valeur seuil. Ce n'est que le croisement de plusieurs estimations qui cèmera le résultat probable.

Des marqueurs plus ou moins abandonnés en milieu tempéré, comme le tritium, sont encore tout à fait opérationnels en zone aride. Inversement, certaines méthodes sophistiquées sont peu adaptées aux difficiles conditions de terrain. Les différents marqueurs ne donnent évidemment pas tous le même type ou la même précision d'information. Par exemple, ^{18}O et ^2H donneront des informations surtout qualitatives (sur l'évaporation avant infiltration, la recharge ancienne, etc) alors que des isotopes radioactifs dont ^3H et ^{14}C permettront de calculer des taux de renouvellement de la nappe. Nos travaux ont amplement démontré leur intérêt individuel mais aussi leur complémentarité.

Certains phénomènes ont une importance particulière en zone aride, comme la circulation dans la zone non saturée en phase vapeur, la reprise évaporatoire et le prélèvement

racinaire à forte profondeur. Négligeables en zone tempérée, ils deviennent très importants. Par ailleurs, il faut faire particulièrement attention aux domaines de validité des différentes formules utilisées, très souvent établies dans des régions ou conditions où l'importance relative des différents processus est très différente.

Toutes les méthodes, simples et complexes, doivent être envisagées mais en gardant toujours à l'esprit les multiples hypothèses qui en restreignent l'usage. Il arrive fréquemment que les conditions d'instrumentation ou la complexité des processus ne garantissent pas le parfait respect des contraintes de chaque méthode. Il est alors tentant, et parfois impossible d'éviter, d'aller au-delà de la stricte observation de ces règles. L'essentiel est alors de ne pas outrepasser trop exagérément les limites du bon sens et de la rigueur scientifique.

Les grands aquifères semi-arides présentent des inerties très importantes et conservent une mémoire très longue de leur histoire antérieure. Il faut donc différencier les fluctuations autour de l'état actuel (de l'événement à la décennie) des éventuelles modifications à long terme (le siècle ou le millénaire).

L'instrumentation étant souvent difficile, le nombre de mesures fiables finalement disponibles dans le monde semi-aride est encore relativement limité. Il faut donc rechercher et exploiter toutes les mesures anciennes, souvent disparates, et profiter au maximum des expériences acquises dans d'autres régions même si les transpositions d'un site à un autre sont toujours à réaliser avec précaution du fait de l'extrême diversité des situations locales.

4.2. Développements possibles

Il est intéressant d'imaginer si de nouvelles instrumentations (extension de méthodes actuelles ou nouveaux concepts) pourraient aider sensiblement à une meilleure connaissance des processus et à une plus fine quantification.

On pourrait d'abord souhaiter un traceur temporel ayant une période de quelques dizaines ou centaines d'années, à distribution homogène sur de grandes surfaces continentales, facile à prélever et transporter. Les traceurs à longue période, comme le ^{14}C , existent et sont faciles à utiliser mais ils sont trop peu précis pour des temps courts. Les traceurs à courte période permettent d'identifier des phénomènes actuels à des échelles fines, comme la recharge saisonnière à proximité d'une mare ou d'un oued mais ils ne sont pas pleinement satisfaisants. La retombée à un niveau très bas du tritium atmosphérique lui retire son pouvoir discriminant. Ceci s'ajoute à un coût d'analyse élevé et une mauvaise homogénéisation dans l'atmosphère, cause d'une forte incertitude sur le signal source. La décroissance récente des CFC compliquera sensiblement leur interprétation à l'avenir et les règles de prélèvement sont peu compatibles avec les conditions habituelles d'expérimentation en zone aride. Le traceur idéal pour des temps courts et moyens est donc encore à découvrir.

Un second souhait serait de découvrir des marqueurs de l'évolution de l'environnement, notamment par défrichement et déforestation. Les images aériennes ou satellitaires sont trop peu précises, en discrimination spatiale et temporelle, notamment pour les époques les plus anciennes. L'idéal serait un élément géochimique, ayant une teneur très différente sous un couvert végétal naturel d'une part et sous des cultures ou jachères d'autre part, et évolutif dans le temps pour marquer l'ancienneté ou l'intensité du déboisement.

De manière plus classique, on évoquera également des outils permettant l'extension spatiale des observations ponctuelles. Malgré des évolutions significatives, les méthodes géophysiques ne sont toujours pas pleinement satisfaisantes. Elles permettent de bien caractériser les structures géologiques mais ne fournissent toujours pas des images fiables des flux, par exemple les variations de hauteur ou de teneur en sels dissous de la nappe. Les expérimentations en cours au Niger montrent qu'il est encore nécessaire d'opérer de multiples validations et que les interprétations ne sont ni simples ni uniques.

Il en est de même pour les informations issues de la télédétection. Actuellement, les seules zones accessibles sont les couches très superficielles du sol, dont les multiples variations de teneur en eau durant la saison des pluies ne sont en rien représentatives des volumes atteignant la nappe, ni des fluctuations de celle-ci.

4.3. Conséquences sur la gestion des ressources en eau

Le PNUÉ estime qu'un tiers de la population mondiale vit dans des régions où les problèmes d'eau sont critiques. Des régions entières, comme en Tunisie, et parfois des pays entiers, comme le Yémen, sont à la limite de la surexploitation de leurs ressources en eau. Ceci constitue un des obstacles les plus forts au développement, d'abord pour l'alimentation de l'homme et ensuite pour les besoins croissants de l'agriculture et de l'industrie.

La détermination du bilan en eau d'une région et de sa sensibilité aux variations du climat et de l'environnement est fondamentale pour une bonne gestion des ressources hydriques en zone aride ou semi-aride. Cependant, ce truisme ne semble pas évident pour tous puisque j'ai croisé plus d'un projet de développement (barrages, périmètres agricoles, hydraulique villageoise, etc) qui se fondait sur des connaissances très insuffisantes des ressources en eau. Une gestion raisonnable devrait limiter l'exploitation des ressources en eau à la part correspondant au renouvellement, d'où l'importance d'une estimation fiable de la recharge. Même dans les cas où des surexploitations temporaires sont décidées, soit de manière saisonnière soit à plus long terme, le risque pris doit être assumé en connaissance de cause.

La préservation des ressources fragiles passe d'abord par des mesures simples, mais rarement prises, de maîtrise du prélèvement, comme empêcher le libre écoulement des forages artésiens ou le mélange de plusieurs nappes, condamner les ouvrages défectueux, etc. Au-delà, il faut estimer les multiples impacts des futurs aménagements, aussi bien directs sur les flux d'eau qu'indirects sur l'environnement (assèchement des zones humides et ses conséquences sur la faune, par exemple).

En général, les problèmes de pollution n'affectent encore que peu les zones semi-arides. La faible densité de population, la rareté des industries, l'agriculture souvent de survie sont des éléments subis mais favorables. Une exception notable est constituée par les grands centres urbains où la vétusté, voire l'inexistence, des réseaux d'égouts induit une large contamination de la nappe phréatique. Les capitales de l'Afrique sahélienne en fournissent de multiples exemples. Hors de ces cas avérés de pollution forte et rapide, la modification du fonctionnement hydrologique peut induire des dégradations importantes, mais plus lentes, de la qualité des eaux : biseau salé bien sûr, salinisation des eaux et sols par maîtrise insuffisante de l'irrigation mais aussi contaminations par variation du niveau de la nappe ou modification des échanges avec d'autres aquifères.

En zone semi-aride, il sera fréquemment nécessaire d'aborder la question de la recharge artificielle de nappe. L'essentiel de la pluie étant perdu par évapotranspiration, il est souhaitable d'accompagner l'augmentation des prélèvements par un accroissement de l'infiltration des écoulements de surface. Là aussi, des études approfondies sont nécessaires : le colmatage trop rapides qui retire toute efficacité à un barrage n'est pas un phénomène exceptionnel.

Enfin, il faut rappeler que la gestion des ressources en eau dans les zones semi-arides débouche rapidement sur des problèmes, voire des conflits, politiques que ce soit à l'intérieur d'un même pays (par exemple les projets de détournement de l'Ebre vers le sud de l'Espagne) ou, le plus souvent, entre deux pays voisins (comme Israël et la Palestine, probablement une des plus dramatiques illustrations de ce phénomène). Depuis plusieurs années, le système des Nations Unies essaie de promouvoir des règles de gestion raisonnable des eaux transfrontalières mais le bon sens cède rapidement la place au droit du plus fort. Les relations entre Niger et Nigéria sont intéressantes de ce point de vue. Le Nigéria est plus riche, plus peuplé. Le Niger est beaucoup plus fragile et dépendant, notamment pour sa consommation d'énergie. La forme de coopération la plus courante des ressources en eau est donc celle du fait accompli et les barrages qui se sont multipliés sur divers cours d'eau frontaliers (Komadougou, goulbi n'Maradi, etc) ont diminué les volumes exploitables au Niger, sans aucune concertation. Il semble bien que personne n'évoque non plus la baisse importante de la nappe pliocène dans le BLT à cause de très forts pompages au Nigéria, baisse qui aura forcément un impact sur la partie nigérienne de cette nappe, beaucoup moins exploitée. Un point anecdotique est l'implication involontaire de l'hydrogéologue dans le débat politique quand la réalité scientifique (un très fort volume stocké et une très faible consommation dans le BLT

nigérien) est détournée pour en conclure abusivement que le Niger n'a pas besoin des eaux de surface et que le Nigéria peut donc continuer sa politique de barrage sur la Komadougu.

4.4. Perspectives

Mon intervention sur l'hydrogéologie des grands bassins sédimentaires du Niger devrait se prolonger encore quelques années, avec une intensité bien moindre que pendant la dernière décennie. Je souhaite en effet développer de nouvelles recherches dans d'autres zones semi-arides, d'abord sur le pourtour méditerranéen.

4.4.1. Continuité au Niger

Les raisons de continuer à s'intéresser au Niger sont nombreuses. Parmi les raisons conjoncturelles, les travaux d'étudiants en cours ne s'achèveront pas avant un ou deux ans, d'autres viendront peut-être encore s'ajouter. De même la prolongation des mesures pendant quelques années supplémentaires pour les besoins du projet "Mousson ouest-africaine" amènera peut-être à analyser ponctuellement ces nouvelles mesures dans la perspective des données précédentes. D'autres sollicitations, au titre de l'expérience acquise sur la zone, sont souvent des occasions de se ré-investir, soit directement soit en guidant à distance de nouvelles actions ; c'est par exemple le cas de ma contribution aux activités du réseau Roselt au Niger. Parmi les raisons de fond, l'énorme quantité de mesures accumulées et l'expérience acquise fait de cette région un site exceptionnel où il est facile de développer de nouvelles instrumentations en bénéficiant d'une connaissance pointue des mécanismes hydrologiques en oeuvre. Ma contribution à ces futurs développements sera très variable, certaines des multiples pistes qui sont évoquées ci-dessous nécessitant un large recours à des compétences extérieures.

Les traitements concernant l'évolution de la dynamique de vidange des mares temporaires sont en cours. Les mesures des années les plus récentes doivent encore être dépouillées et intégrées dans l'analyse régionale. Au-delà, il convient de rechercher d'autres traces de l'évolution des écoulements de surface au cours des dernières décennies, notamment par l'analyse des images satellitaires ou des photos aériennes. Celles-ci devraient permettre de préciser les changements :

- dans la distribution du couvert végétal, sur les versants et dans les bas-fonds ;
- dans les formes typiques de l'érosion -sédimentation (nombre et formes des ravines, des épandages sableux à mi-pente) ;
- dans les mares temporaires (nombre, extension, disposition dans le paysage).

En second lieu, il faut mieux cerner les parts respectives du climat et de l'anthropisation (actuellement largement prépondérante), imaginer leur évolution à long terme, savoir si la conjonction de leurs effets est plutôt additive ou multiplicative. Il faut ainsi comprendre si l'accélération sensible de la hausse de la nappe depuis 1985 s'explique surtout par l'amélioration climatique récente. Il faudra également envisager l'évolution des écoulements de surface à long terme, la mise en culture pouvant induire d'abord une augmentation puis une diminution du ruissellement : les terres récemment mises en culture voient se développer les côtes qui augmentent le ruissellement mais aussi l'érosion ; après plusieurs décennies, l'essentiel de l'argile aura disparu par érosion en laissant un sol sableux, à nouveau favorable à une infiltration sur place.

En troisième lieu, il convient de prévoir l'impact de la hausse de la nappe sur sa qualité. La multiplication du nombre de mares temporaires, l'extension de leur surface à cause du colmatage progressif de leur fond et de l'augmentation du ruissellement rendent actives de nouvelles zones de la zone non saturée, autrefois inertes pour l'infiltration, dont le lessivage amène des quantités importantes de sel à la nappe. Par ailleurs, la hausse de la nappe provoque une augmentation de la reprise évapotranspiratoire et donc un accroissement de sa salinité. Ce dernier phénomène est encore très modéré mais il doit être pris également en compte.

Les liens amorcés entre hydrologie et santé devraient également être renforcés. Ils concernent les eaux de surface, par le biais de la dynamique des mares et du lien entre dynamique de remplissage-vidange et développement des parasites, et les eaux souterraines,

avec les problèmes de pollution ponctuelle des ouvrages de captage et de pollution régionale sous l'agglomération de Niamey.

Enfin, sur la région de Diffa, les futures interventions seront plus opportunistes. Du fait de l'éloignement et des multiples difficultés logistiques, une opération de recherche lourde serait très coûteuse. Il est plus raisonnable d'imaginer des actions limitées menées en partenariat avec d'autres structures de recherche ou de développement.

4.4.2. Ouverture méditerranéenne

Tout autour de la Méditerranée, un climat très irrégulier, une géologie et une topographie souvent heurtées morcellent cette région en une multitude d'unités à l'hydrologie contrastée. L'eau de surface souvent absente, l'eau souterraine très variable en qualité et disponibilité font de la ressource en eau la question cruciale du développement. La forte croissance démographique, le besoin d'autosuffisance alimentaire et la promotion de cultures d'exportation ont fait exploser la consommation d'eau, conduisant souvent à des surexploitations régionales parfois aggravées par les fluctuations climatiques. La concurrence très forte entre l'eau agricole (souvent 70 à 90 % de la consommation totale) et l'eau destinée à l'industrie et l'AEP doit se résoudre par une optimisation des ressources disponibles. Le bassin méditerranéen est donc un lieu particulièrement propice pour l'étude de l'évolution du fonctionnement hydrologique sous la double contrainte climatique et anthropique. C'est pourquoi je souhaite développer mes recherches dans les prochaines années en les appliquant au bassin méditerranéen.

Ce changement géographique sous-entend une complexité supplémentaire à cause de la géologie et de l'homme. La géologie, très uniforme à l'échelle des grands bassins sédimentaires sahéliens, est beaucoup plus variable dans le pourtour méditerranéen. La présence de puissantes séries carbonatées avec leurs circulations en fissures est un exemple évident de difficulté supplémentaire. La pluviométrie plus irrégulière du fait de la présence de reliefs en est un autre. La différenciation climatique/anthropique sera donc plus délicate. La connaissance fine des processus et leur quantification sera fondamentale pour optimiser la gestion des ressources en eau à l'échelle régionale, considération dont l'urgence n'était pas évidente au Niger. La démarche envisagée s'appuiera sur l'étude de zones en difficulté (surexploitation, risque de contamination, etc) dans divers pays et s'élargira ensuite à des aquifères moins sensibles.

Le premier site pressenti est la région de Kairouan, en Tunisie centrale. Des mesures anciennes, complétées par des instrumentations récentes, ont déjà été en partie exploitées par des étudiants dont j'ai co-encadré les mémoires. L'amont du bassin est composé de plusieurs sous-bassins très différenciés où eaux de surface et eaux souterraines interagissent ; il existe de multiples aménagements (lutte contre l'érosion, irrigation, etc). L'aval est une large plaine alluviale sans écoulement de surface depuis la construction d'un grand barrage ; elle est intensément exploitée, probablement surexploitée, par l'agriculture. Ce milieu subit également les effets des sécheresses. Pour lever la contradiction entre plusieurs propositions de bilan hydrique non concordantes, il convient de compléter les données de terrain, notamment par des investigations géochimiques, afin d'affiner le modèle numérique des écoulements souterrains déjà disponible pour la partie aval.

L'autre zone pressentie est le Maroc, en particulier dans la région de Marrakech. Là aussi, les recherches sur les interactions eau-climat-environnement englobent et dépassent la question immédiate posée par la société de la pérennité de la ressource. Dans tous les cas, le mode opératoire est le même : rassembler le maximum d'informations anciennes pour en faire une synthèse, mettre en place une instrumentation complémentaire sur les sites les plus pertinents pour identifier les processus majeurs et en permettre la quantification, multiplier les approches différentes (hydrodynamiques, géochimiques) pour aboutir à une reconstitution fiable du fonctionnement hydrologique, modéliser les écoulements dans un état passé supposé stable et leur évolution depuis lors.

D'autres régions, au Proche-Orient, sont également envisagées mais mon intervention devrait y être plus tardive.

4.4.3. Paléohydrologie

Même si elle devrait rester de moindre envergure, je voudrais également aborder la

paléohydrologie des systèmes aquifères que j'ai étudiés dans leur état actuel ou récent (des dernières décennies). La première raison est liée à la prévision de l'évolution de ces ressources en eau fragiles. Les conséquences du réchauffement global, de la désertification sont particulièrement difficiles à prévoir. Les liaisons entre température de l'atmosphère, régime des pluies, évolution hydrologique n'ont rien de linéaire et les incertitudes sont telles que l'on peut aboutir à des gammes de valeurs possibles très étendues, donc très peu exploitables. En remontant dans le passé, on rencontre des conditions climatiques et environnementales plus extrêmes que les hypothèses actuellement proposées pour les prochaines décennies. On peut donc imaginer borner la gamme des évolutions possibles à l'avenir grâce à une reconstitution paléohydrologique fiable. A cause de leur forte inertie et de leur faible renouvellement, les grands aquifères semi-arides ont souvent gardé la mémoire de conditions antérieures. En particulier, leurs faciès géochimique et isotopique permettent de reconstituer des environnements disparus. Je pense incorporer ces éléments et les données de terrain (sédimentologie, paléontologie, etc), provenant de travaux de collègues, dans des modélisations représentant l'évolution transitoire des régimes hydrogéologiques sur plusieurs centaines ou milliers d'années.

Les nappes en creux du Sahel sont particulièrement propices à ce genre de travail. Leur forme est typique du milieu sec actuel. Ces dépressions n'existaient pas lors du dernier épisode humide et se sont donc creusées en quelques milliers d'années. La modélisation de leur évolution est largement contrainte par les niveaux initiaux et finaux, par les caractéristiques hydrodynamiques très médiocres, par des flux souterrains d'autant plus faibles que la piézométrie baisse. Au-delà, il sera intéressant de représenter les aquifères à une plus large échelle que les seules nappes en creux. Le BLT qui offre déjà de multiples résultats palynologiques, est un terrain très tentant.

4.5. Pour finir

L'hydrogéologie des zones semi-arides a évidemment bien des points communs avec celle pratiquée dans les régions tempérées. Ce mémoire a eu pour objectif de montrer qu'il existe néanmoins de nombreuses spécificités à la fois dans les structures rencontrées, comme les nappes en creux, dans les méthodes réellement utilisables pour l'observation et l'interprétation et surtout dans les ordres de grandeur des processus en oeuvre, l'unité de base de la recharge étant le $\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$. La très grande hétérogénéité spatiale et temporelle est un défi important puisqu'elle contraint à effectuer des observations longues, la prospection devant être adaptée à de flux limités et très variés. Par ailleurs, la remise en perspective de la situation actuelle dans une évolution sur plusieurs décennies ou millénaires est indispensable pour différencier fluctuations récentes, souvent liées à l'anthropisation, et tendances à très long terme. Toutes ces difficultés constituent aussi un des grands attraits scientifiques des régions semi-arides. De plus, le besoin d'une gestion fine des ressources en eau dans ces régions est évident et donne une motivation supplémentaire et un intérêt immédiat aux travaux de recherche.

A ces considérations scientifiques, fondamentales, s'ajoute le plaisir de vivre dans des environnements particulièrement attachants. On comprendra donc facilement que ce mémoire ne marque pas un changement d'orientation dans ma carrière mais simplement une étape de mon expérience dans les milieux semi-arides.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abdoulkarimou T., 1988. Détermination géologique des réservoirs du Continental Terminal à l'ouest du dallol Bosso (Niger). Mémoire de DEA, Université de Bordeaux 3.

Adar E.M., Gev I., Lipp J., Yakir D., Gat J. et Cohen Y., 1995. Utilization of oxygen-18 and deuterium in stem flow for the identification of transpiration sources: soil water versus groundwater in sand dune terrain. In "Application of tracers in arid zone hydrology", IAHS Publ. n°232, 329-338.

Allison G.B. et Hughes M.W., 1983. The use of natural tracers as indicators of soil-water movement in a temperate semi-arid region. *J. Hydrol.*, 60, 157-173.

Allison G.B., Cook P.G., Barnett S.R., Walker G.R., Jolly I.D. et Hughes M.W., 1990. Land clearance and river salinisation in the western Murray basin, Australia. *J. Hydrol.*, 119, 1-20.

Aranyossy J.F. et 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. *C.R. Acad. Sci. Paris, série II*, 315, 637-643.

Aranyossy J.F. et Ndiaye B., 1993. Etude et modélisation de la formation des dépressions piézométriques en Afrique sahélienne. *Revue des Sciences de l'Eau*, 6, 97-112.

Archambault J., 1960. Les eaux souterraines de l'Afrique occidentale. Berger Levrault ed., Nancy.

Barnes C.J., Jacobson G. et Smith G.D., 1992. The origin of high-nitrate ground waters in the Australian arid zone. *J. Hydrol.*, 137, 181-197.

Bazie P., Dieng B. et 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. *Revue des Sciences de l'Eau*, 8, 237-260.

Bazuhair A.S. et 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.

Bernhard-Reversat F., Harmand J.M. et Uguen K., 1998. Les litières et la dynamique de l'azote dans divers biotopes à acacia d'Afrique occidentale et centrale. In "L'acacia au Sénégal", Orstom ed., ISBN 2-7099-1423-9, Paris, 205-219.

Bichara D., Safi A. et 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*, 309, série II, 493-493.

Biroue W.K. et Schneider J.L., 1993. Vers l'assèchement de la nappe phréatique au Sahel tchadien ? *C.R. Acad. Sci. Paris, série 2*, 317, 89-92.

Boeckh E., 1965. Contribution à l'étude hydrogéologique de la zone sédentaire de la république du Niger. Rapport BRGM DAK65A20, Dakar.

Boudouresque L., Dubois D., Lang J. et Trichet J., 1982. Contribution à la stratigraphie et à la paléogéographie de la bordure occidentale du bassin des lullemeden au Crétacé supérieur et au Cénozoïque (Niger et Mali, Afrique de l'ouest). *Bull. Soc. Géol. France*, XXIV, 4, 685-695.

Bromley J., Edmunds W.M., Fellman E., Brouwer J., Gaze S.R., Sudlow J. et 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.

Bromley J., Taylor C.M. et Gash J.H.C., 2002. Comment on 'Long-term rise in a Sahelian water-table: the Continental Terminal in South-West Niger' by Leduc, C., Favreau, G., Schroeter, P., 2001. *Journal of Hydrology* 243, 43-54. *J. Hydrol.*, 255, 260-262.

Carlsson L., 1990. Groundwater resource in a poorly transmissive sandstone in a semi-arid environment : 1. estimation of recharge. In "The state of the art of hydrology and hydrogeology in the arid and semi-arid areas of Africa", Proceedings of the Sahel Forum, Ouagadougou 18/23 février 1989, IWRA ed., 525-539.

Carmouze J.P., 1976. La régulation hydrochimique du lac Tchad. Travaux et documents n°58, Orstom éd., Paris.

Coudrain-Ribstein A., Prax B., Talbi A. et Jusserand C., 1998. L'évaporation des nappes phréatiques sous climat aride est-elle indépendante de la nature du sol ? *C.R. Acad. Sci. Paris, série 2*, 326, 159-165.

Chouret A., Fontes J.C. et Mathieu P., 1977. La nappe phréatique à la périphérie du lac Tchad (république du Tchad). Etude complémentaire. Rapport pour le Ministère de la Coopération, Orstom, N'Djaména.

D'Amato N., 1998. Etude climatologique et statistique des événements pluvieux en zone sahélienne, analysée à partir des données pluviographiques de l'expérience Epsat-Niger. Thèse de doctorat, Université de Montpellier 2.

Desconnets J.C., 1994. Typologie et caractérisation hydrologique des systèmes endoréiques en milieu sahélien (Niger, degré carré de Niamey). Thèse de doctorat, Université de Montpellier 2.

de Vries J.J., Selaolo E.T. et Beekman H.E., 2000. Groundwater recharge in the Kalahari, with reference to paleo-hydrologic conditions. *J. Hydrol.*, 238, 110-123.

de Vries J.J. et Simmers I., 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10, 5-17.

Dieng B., 1987. Paléohydrogéologie et hydrogéologie quantitatives du bassin sédimentaire du Sénégal : essai d'explication des anomalies piezométriques observées. Thèse de doctorat, ENSM Paris.

Dieng B., 1989. Transfert d'eau en milieu poreux non saturé. Recharge des nappes en climat soudano-sahélien. In "State of the art of hydrology and hydrogeology in arid and semi-arid areas of Africa, Sahel forum, Ouagadougou, février 1989". IWRA ed., 387-396.

Do F., Rocheteau A., Lamine Diagne A. et Grouzis M., 1998. Flux de sève et consommation en eau d'*Acacia tortilis* dans le Nord Ferlo. In "L'acacia au Sénégal", Orstom ed., ISBN 2-7099-1423-9, Paris, 63-80.

Durand A., 1995. Conséquences géomorphologiques de phénomènes néotectoniques dans le bassin du lac Tchad : modification du réseau hydrographique et origine du pseudo-rivage du Mégatchad dans la région du Kadzell (République du Niger). *C. R. Acad. Sci. Paris, série 2*, 321, 223-229.

Edmunds W.M., Fellman E., Goni I.B et Prudhomme C., 2002. Spatial and temporal distribution of groundwater recharge in northern Nigeria. *Hydrogeology Journal*, 10, 205-215.

- Favreau G., 2000. Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au Sahel : dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du kori de Dantiadou (sud-ouest du Niger). Thèse de doctorat, Université Paris-sud, 250 p + ann.
- Filippi C., Milville F. et Thiery D., 1990. Evaluation de la recharge naturelle des aquifères en climat soudano-sahélien par modélisation hydrologique globale : application à dix sites au Burkina Faso. *Journal des Sciences Hydrologiques*, 35, 1, 29-48.
- Foster S.S.D., Bath A.H., Farr J.L. et Lewis W.J., 1982. The likelihood of active groundwater recharge in the Botswana Kalahari. *J. Hydrol.*, 55, 113-136.
- Foureau F., 1902. D'Alger au Congo par le Tchad. Masson ed., Paris.
- Freydier R., Dupré B. et Lacaux J.P., 1998. Precipitation chemistry in intertropical Africa. *Atmospheric Environment*, 32, 4, 749-765.
- Gac J.Y., 1980. Géochimie du bassin du lac Tchad. Bilan de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation. Editions Orsom, Travaux et documents 123, Paris.
- Galle S., Ehrmann M. et Peugeot C., 1999. Water balance in a banded vegetation pattern. A case study of tiger bush in western Niger. *Catena*, 37, 1-2, 197-216.
- Galy-Lacaux C. et Modi A.I., 1998. Precipitation chemistry in the Sahelian savanna of Niger, Africa. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 30, 319-343.
- Gaultier G., 2003. Caractérisation hydrodynamique et géochimique de la nappe phréatique du bassin du lac Tchad au Niger Sud Oriental. Thèse de doctorat en cours, Université de Paris-sud.
- Gaze S.R., Brouwer J., Simmonds L.P. et Bromley J., 1998. Dry season water use patterns under *Guiera senegalensis* L. shrubs in a tropical savanna. *Journal of Arid Environments*, 40, 53-67.
- Ghienne J.F., Schuster M., Bernard A., Durringer P. et Brunet M., 2002. The Holocene giant Lake Chad revealed by digital elevation models. *Quaternary International*, 87, 81-85.
- Greigert J., 1966. Description des formations crétacées et tertiaires du bassin des lullemeden (Afrique occidentale). Rapport pour le Ministère des Travaux Publics, des Transports, des Mines et de l'Urbanisme de la République du Niger. BRGM, Paris, 229 p.
- Greigert J., 1968. Les eaux souterraines de la République du Niger. Rapport BRGM/Ministère des Travaux Publics. Plusieurs tomes.
- Greigert J. et Pognet R., 1965. Carte géologique de la République du Niger à l'échelle du 1/2000000. Ed. BRGM, Paris.
- Guéro A., 2003. Thèse de doctorat en cours, Universités de Niamey et Paris-sud.
- Isiorho S.A., Matisoff G. et Wehn K.S., 1996. Seepage relationships between Lake Chad and the Chad aquifers. *Groundwater*, 34, 5, 819-826.
- Jahiel M., 1992. Projet palmeraie Diffa (station INRAN de Kojimeri). Bilan technique des activités menées par le projet de 1988 à 1992. Rapport INRAN.
- Kamagate B., 2002. Caractérisation des pluies dans la région de Diffa (sud-est du Niger) : approche géochimique et statistique. Mémoire de DEA, Université de Paris-sud.

Le Barbé L. et 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. et D'Amato N., 1997. Rainfall monitoring during Hapex-Sahel. 1. General rainfall conditions and climatology. *J. Hydrol.*, 188-189, 74-96.

Leblanc M., 2002. The use of remote sensing and GIS for water resources analysis and management, study case of the Lake Chad Basin, Africa. Mémoire de PhD, Universités de Glamorgan et Poitiers.

Le Gal La Salle C., Fontes J.C., Andrews J.N., Schroeter P., Karbo A. et Fifield K.L., 1995. Old groundwater circulation in the Iullemeden basin (Niger): preliminary results of an isotopic study. In : Adar E.M. et Leibundgut C., Eds., *Application of tracers in arid zone hydrology*. IAHS, 232, 129-139.

Lensi R., Domenach A.M. et Abbadie L., 1992. Field study of nitrification and denitrification in a wet savanna of West Africa (Lamto, Côte d'Ivoire). *Plant and Soil*, 147, 107-113.

Léonard J., 2000. Interaction entre le ruissellement et les macropores créés par les termites dans le cas d'un sol encroûté au Sahel. Thèse de doctorat, Université Paris 6.

Loireau M., 1998. Espaces-Ressources-Usages : spatialisation des interactions dynamiques entre les systèmes sociaux et les systèmes écologiques au Sahel nigérien. Thèse de doctorat, Université de Montpellier 3.

Mac Cord J.T., Gotway C.A. et Conrad S.H., 1997. Impact of geologic heterogeneity on recharge estimation using environmental tracers: numerical modelling investigation. *W.R.R.*, 33, 6, 1229-1240.

Maley J., 1993. Chronologie calendaire des principales fluctuations du lac Tchad au cours du dernier millénaire. Le rôle des données historiques et de la tradition orale. In "Datation et chronologie dans le bassin du lac Tchad", Séminaire Méga-Tchad Bondy 1989, Orstom ed., coll. Colloques et séminaires.

Mathieu R. et Bariac T., 1996. An isotopic study (^2H and ^{18}O) of water movements in clayey soils under a semiarid climate. *Water Resources Research*, 32, 4, 779-789.

Mazor E., 1982. Rain recharge in the Kalahari. A note on some approaches to the problem. *J. Hydrol.*, 55, 137-144.

Monfort M., 1996. Reconstitution géologique des aquifères du Continental Terminal dans la région de Niamey. Mémoire de maîtrise, Université de Montpellier 2.

Monfort M., 1997. Etude des relations entre les aquifères du Continental Terminal au nord de Niamey (Niger) : approche géologique, géochimique et hydrodynamique. Mémoire de DEA, Université de Paris-sud.

Olivry J.C., Chouret A., Vuillaume G., Lemoalle J. et Bricquet J.P., 1996. Hydrologie du lac Tchad. Monographies hydrologiques n°12, éditions Orstom, Paris, 266 p.

Pirard F., 1962. Hydrogéologie du Niger oriental. Rapport BRGM/Ministère des Travaux Publics.

Pirard F., 1967. Notice explicative sur la carte géologique de reconnaissance du Manga (Niger sud-oriental) à l'échelle du 1/500.000. Rapport BRGM/Ministère des Travaux Publics.

PNUD-UNESCO-CBLT, 1972. Synthèse hydrologique du bassin du lac Tchad 1966-1970,

Rapport technique UNESCO, Paris, 218 p + cartes.

PNUD-FAO-CBLT, 1973. Etude des ressources en eau du bassin du lac Tchad en vue d'un programme de développement Tome I : Hydrogéologie, Rapport technique FAO, Rome, 95 p + cartes.

Roche M.A., 1980. Traçage naturel salin et isotopique des eaux du système hydrologique du lac Tchad. Editions Orsom, Travaux et documents 117, Paris.

Scanlon B.R., 2000. Uncertainties in estimating water fluxes and residence times using environmental tracers in an arid unsaturated zone. *Water Resources Research*, 36, 2, 395-409.

Scanlon B.R., Goldsmith R.S. et Paine J.G., 1997. Analysis of focused unsaturated flow beneath fissures in the Chihuahuan Desert, Texas, USA. *J. Hydrol.*, 203, 57-78.

Scanlon B.R., Healy R.W. et Cook P.G., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10, 18-39.

Séguis L., Cappelaere B., Peugeot C. et Vieux B., 2002. Impact on Sahelian runoff of stochastic and elevation-induced spatial distributions of soil parameters. *Hydrological Processes*, 16, 313-332.

Selaolo E.T, 1998. Tracer studies and groundwater recharge assessment in the eastern fringe of the Botswana Kalahari. The Letlhakeng-Botlhapatlou area. PhD, Université libre d'Amsterdam, 229 p.

Simmers I., Hendrickx J.M.H., Kruseman G.P. et Rushton K.R., 1997. Recharge of phreatic aquifers in (semi-) arid areas. Série IAH n°19. Edité par I. Simmers. Balkema ed., Rotterdam, 277 p.

Stone W.J., 1992. Paleohydrologic implications of some deep soilwater chloride profiles, Murray Basin, South Australia. *J. Hydrol.*, 132, 201-223.

Taupin J.D., 2002. Mémoire présenté en vue de l'obtention de l'habilitation à diriger des recherches. Université de Paris-sud, XX p. + ann.

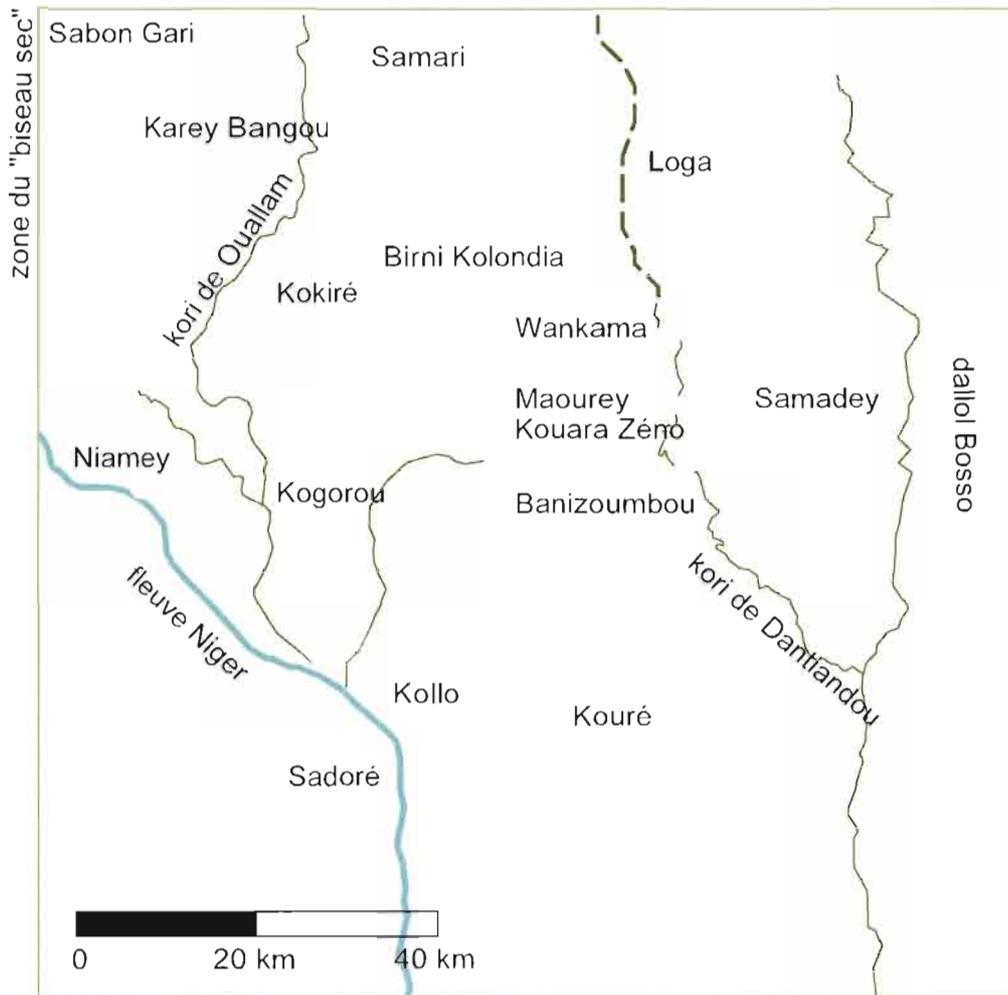
Wood W.W., 1999. Use and misuse of the chloride-mass balance method in estimating ground water recharge. *Ground Water*, 37, 1, 2-3.

Wood W.W. et Sanford W.E., 1995. Chemical and isotopic methods for quantifying ground-water recharge in a regional, semiarid environment. *Ground Water*, 33, 3, 458-468.

LISTE DES ACRONYMES UTILISES

AISH : Association Internationale des Sciences Hydrologiques
BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières
CEMAGREF : Centre National du Machinisme Agricole, du Génie Rural, des Eaux et des Forêts
CENG : Centre d'Etudes Nucléaires de Grenoble
CRG : Centre de Recherches Géodynamiques (Université de Paris VI- Jussieu)
DIREN : Direction Régionale de l'Environnement
ENGREF : Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et des Forêts
EPSAT-Niger : Estimation des pluies par satellite au Niger
GBE : Géofluides-Bassin-Eau, voir HSM
HAPEX-SAHEL : Hydrologic Atmospheric Pilot Experiment in the Sahel
HSM : HydroSciences Montpellier
IGNN : Institut Géographique National du Niger
IRD : Institut de Recherche pour le Développement
LHGI : Laboratoire d'Hydrologie et Géochimie Isotopique, Université de Paris XI-Orsay
LTHE : Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement, Université de Grenoble
ORSTOM : Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, voir IRD
PNRH : Programme National de Recherche en Hydrologie
PNUD : Programme des Nations Unies pour le Développement
SRAE : Service Régional d'Aménagement des Eaux, voir DIREN
UMR : Unité Mixte de Recherche

Localisation des lieux cités dans le degré carré de Niamey (2 à 3°E, 13 à 14°N)



Localisation des lieux cités dans la région de Diffa

