

THESE

N° d'ordre : **3168**

Présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE EN GENIE CIVIL

Spécialité :

HYDROGEOLOGIE

Préparée au Laboratoire de Mécanique de Lille

STRUCTURE ET MODELISATION HYDRODYNAMIQUE

DES EAUX SOUTERRAINES : Application a l'aquifere

crayeux de la bordure nord du bassin de paris

Par

Sami LALLAHEM

Directeur de Thèse : M. J. MANIA, Professeur, Ecole Polytechnique Universitaire de Lille.

Soutenue le 29 Octobre 2002 devant la commission d'examen :

***Rapporteurs* :** M. E. CARLIER, Professeur, Université d'Artois.
M. M. RAZACK, Professeur, Université de Poitiers.
M. Y. NAJJAR, Professeur, Université de L'Etat de Kansas (U.S.A.).

***Examineurs*:** M. N. CRAMPON, Professeur, Université d'Artois.
M. C. LAMOUREUX, Mdc, Doc. D'Etat, Université de Lille.
M I. SHAHROUR, Professeur, Ecole Polytechnique Universitaire de Lille.

AVANT-PROPOS

A l'issue de ce travail, je tiens à exprimer ma gratitude aux nombreuses personnes qui ont contribué à son élaboration d'une manière directe ou indirecte. Que ceux que j'aurais pu oublier m'en excusent.

Les membres du jury de leur intérêt manifesté à cette étude et d'avoir accepté de bien vouloir la juger ;

M. Le Professeur J. MANIA qui, après avoir accepté de prendre la Direction de la Thèse, m'a donné un goût spécial à l'hydrogéologie, il m'a laissé bien souvent gérer mon travail tout en apportant les critiques et conseils nécessaires lors de son élaboration. Je le remercie vivement pour l'intérêt qu'il a apporté à ce travail, pour ses précieux conseils, sa disponibilité et sa sympathie.

M. Le Professeur N. CRAMPON, ancien Directeur de la Thèse et de la Jeune Equipe 231, « Hydrogéologie, Structure et Matériaux des Milieux Carbonatés » de l'Université des Sciences et Technologies de Lille pour la confiance qu'il m'a témoignée en m'accueillant dans son laboratoire. Il a toujours su apporter un soutien à mon travail par ses conseils et suggestions. Je le remercie vivement de bien vouloir participer au jury.

M. Le Professeur E. CARLIER a accepté la lourde tâche de rapporter ce mémoire, je lui en suis très reconnaissant.

M. Le Professeur M. RAZACK, me fait l'honneur d'assumer la lourde tâche de rapporter ce mémoire, je lui exprime ma profonde reconnaissance.

J'exprime mes vifs remerciements à M. C. LAMOUREUX qui est toujours disponible pour me faire profiter de ses reconnaissances en géologie structurale et pour les nombreux samedis passés soit sur le terrain soit au laboratoire.

M. Le Professeur I. SHAHROUR pour tous les conseils reçus et les discussions scientifiques et amicales dans les couloirs de l'Ecole Polytechnique Universitaire ou pendant les pauses café. Je le remercie vivement pour ses encouragements et pour sa sympathie.

M. Le Professeur Y. NAJJAR a accepté de rapporter ce mémoire. Je le remercie vivement pour ses nombreux conseils, suggestions et discussion pendant son séjour à Lille.

Messieurs Les Professeurs J. FERRIERE et J. L. MANSY pour leurs nombreux conseils et suggestions. Qu'ils trouvent ici mes remerciements et ma reconnaissance.

Messieurs J. Y. CAOUS et LE PRÊTRE et les personnalités du Bureau de recherches Géologiques et Minières de Lezennes, qui m'ont accordé les documents nécessaires et pour leurs commentaires précieux.

Mes sincères remerciements s'adressent également à Messieurs Les Maires des communes de Heuchin et de Fiefs de m'avoir accordé les documents nécessaires. Une pensée particulière à Monsieur Le Maire de la commune de Fiefs pour son hospitalité, pour m'avoir guidé, accompagné une journée sur le terrain ainsi que pour m'avoir laissé libre accès à sa propriété ainsi que;

Sans oublier les personnalités de l'Association SUBARTESIA qui ont bien voulu m'accorder les documents nécessaires et de visiter quelques carrières souterraines dans la région du Nord Pas-de-Calais.

Durant leurs séjours au Département de Géotechnique & Génie Civil de l'Ecole Polytechnique Universitaire, mes collègues des Universités Marocaines & Algériennes, MM DJABRI, BOUCHAOU, El ACHHEB, BEN ABIDET, .. qui ont bien voulu me faire d'utiles remarques et suggestions sur l'ensemble de ce travail, qu'ils trouvent ici ma profonde reconnaissance.

Mes sincères remerciements à tous ceux qui m'ont autorisé l'accès à leurs puits et sources. Je ne citerai là aucun nom pour permettre à certains d'entre eux de préserver leur anonymat.

Je ne saurais oublier tous les amis M. KHORCHANI, S. CROUTELLE, M^{me} & M. CROUTELLE, A. HANI, S. RIAD, J. ELKATTABI, D. KIFANE, R. CHEKIR, W. DARDOURI,

*L. ZOUHRI, Z. LAFHAJ, S. TIBERGHIE, F. SAIDI, M. BEN HADJ YAHYA & C CARDOT
pour l'ambiance qu'ils font régner et pour leur aide.*

*Aux personnels de l'UFR des Sciences de la Terre, de l'UFR de Géographie et de
l'Ecole Polytechnique Universitaire : Nicole, Dominique, Patrick, Jean, Juliette et Daniel.*

*Je n'oublie pas mes proches, particulièrement mes parents qui ont été toujours
présents tant d'un point de vue moral que financier. Ce travail leur appartient.*

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES	3
LISTE DES FIGURES & DES TABLEAUX	8
<i>Liste des figures</i>	9
<i>Liste des Tableaux</i>	12
INTRODUCTION	13
CHAPITRE I CONTEXTE GENERAL	17
I-Principales formations stratigraphiques	18
I-1 Les formations mésozoïques	18
<i>I-1-1- Le Jurassique :</i>	18
<i>I-1-2- Le Crétacé :</i>	18
I-2 Les formations Cénozoïques	20
I-3 Le Quaternaire	20
II- Géomorphologie	21
Introduction	21
II-1- les vallées :	21
II-2- Les creuses :	21
II-3-les rideaux :	22
II-4- les dolines :	22
II-5- La dissolution :	22
CHAPITRE II CONTEXTE STRUCTURAL	24
Introduction	25
I- Structure d'ensemble	25
I-1- Historique	25
<i>I-1-1- Résultats issus des études sur le Paléozoïque - Mésozoïque</i>	25
<i>I-1-2- Résultats issus des études des compagnies pétrolières</i>	26
<i>I-1-3- Résultats issus de la combinaison des cartes géologiques et des données de forages</i>	27
<i>I-1-4- Résultats issus des mesures des fracturations dans les carrières</i>	28
<i>I-1-5- Résultats issus des études de la stratigraphie</i>	29
I-2- Conclusion	31
II- Analyse structurale du domaine d'étude	31
II-1- Introduction	31
II-2- Cartes d'isobathes	31
II-3- Contexte morphostructural	32
<i>II-3-1- Résultats déduits de la morphostructure</i>	34
<i>II-3-2- Comparaison entre la morphologie et les failles reportées sur la carte géologique</i>	34
II-4-Exploitation des archives des banques de données du sous-sol	35
<i>Carte structurale générale de la craie du secteur d'étude</i>	35
III- Structures déterminées	36

III-1-Etude des structures	36
III-2-Description des plis	36
III-3-Description des failles	37
III-4-Sismique réflexion	38
IV- Carte structurale	41
V- Résultats et Discussions	46
VI- Conclusion	46
CHAPITRE III CONTEXTE HYDRODYNAMIQUE	47
<i>Première Partie : CONTEXTE CLIMATOLOGIQUE</i>	48
<i>Introduction</i>	48
I- Climatologie du domaine d'étude	48
I-1-Précipitations :	48
I-2-Corrélation des données pluviométriques	49
I-3-Comparaison de la pluviométrie des deux stations météorologiques de Fiefs et de Radinghem	51
II- Bilan hydrologique	52
II-1-Evapotranspiration	52
II-2-Bilan d'eau	52
II-3-Mode de calcul	53
II-4-Comparaison des bilans hydriques entre les deux stations météorologiques.	53
II-4-1-Bilan hydrique à la station de Fiefs (1984- 1998)	53
II-4-2-Bilan hydrique à la station de Radinghem (1988 – 1998)	54
III- Conclusion	55
Deuxième partie : DYNAMIQUE DE L'ECOULEMENT DES EAUX SOUTERRAINES	57
<i>Introduction</i>	57
I- Caractéristique de l'hydrogéologie de la nappe de la craie	57
II- Analyse des fluctuations piézométriques	58
II-1-Evolution de la piézométrie au cours de la période : Août 1979 - Juillet 1999.	60
II-2-Evolution de la piézométrie au cours de la période : Août 1975 - Décembre 1994.	61
III- Représentation de la recharge dans un modèle des eaux souterraines	63
IV- Carte de transmissivité du secteur étudié	64
V- Evolution des niveaux piézométriques sous l'effet des pluies efficaces	65
V-1-Effets sous l'influence des pluies enregistrées à la station de Fiefs	65
V-2- Effets sous l'influence des pluies enregistrées à la station de Radinghem	66
VI- Dynamique de la nappe libre de la craie	69
VI-1-Généralités	69
VI-2-Configuration piézométrique connue	70
VI-3-Carte piézométrique en période de hautes-eaux	71
VI-4-Carte piézométrique en période de basses-eaux	73
VI-5-Carte des variations piézométriques entre les périodes de hautes et de basses-eaux	75
VII- Relation entre les structures et les circulations souterraines : Application à petite échelle.	78

VIII- Apports à l'étude d'une karstification fonctionnelle de l'aquifère crayeux	79
IX- Hypothèse de contrôle structural de la dynamique des eaux souterraines : Application à grande échelle	80
IX-1-Structure et configuration de l'aquifère local	80
IX-2-Mise au point d'un modèle	80
IX-3-Validation du modèle	84
X-Calcul de l'évolution de la porosité : Application à la zone de la faille de « Gournay ».	84
XI- Exemple de relation entre la piézométrie et la fracturation	84
XII-Détermination des paramètres physiques de l'aquifère crayeux	87
XII-1-Rappel sur la loi de l'évolution de la surface piézométrique	87
XII-2-Méthodologie & Résultats	88
XIII-Conclusion	92
CHAPITRE IV : ETUDES HYDRODYNAMIQUES ET HYDROGEOCHIMIQUES DES EAUX DE QUELQUES EXUTOIRES DE LA NAPPE DE LA CRAIE	93
Introduction	94
I-Acquisition et caractéristiques des données hydrométriques	94
II- Caractéristiques hydrométriques des exutoires	95
III- Méthodologie de quantification des apports en eau	96
III-1-Courbes de tarage	96
III-2-Résultats et interprétations des transferts Pluies-Débits	97
IV- Détermination des caractéristiques hydrochimiques de la nappe du site	102
IV-1-Résultats des mesures et des analyses chimiques de l'eau.	102
IV-2-Les paramètres physico-chimiques (mesure in situ)	102
IV-2-1-Température de l'eau (T)	102
IV-2-2-Conductivité Electrique (CE)	103
IV-2-3-Le Potentiel Hydrogène (pH)	103
IV-2-4-Oxygène dissous (O ₂)	104
IV-2-5-Le Potentiel d'Oxydo-Réduction (Eh)	105
IV-3-Les éléments de la pollution	105
IV-3-1- Cycle de l'azote	105
IV-3-2-Eléments mineurs naturel	107
Phosphates (PO ₄ ³⁻)	107
IV-3-3-Eléments métalliques en traces	107
Fer (Fe(T))	107
V-Evolution spatio-temporelle des paramètres physico-chimiques	108
V-1-La conductivité électrique	109
V-2-Le pH	110
V-3-La température de l'eau (t _{eau})	111
V-4-Le Potentiel d'Oxydo-Réduction (Eh)	116
V-5-L'oxygène dissous (O ₂)	119
VI- Evolution de la qualité des eaux souterraines de la zone étudiée	122
VII-Mesures des décalages des paramètres physico-chimiques	125
VIII-Analyse en Composantes Principales (ACP)	126
IX- Conclusion	129

CHAPITRE V : MODELISATIONS HYDRODYNAMIQUES	130
<i>Introduction</i>	132
<i>I- Rappel de la méthode du modèle (MMO8)</i>	132
<i>II- Application du modèle MMO8 sur la zone étudiée</i>	134
<i>III- Présentation de la méthode des Réseaux Neuronaux</i>	136
III-1- Les neurones	136
<i>III-1-1- L'état des neurones</i>	137
<i>III-1-2- Les connections entre neurones</i>	137
<i>III-1-3- La fonction de transition</i>	138
III-2- Les Perceptrons Multicouches	139
<i>IV- Application de la méthode Neuronale sur la zone étudiée</i>	140
IV-1- Collecte des données	140
IV-2- Création du modèle	142
<i>V- Méthodologie de simulation des débits</i>	143
V-1- Vue d'ensemble	143
V-2- Calage du modèle	145
V-3- Critère de performance du modèle	147
<i>VI- Résultats et Discussions</i>	148
<i>VII- Conclusion</i>	155
<i>VIII- Méthodologie de prévision des débits</i>	156
VIII-1- Mise au point du modèle	156
VIII-2- Les réseaux alternatifs	157
<i>IX- Résultats et Discussions</i>	158
<i>X- Méthodologie de simulation et de prévision de la piézométrie</i>	164
X-1- Simulation de la piézométrie	164
X-2- Prévision de la piézométrie	172
<i>XI- Conclusion</i>	176
CONCLUSION GENERALE	177
BIBLIOGRAPHIE	181
ANNEXES	190
<i>Annexe I</i>	191
1) Calcul de l'ETP par la formule de Thornthwaite :	192
2) Calcul de l'ETP par la formule de Turc .	193
3) Calcul de l'ETP par la formule de Penman .	193
<i>Annexe II</i>	194
1) Courbe de tarage et débits jaugés de SF2	195
2) Courbe de tarage et débits jaugés de (SF3 + SF4)	195
3) Courbe de tarage et débits jaugés de STRA	196
4) Courbe de tarage et débits jaugés de SEG	196
5) Courbe de tarage et débits jaugés à l'exutoire du bassin versant de STRA	197

6) Courbe de tarage et débits jaugés à l'exutoire du bassin versant de SEG _____	197
Annexe III _____	198
1) Evolution des paramètres physico-chimiques au niveau de SF2 _____	199
2) Evolution des paramètres physico-chimiques au niveau de SF3 _____	200
3) Evolution des paramètres physico-chimiques au niveau de SF4 _____	201
4) Evolution des paramètres physico-chimiques au niveau de STRA _____	202
5) Evolution des paramètres physico-chimiques au niveau de SEG _____	203
6) Evolution des paramètres physico-chimiques au niveau de PIEZO _____	204
Annexe IV _____	205
1) Evolution des éléments chimiques au SF2 _____	206
2) Evolution des éléments chimiques au SF3 _____	207
3) Evolution des éléments chimiques au SF4 _____	208
4) Evolution des éléments chimiques au STRA _____	209
5) Evolution des éléments chimiques au PIEZO _____	210
Annexe V _____	211
1) Valeurs des RMSE correspondants au nombre de neurone dans la première couche cachée _____	212
2) Valeurs des RMSE correspondants au nombre de neurone dans la deuxième couche cachée _____	213
3) Les paramètres pris en considération et les RMSE correspondants _____	215
PRODUCTION SCIENTIFIQUE _____	216
1) Revues internationales (Rang A) _____	217
2) Revues nationales (Rang B) _____	217
3) Articles soumis _____	217
4) Articles à soumettre _____	217
5) Communications acceptées dans des colloques internationaux _____	217
6) Communications acceptées dans des colloques nationaux _____	218
ARTICLES _____	219

Liste des figures et des tableaux

Liste des figures

<i>Fig. 1 Localisation géographique du secteur d'étude</i>	<i>14</i>
<i>Fig. 2. Les transgressions crétacées.....</i>	<i>18</i>
<i>Fig. 3. Carte du Nord du Bassin de Paris : direction tectoniques dans l'infra-mésozoïque</i>	<i>26</i>
<i>Fig.4. Ecorché géologique du Toit du paléozoïque : service C.F.P mars, 1965 (simplifiée)</i>	<i>27</i>
<i>Fig. 5. Carte structurale du Boulonnais par interprétation des données de forage.....</i>	<i>28</i>
<i>Fig. 6. Localisation et Rosaces des fracturations dans les carrières (1, 2, 3, 4).....</i>	<i>29</i>
<i>Fig. 7. Coupes géologiques d'Aumerval à Lillers à travers la concession de Ferfay.....</i>	<i>30</i>
<i>Fig. 8. Cartes de localisation des sondages pour les isohypses du toit du Turonien moyen (A) et du Cénomaniens (B).....</i>	<i>32</i>
<i>Fig. 9. Etude morphologique des feuilles topographiques 2205 (O, E) et 2305 (O, E).....</i>	<i>33</i>
<i>Fig. 10. Carte morphonotectonique des feuilles 2205 (E, O) et 2305 (E, O).....</i>	<i>34</i>
<i>Fig. 11. Carte structurale générale du secteur d'étude (Déduite des données de sondages).....</i>	<i>35</i>
<i>Fig. 12. Types de plis présentes sur le secteur d'étude.....</i>	<i>36</i>
<i>Fig. 13. Structures développées autour d'une faille inverse (Carrière de Gournay).....</i>	<i>38</i>
<i>Fig. 14. Interprétation du profil sismique (BM84K).....</i>	<i>39</i>
<i>Fig. 15. Interprétation du profil sismique (BM84I).....</i>	<i>40</i>
<i>Fig. 16 (a, b, c): Coupes géologiques et leurs localisations.</i>	<i>42</i>
<i>Fig. 17 (d, e, f): Coupes géologiques et leurs localisations.</i>	<i>43</i>
<i>Fig. 18. Carte structure de la zone étudiée.</i>	<i>45</i>
<i>Fig. 19. Pluviométrie du Bassin Artois Picardie (Isohyète des cumuls annuels 1999).....</i>	<i>49</i>
<i>Fig. 20. Test des doubles-cumuls : Boulogne-sur-Mer – Fiefs.....</i>	<i>50</i>
<i>Fig. 21. Test des doubles-cumuls : Boulogne-sur-Mer - Radinghem.....</i>	<i>50</i>
<i>Fig. 22. Comparaison de la pluviométrie sur les deux stations météorologiques de Fiefs et Radinghem.....</i>	<i>51</i>
<i>Fig. 23. Comparaison entre pluie, évapotranspiration et pluie efficace à la station météorologique de Fiefs (1984 – 1998).....</i>	<i>54</i>
<i>Fig. 24. Comparaison entre pluie, évapotranspiration et pluies efficaces à la station météorologique de Radinghem (1988 – 1998).</i>	<i>55</i>
<i>Fig. 25. Variation spatio-temporelle des pluies totales et des Excédents dans les stations météorologiques de Fiefs et de Radinghem.....</i>	<i>56</i>
<i>Fig. 26. Localisation des piézomètres</i>	<i>60</i>
<i>Fig. 27. Comparaison de l'évolution piézométrique de quelques ouvrages (Août 1979-Juillet 1999).....</i>	<i>60</i>
<i>Fig. 28. Comparaison de l'évolution piézométrique de Août 1975 à Décembre 1994.....</i>	<i>62</i>
<i>Fig. 29. Schéma global des facteurs dominants affectant la recharge et le flux souterrain.....</i>	<i>63</i>
<i>Fig. 30. Superposition de la carte de transmissivité et la localisation des points de mesure.....</i>	<i>64</i>
<i>Fig. 31 Exemple d'évolution piézométrique de la nappe de la craie, la pluviométrie et les pluies efficaces par rapport à la station de Fiefs (Janv. 1984 – Déc. 1994).</i>	<i>65</i>
<i>Fig. 32 Exemples d'évolution piézométrique de la nappe de la craie, la pluviométrie et les pluies efficaces par rapport à la station de Radinghem de Janvier 1988 au Mars 1999.</i>	<i>67</i>
<i>Fig. 33. Influence de l'épaisseur de la zone non saturée sur la réponse piézométrique</i>	<i>68</i>
<i>Fig. 34 Carte piézométrique krigée de la nappe de la craie en période de hautes-eaux (Mai 2001).....</i>	<i>72</i>

<i>Fig. 35 Carte piézométrique krigée de la nappe de la craie en période de basses-eaux (Octobre 2001)</i>	<i>74</i>
<i>Fig. 36 Bloc diagramme et carte des écarts piézométriques entre les hautes et basses eaux</i>	<i>75</i>
<i>Fig. 37. Blocs diagrammes et cartes d'épaisseurs des zones non saturées pour des périodes des basses (A) et hautes (B) eaux.</i>	<i>77</i>
<i>Fig. 38. Diagramme de saturation des fissures et de la matrice dans un milieu crayeux fissuré sous u montée et h descente du niveau de la nappe.</i>	<i>79</i>
<i>Fig. 39. Carte piézométrique, sens d'écoulements souterrains et secteurs de mise en place du modèle et validation.</i>	<i>82</i>
<i>Fig. 40. Bloc diagramme schématisant les écoulements souterrains dans le secteur de Fruges</i>	<i>83</i>
<i>Fig. 41 Caractéristiques physiques des deux piézomètres de la nappe turonienne et l'évolution de leurs niveaux sous l'influence de la pluie.....</i>	<i>86</i>
<i>Fig. 42. Caractéristiques physiques des deux piézomètres de la nappe cénomaniennne et l'évolution de leurs niveaux sous l'influence de la pluie.....</i>	<i>87</i>
<i>Fig. 43. Courbes théoriques du tarissement d'une nappe aquifère pour un piézomètre isolé (à partir des valeurs tabulées par Degallier, 1975)</i>	<i>89</i>
<i>Fig. 44. Exemple de détermination des valeurs expérimentales du terrain : Application sur un piézomètre de la vallée de la Ternoise.....</i>	<i>90</i>
<i>Fig. 45 Exemples d'analyse des courbes de tarissement de la nappe de la craie. Estimation de la valeur des distances réduites</i>	<i>91</i>
<i>Fig. 46 Localisation des points de mesures et des stations météorologiques utilisées pour l'étude.....</i>	<i>95</i>
<i>Fig. 47 Courbe de tarage et tableau des débits de SF1.....</i>	<i>97</i>
<i>Fig. 48 Evolution du débit de SF1 sous l'influence de la pluie (Station de Fiefs).....</i>	<i>98</i>
<i>Fig. 49 Relation entre l'endokarst et la surface relative à SF1.</i>	<i>99</i>
<i>Fig. 50 . Evolution du débit de SEG sous l'influence de la pluie (Station de Radinghem).....</i>	<i>100</i>
<i>Fig. 51. Evolution du débit à l'exutoire du bassin versant de STRA sous l'influence de la pluie (Station de Radinghem)</i>	<i>101</i>
<i>Fig. 52 Evolution du débit de STRA sous l'influence de la pluie (Station de Radinghem)</i>	<i>101</i>
<i>Fig. 53 Cycle de l'azote.....</i>	<i>106</i>
<i>Fig. 54 Evolution des paramètres physico-chimiques au niveau de SF1</i>	<i>109</i>
<i>Fig. 55 Evolution de la température de l'eau et le débit de SF1 sous la pluie et la température à la station de Fiefs</i>	<i>113</i>
<i>Fig. 56 Evolution de la température de l'eau et le débit de STRA et de SEG sous la pluie et la température à la station de Radinghem.</i>	<i>115</i>
<i>Fig. 57 Evolution des Potentiels d'oxydoréduction sous l'influence de la pluie</i>	<i>117</i>
<i>Fig. 58 Evolution des potentiels d'oxydoréduction</i>	<i>118</i>
<i>Fig. 59 Evolution des concentrations d'oxygène dissous de SF1, SF2, SF3, SF4 sous l'influence de la pluie (Station Météorologique de Fiefs).....</i>	<i>120</i>
<i>Fig. 60 Evolution des concentrations d'oxygène dissous des STRA, PIEZO, SEG sous l'influence de la pluie (Station Météorologique de Radinghem).....</i>	<i>121</i>
<i>Fig. 61 Evolution des éléments chimiques de SF1</i>	<i>123</i>
<i>Fig. 62 Evolution des éléments chimiques de SEG.....</i>	<i>124</i>
<i>Fig. 63 A, B. Représentations de l'ACP des SF1, SF2, SF3, SF4, PIEZO, SEG et STRA. Espace des variables et des échantillons dans les plans : I-II (A) et I-III (B).....</i>	<i>129</i>
<i>Fig. 64 Diagramme schématique du modèle MMO8</i>	<i>134</i>
<i>Fig. 65 Comparaison des hydrogrammes des débits issus de chaque réservoir (1999-2000).....</i>	<i>135</i>

<i>Fig. 66 Evolutions des débits des réservoirs de régulation et d'infiltration sous l'influence de la pluie efficace (Station météorologique de Fiefs)</i>	<i>136</i>
<i>Fig. 67 Représentation d'un neurone.</i>	<i>137</i>
<i>Fig. 68 Organisation et voisinage dans un réseau de neurones.</i>	<i>138</i>
<i>Fig. 69. Calcul de l'état d'un neurone</i>	<i>138</i>
<i>Fig. 70. Combinaison entre les deux modèles (MMO8 et ANN).....</i>	<i>142</i>
<i>Fig. 71 Architecture simple d'un ANN avec trois couches</i>	<i>145</i>
<i>Fig. 72 Procédure schématique de l'arrêt de l'apprentissage du modèle</i>	<i>147</i>
<i>Fig. 73 Les différents scénarios proposés sur les paramètres d'entrée du modèle.....</i>	<i>149</i>
<i>Fig. 74. Comparaison des RMSE et du décalage dans le temps des paramètres d'entrée.</i>	<i>151</i>
<i>Fig. 75 (a, b). Evaluation des RMSE en fonction du nombre de neurones.....</i>	<i>153</i>
<i>Fig. 76 Evaluation de l'erreur du calage du modèle.....</i>	<i>153</i>
<i>Fig. 77 Comparaison des résultats de simulation entre les différentes couches cachées.....</i>	<i>154</i>
<i>Fig. 78 Comparaison entre les hydrographes du flux sortant simulé et observé.....</i>	<i>155</i>
<i>Fig. 79 Caractéristiques du débit à simuler</i>	<i>156</i>
<i>Fig. 80. Schématisation d'un FNN de prévision</i>	<i>157</i>
<i>Fig. 81 (a, b). Comparaison des RMSE des prévisions dans chaque couche cachée.....</i>	<i>159</i>
<i>Fig. 82. Comparaison des résultats de simulation pour différentes couches cachées.....</i>	<i>160</i>
<i>Fig. 83. Déclinaison du coefficient de détermination avec l'augmentation du temps de prévision.....</i>	<i>161</i>
<i>Fig. 84. 2400 heures de prévision du débit des sources à t+1, t+2 et t+3.....</i>	<i>163</i>
<i>Fig. 85. Comparaison des évolutions des débits cumulés de prévisions.</i>	<i>164</i>
<i>Fig. 86. <u>A</u> : Localisation et regroupement des piézomètres ; <u>B</u> : Classement des piézomètres par numéro d'ordre.....</i>	<i>166</i>
<i>Fig. 87. Architecture simple d'un ANN à trois couches pour la simulation et la prévision de la piézométrie</i>	<i>167</i>
<i>Fig. 88 Architecture simple d'un ANN avec trois couches pour la simulation de la piézométrie au niveau du piézomètre 17-4X-26.....</i>	<i>168</i>
<i>Fig. 89 Comparaison entre les hydrographes, simulé et observé, du niveau de la nappe au piézomètre 17-4X-26.....</i>	<i>169</i>
<i>Fig. 90. Architecture simple d'un ANN avec trois couches pour la simulation de la piézométrie au niveau des piézomètres 17-4X-26 et 17-3X84.....</i>	<i>170</i>
<i>Fig. 91 Comparaison entre les hydrographes, simulé et observé, du niveau de la nappe aux piézomètres 17-4X-26 et 17-3X-84.....</i>	<i>171</i>
<i>Fig. 92 Architecture simple d'un ANN avec trois couches pour la prévision de la piézométrie au niveau des piézomètres 17-4X-26 et 17-3X84 et de la EFAINR.</i>	<i>173</i>
<i>Fig. 93. 30 jours de prévision de la piézométrie au niveau du 17-4X-26.....</i>	<i>174</i>
<i>Fig. 94. 30 jours de prévision de la piézométrie au niveau du 17-3X-84.....</i>	<i>175</i>

Liste des Tableaux

<i>Tab. 1. Bilan hydrique à la station de Fiefs (1984 - 1998).....</i>	<i>53</i>
<i>Tab. 2. Bilan hydrique à la station de Radinghem (1988 – 1998).....</i>	<i>55</i>
<i>Tab. 3. Caractéristiques des ouvrages de la nappe suivie (groupe N°1).....</i>	<i>58</i>
<i>Tab. 4. Caractéristiques des ouvrages de la nappe suivie (groupe N°2).....</i>	<i>59</i>
<i>Tab. 5. Variations des niveaux piézométriques des quelques ouvrages.....</i>	<i>61</i>
<i>Tab. 6. Variations des niveaux piézométriques de quelques ouvrages.....</i>	<i>62</i>
<i>Tab. 7. Comparaison des évolutions des niveaux piézométriques sous une pluie efficace identique (pluie enregistrée à la station de Fiefs).....</i>	<i>66</i>
<i>Tab. 8. Comparaison des évolutions des niveaux piézométriques sous une pluie efficace identique (pluie enregistrée à la station de Radinghem).....</i>	<i>67</i>
<i>Tabl. 9 Valeurs des transmissivités déterminées à partir des périodes de tarissement des piézomètres.....</i>	<i>92</i>
<i>Tab. 10 Caractéristiques hydrométriques des points de mesure de débits.....</i>	<i>96</i>
<i>Tab. 11 Eléments caractéristiques de chaque points de mesures.....</i>	<i>97</i>
<i>Tab. 12 Variation de la température de l'eau (Décembre 1999- Mars 2001).....</i>	<i>103</i>
<i>Tab. 13 Variation de conductivité électrique en $\mu\text{S.cm}^{-1}$ (Décembre 1999- Mars 2001).....</i>	<i>103</i>
<i>Tab. 14 Variation du pH (Décembre 1999- Mars 2001).....</i>	<i>104</i>
<i>Tab. 15 Variation de l'oxygène dissous (Décembre 1999- Mars 2001).....</i>	<i>104</i>
<i>Tab. 16 Variation du potentiel d'oxydoréduction (Décembre 1999- Mars 2001).....</i>	<i>105</i>
<i>Tab. 17 Variation des concentrations de nitrate, de nitrite et d'ammonium (Juillet 2000- Mars 2001).....</i>	<i>105</i>
<i>Tab. 18 Variation des concentrations du phosphate (Décembre 1999- Mars 2001).....</i>	<i>107</i>
<i>Tab. 19 Variation des concentrations du fer (Décembre 1999- Mars 2001).....</i>	<i>108</i>
<i>Tab. 20 Variation de la conductivité électrique (CE) (Déc. 00-Mars 01).....</i>	<i>110</i>
<i>Tab. 21. Variation du pH (Déc. 00-Mars 01).....</i>	<i>111</i>
<i>Tab. 22 Variation de la température de l'eau (Déc. 00-Mars 01).....</i>	<i>111</i>
<i>Tab. 23 Corrélations entre les températures de l'eau et de l'air (station de Fiefs).....</i>	<i>112</i>
<i>Tab. 24 Corrélations entre les températures de l'eau et de l'air (station de Radinghem).....</i>	<i>114</i>
<i>Tab. 25 Matrice des corrélations entre les températures des eaux de l'ensemble des points de mesure (SF1, SF2, SF3, SF4, STRA, SEG, PIEZO).....</i>	<i>116</i>
<i>Tab. 26 Variation du Potentiel d'oxydoréduction en millivolts (Déc. 00-Mars 01).....</i>	<i>116</i>
<i>Tab. 27. Variations des concentration de l'oxygène dissous (O_2) (Déc. 00-Mars 01).....</i>	<i>119</i>
<i>Tab. 28 Calcul de décalage des paramètres physico-chimiques sous l'influence des pluies d'Hiver et de Printemps (Application à SF1).....</i>	<i>126</i>
<i>Tab. 29. Corrélations entre les variables et les axes principaux pour l'ensemble des points d'eau.....</i>	<i>127</i>
<i>Tab. 30 Corrélations entre les variables et les axes principaux pour l'ensemble des points d'eau.....</i>	<i>127</i>
<i>Tab. 31. Critères d'évaluations du modèle.....</i>	<i>152</i>
<i>Tabl. 32. Comparaison des résultats des critères de convergence pour une prévision à deux dates différentes.....</i>	<i>161</i>

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Dans le Bassin Parisien, la craie du Crétacé supérieur est présente sur près de 110000 km², soit sur 20 % du territoire français. Avec celle du Bassin de Londres, elle correspond à la plus grande entité carbonatée d'Europe occidentale. En France, cette craie constitue l'un des aquifères majeurs avec ses 11 à 12 milliards de m³/an d'eau. La bonne gestion de cette ressource qui doit rester renouvelable nécessite une connaissance approfondie des caractéristiques de l'aquifère lui-même dans sa globalité, de celles du matériau qui le compose et de tous les paramètres qui influencent les modalités du fonctionnement de l'aquifère et notamment le renouvellement de ses réserves comme le climat, la géométrie, le relief,....

La forte porosité de cette roche (> 45 %), à la fois de matrice et de fissures, lui permet d'emmagasiner une très grande quantité d'eau. Cependant, s'il s'agit d'un bon aquifère, c'est essentiellement en raison de l'importance du réseau fissural, dense, interconnecté et localement associé à un karst, qui permet de contrecarrer la très faible perméabilité en favorisant les transferts avec une conductivité élevée. Dans l'Artois – Picardie, à la bordure septentrionale du Bassin Parisien, ces dépôts sont considérés comme l'aquifère le plus important, tant par son étendue (80 % de la surface du territoire), par la sollicitation (76,5 % d'eau potable) à laquelle il est soumis que par son rôle écologique marquée par une alimentation constante des différents cours d'eau garantissant des débits d'étiage élevés, même en période de sécheresse.

Afin d'établir la géométrie de cet aquifère et d'en déterminer les paramètres pour mieux comprendre son fonctionnement, nous avons choisi de l'étudier plus particulièrement dans un secteur limité par les villes de Verchocq, Rollancourt, Fiefs et Saint-Donex avec la Plaine des Flandres au Nord et la vallée de la Canche au Sud. (Fig.1).

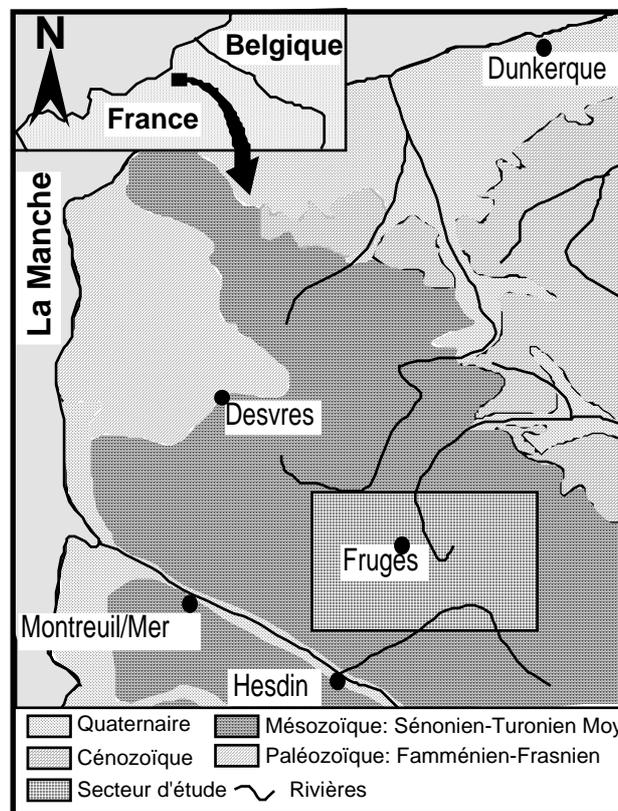


Fig. 1 Localisation géographique du secteur d'étude

Le secteur retenu a une superficie d'environ 530 km². Le choix de ce secteur d'étude n'est pas aléatoire car il a été établi selon différentes paramètres. En premier point, aucune étude détaillée n'a été réalisée, en utilisant différentes méthodologies, à notre connaissance, sur le secteur d'étude. En effet, on ne se contente pas de cartes structurales globales de la région d'étude déduites essentiellement de la morphostructure et de l'étude des niveaux de la craie à partir des sondages effectués dans la région. En second point, peu d'études sont faites sur des secteurs aussi réduits en taille avec utilisation de nouvelles méthodologies pour modéliser l'aquifère crayeux. Signalons cependant l'existence d'études globales sur l'hydrodynamisme des eaux souterraines dans toute la région. En troisième point, les études précédentes sur les émergences de la nappe ainsi que sur la piézométrie de la région sont essentiellement des études quantitatives et qui parfois s'arrêtent au niveau des études statistiques. En quatrième point, on n'a pas d'études hydrochimiques des eaux souterraines détaillées faites sur les longues périodes et d'une façon continue dans le secteur d'étude.

Ce mémoire a été divisé en cinq chapitres. Dans le premier, nous présenterons l'état des connaissances de la région considérée qui nous fournira une approche du contexte du point de vue géographique, stratigraphique et géomorphologique.

Le deuxième chapitre sera consacré à une étude structurale de l'ensemble de la région du Nord – Pas de Calais et plus spécifiquement détaillée dans le secteur retenu afin de bien déterminer la géométrie du réservoir crayeux. Pour cela, nous avons utilisé plusieurs approches dans cette région où les observations directes sont assez réduites : i) la répartition des altitudes de la craie en établissant les cartes des isobathes due celle du Cénomaniens et de celle du Turonien moyen ; ii) l'analyse de la morphostructure du secteur avec la digitalisation des différents talwegs ; iii) l'étude de données de sondages plus ou moins profonds, associée à celle de profils sismiques réflexion. La combinaison des résultats et interprétations de ces diverses données, a permis la mise au point d'une carte structurale schématique fournissant une bonne représentation de la craie et donc une bonne connaissance de la géométrie de l'aquifère.

Le troisième chapitre examinera, dans une première partie, l'hydrologie de surface avec le contexte climatique. Dans une seconde partie, l'hydrogéologie du secteur sera précisée grâce aux données recueillies lors de deux campagnes piézométriques de basses et hautes eaux. Nous pourrons, sur ces bases, tracer des cartes piézométriques et indiquer les directions d'écoulement des eaux souterraines. Nous étudierons les comportements des niveaux piézométriques sous l'influence de la pluie efficace afin de calculer les paramètres physiques notamment la transmissivité hydraulique du réservoir crayeux. La prise en compte des éventuelles relations entre écoulements superficiels et souterrains et de l'influence de la géométrie de l'aquifère mise en évidence sur l'hydrodynamisme des eaux, nous conduira à concevoir, sur une zone bien délimitée, un modèle de fonctionnement permettant d'expliquer au mieux les variations locales du comportement hydrodynamique de la nappe notamment au niveau d'émergences de la nappe et de certains exutoires de bassins versants. La validation du modèle sera réalisée sur une autre partie du secteur. Cette bonne identification de la répartition spatiale des écoulements sera utilisée dans la mise au point d'une optimisation de la gestion et de la protection des réserves.

Le quatrième chapitre étudiera les comportements hydrodynamiques et hydrochimiques des eaux de bassins versants (sources, piézomètre artésien,...) et de quelques exutoires de la nappe. La détermination de l'hydrodynamisme permettra de mieux cerner les comportements de l'aquifère en fonction des pluies et du flux des eaux infiltrées. L'hydrochimie permettra d'affiner la géométrie et le fonctionnement de l'aquifère lui-même et de détecter la présence d'éventuelles pollutions au sein du réservoir.

Enfin, dans le cinquième chapitre, nous avons réalisé une modélisation de l'aquifère crayeux avec deux codes différents de modélisation. Le premier modèle appelé MMO8 a donné de

bons résultats dans le milieu crayeux fracturé en utilisant plusieurs réservoirs hydrodynamiques. Le deuxième modèle appelé RNA ou ANN fait appel aux réseaux de neurones ou réseaux connexionnistes qui se sont fondés sur des modèles qui tentent d'expliquer comment les cellules du cerveau et leurs interconnexions parviennent à lier les entrées et les sorties d'un système. C'est une nouvelle méthodologie qui permet d'interpréter autrement l'hydrodynamisme des eaux souterraines. Cependant, ce travail figure parmi les premiers utilisant cette nouvelle méthodologie pour traiter des problèmes d'hydrologie souterraine. Une autre étape importante et originale dans ce chapitre est la combinaison entre ces deux types de modèles afin de cerner au mieux l'hydrodynamisme des eaux souterraines, de déterminer les paramètres qui influencent le flux sortant, de simuler la piézométrie et les débits au niveau des exutoires et enfin de faire des prévisions de la piézométrie et des débits sortants.

CHAPITRE I

CONTEXTE GENERAL

CONTEXTE GENERAL

I-Principales formations stratigraphiques

I-1 Les formations mésozoïques

I-1-1- Le Jurassique :

Au début du Mésozoïque (-180 millions d'années) auquel correspond le début du cycle Alpin, la région du Nord demeure essentiellement exondée, engendrant ainsi une érosion particulièrement active des reliefs. Dans la partie nord du secteur d'étude, sa limite d'extension, sous les formations crétacées, est déterminée grâce aux sondages pétroliers (C.P.F. (M), COPESEP, R.A.P. & S.N.P.A., 1965). Nous ne présentons pas en détail sa série stratigraphique mais néanmoins, nous citons qu'il est divisé en trois classes. Le Jurassique inférieur (Lias) qui est relativement mal connu vu que les affleurements sont peu nombreux mais il apparaît sous forme de poches en remplissage de karst. Le Jurassique moyen et supérieur correspondent en une alternance de bancs argilo-gréseux et de calcaires.

I-1-2- Le Crétacé :

Les transgressions successives au Crétacé, dans la région du Nord sont schématisées sur la Figure (2).

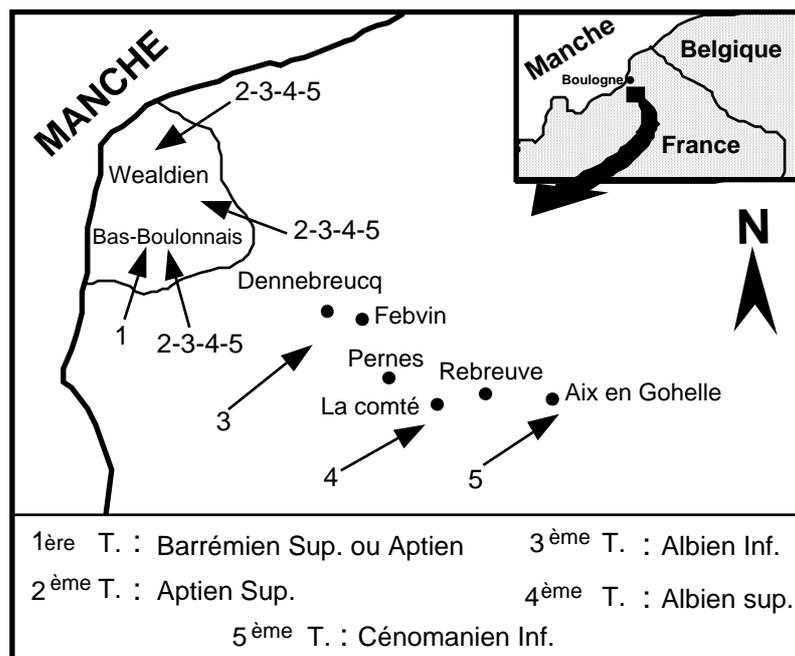


Fig. 2. Les transgressions crétacées

(Parent, 1928)

A l'affleurement, les faciès sont uniquement représentés par ceux de Crétacé sous formes de trois étages : l'Albien, le Cénomaniens et le Turonien (Robaszynski & Amédéo, 1993). Dans les travaux les plus récents dans la région, Robaszynski & Amédéo (2001) ont présenté des nouvelles informations permettant de préciser certains aspects stratigraphiques dans le Crétacé de la feuille de Marquise.

En surface, les craies sont très fendillées. Les formations crayeuses, largement recouvertes de loëss, affleurent surtout sur le flanc des vallées sur plusieurs escarpements et dans différentes carrières. Nous en ferons des descriptions de bas en haut.

I-1-2-a-Crétacé inférieur

Les différentes formations qui composent le Crétacé inférieur ont été largement décrites dans des travaux antérieurs. Sur le secteur étudié, le Crétacé inférieur s'est déposé sous forme de sables (sables verts glauconieux) et d'argiles (Gault). L'Aptien et l'Albien sont constitués de sédiments meubles à caractère transgressif avec des argiles gris - noir riches en fossiles marins et des sables gris ou verts contenant de nombreuses huîtres qui recouvrent en discordance de façon plus ou moins continue les terrains paléozoïques. Aux environs de Lillers, l'Albien s'est déposé dans les bas - fonds où il est épais de quelques mètres. Il a souvent été identifié dans de nombreux forages.

Dans le secteur de Wissant, les sables glauconieux et les argiles à faciès Gault sont bien connus d'après nombreux travaux (Amédéo & Destombes, 1978 ; Robaszynski & Amédéo coord. et *al.*, 1980, Amédéo & Magniez-Jannin, 1982 ; Amédéo & Robaszynski, 1998).

I-1-2-b- Crétacé Supérieur

Au Crétacé supérieur, le bassin de Paris subit les effets d'une vaste transgression eustatique dont le maximum sera atteint durant le Sénonien. Une sédimentation d'un type particulier s'est donc généralisée pendant les 45 millions d'années du Crétacé supérieur, donnant naissance aux craies. Ce sont des dépôts blancs, carbonatés, de nature biochimique, essentiellement composés d'une accumulation de nannoplancton calcaire. Ces éléments sont des micro algues de 10 à 50 microns plus ou moins liés par du carbonate d'origine chimique (Caulier, 1974). Ces craies présentent un aspect lité et argileux, où dans certains niveaux du Cénomaniens, présenté par la Craie Bleue (Monciardini & Andreieff, 1989). En effet, ceux sont les deux fractions qui constituent la craie parfois complétées par une composante argileuse modifiant la couleur de la roche qui peut devenir gris à gris bleu foncé.

La craie cénomaniens : Les premiers dépôts cénomaniens sont constitués, le plus souvent, par une argile grise ou noire plus ou moins sableuse renfermant de nombreux galets de roches paléozoïques et des fossiles albiens remaniés. Ces premiers dépôts cénomaniens argilo -sableux et conglomératiques sont désignés sous le nom de Tourtia. Leurs épaisseurs, comme celles de l'ensemble du Cénomaniens, varient beaucoup d'un endroit à l'autre et augmentent du Nord vers le sud. Après le Tourtia, les dépôts se chargent peu à peu en calcaire et les marnes commencent à apparaître. La partie supérieure du Cénomaniens est constituée par 20 à 30 mètres de marnes crayeuses ou de craies blanches ou grisâtres. Le Cénomaniens comprend trois niveaux : 1) le Cénomaniens inférieur (Craie Bleue) est une craie glauconieuse contenant des marnes grises à noires et des nodules phosphatés. Cette formation est très argileuse (60% de CaCO₃), peu fissurée et par conséquent très imperméable. Selon Levassor (1989), seule sa partie supérieure peut être considérée comme aquifère ; 2) le Cénomaniens moyen, présenté par une craie dure, grise, beaucoup plus fissurée et perméable. Sa teneur en argile est de 20% alors qu'elle était supérieure à 40% au bas de la Craie Bleue (Bertrand et *al.*, 1989) ; 3). Le Cénomaniens supérieur, formé essentiellement de craie blanche avec une porosité de 34 à 39% (Polvêche, 1960). La principale caractéristique de cette formation est son enrichissement en CaCO₃ qui peut atteindre 90%.

Dans le secteur étudié, le Cénomaniens affleure à Raclingham, Vincly, Matringhem, Hezecques et le long de la faille de Pernes à Febvin, Beugin et Pernes.

La craie turonienne : On distingue le Turonien inférieur, moyen et supérieur. Le Turonien inférieur est constitué par 20 à 30 mètres de marnes tendres, plastiques, plus ou moins verdâtres appelées « dièves » (Gosselet, 1910). Du point de vue hydrogéologique, les dièves sont caractérisées par leur étanchéité puisqu'elles séparent la

nappe du Turonien supérieur de celle du Cénomaniens calcaire. Il est difficile de fixer avec précision la limite séparant le Turonien moyen et Turonien inférieur qui sont groupés ici sous la même teinte. Le Turonien moyen est constitué de marnes crayeuses lourdes dont l'épaisseur moyenne varie de 25 à 40 m. Elles sont constituées par une alternance de bancs marneux et crayeux assez durs plus ou moins réguliers qui dominent vers le sommet. Vers la base, les niveaux deviennent plus argileux et l'on passe insensiblement aux dièves du Turonien inférieur. Ces sédiments affleurent largement en Artois essentiellement le long des cours d'eau. Le Turonien supérieur est une craie grisâtre, glauconieuse, d'aspect grenu et noduleux. Généralement, l'épaisseur moyenne de cette formation est d'une dizaine de mètres. Elle apparaît jaunâtre par altération. La partie supérieure de l'assise, durcie par cristallisation de calcite dans les pores de la craie, est désignée sous le nom de « meule » ou « Tun » par les mineurs. Dans la craie grise de cette formation, les silex sont généralement nombreux, irréguliers et de grande taille.

La craie sénonienne : Elle est constituée par la craie blanche proprement dite. L'ensemble de cette craie atteint une cinquantaine de mètres. On y distingue deux parties. La partie supérieure, fine, pure (95 à 98% de CaCO₃), ne renferme pas de silex et représente vraisemblablement le Santonien. La partie inférieure est rapportée au Coniacien. C'est surtout cette dernière qui affleure dans la région : c'est la craie blanche à silex. La craie du Turonien supérieur-Sénonien est caractérisée par une forte porosité (30 à 45%), mais avec des pores très petits (0,1 à 1µm pour la craie) (Crampon et al., 1993). Sa perméabilité sera fonction de l'importance de la fissuration.

I-2 Les formations Cénozoïques

Les formations tertiaires (uniquement d'âge Landénien) : On distingue deux faciès :
 1) continental qui est constitué par des sables fins, blancs, avec boules de grès mamelonnés pouvant renfermer des empreintes de feuilles (*Sabalites primaeva*). Ces grès sont souvent remaniés dans le limon ;
 2) marin qui est composé de sables assez fins, glauconifères, gris vert, qui souvent, en raison de l'altération de la glauconie, prennent une coloration rousse.
 Les témoins landéniens en place sont peu nombreux sur le secteur étudié. Sur la carte de Lillers, il y a quelques petits affleurements localisés (Aumerval, Burbure, Divion, Bourecq, Fléchin). Ces dépôts disparaissent à l'Ouest du Bassin supérieur de la Lawe (dépression de La Comté). Les sables et les grès landéniens (niveau des Sables et grès d'Ostricourt) se trouvent souvent effondrés dans des poches de dissolution formées à la surface de la craie, et sont plus ou moins masqués par les dépôts de limons.

I-3 Le Quaternaire

Au cours du Quaternaire, plusieurs cycles glaciaire/interglaciaire se sont succédés. Ceux-ci ont considérablement influencé l'évolution du relief, la sédimentation continentale avec les dépôts de cailloutis et de lœss. Plusieurs niveaux de dépôts peuvent être repérés :
 - les cailloutis sont représentés par des sables graviers et cailloutis de silex bien roulés associés à des sables quelquefois ferrugineux ou à des limons. Ils sont d'origine fluviale et sont accumulés en plusieurs endroits. Ils proviennent du remaniement d'argiles à silex et de sables landéniens ;
 - les limons pléistocènes qui sont très développés dans la région où ils constituent un manteau très épais (plus de 10 mètres). La composition du limon pléistocène argilo - sableux présente à la base de légères variations suivant la nature des terrains qu'il recouvre. La base du Quaternaire, au contact des craies turonienne ou sénonienne, est souvent argileuse et renferme en grande partie des silex plus ou moins brisés provenant d'un remaniement de l'argile à silex résultant de la dissolution de la partie supérieure des craies (Bonte, 1965b, 1967). Il s'agit du limon rouge à silex, bien développé en particulier au Sud de la crête de l'Artois. Ce limon à silex peut atteindre près de 10 mètres d'épaisseur mais sa répartition est irrégulière. L'argile à

silex est de couleur brune renfermant des silex entiers à patine verdie, toujours de faible épaisseur qui recouvre directement la craie. Ceci est observable sur les parois des poches de dissolution (Bonte, 1971).

- les dépôts superficiels représentés par les alluvions récentes qui tapissent le fond des rivières. Elles sont en général argileuses, brunes, jaunes ou souvent grisâtres en raison de présence de matières organiques d'origine végétale. Les alluvions de la Canche atteignent une dizaine de mètres d'épaisseur ;

- le limon de lavage provient essentiellement du remaniement des limons pléistocènes. Il contient fréquemment des matières organiques lui donnant une teinte grisâtre. Il renferme également des granules de craie, parfois très abondants et des silex plus ou moins fragmentés. Sa localisation sur la carte précise l'emplacement des vallées et des vallons secs.

Les travaux récents de Lefèvre & Sommé (2001) sur les formations quaternaires du Bas-Boulonnais et leur représentation cartographique sur la feuille de Marquise ont en évidence de paléo-reliefs colmatés par des formations génétiquement complexes et épaisses de plusieurs dizaines de mètres d'âge pléistocène inférieur et moyen.

II- Géomorphologie

Introduction

La région étudiée est caractérisée par une grande diversité d'éléments morphologiques. On distingue en effet, des vallées, des creuses, des rideaux et des dolines.

II-1- les vallées :

De très nombreuses vallées, à majorité sèches, entaillent les plateaux. Généralement, elles sont bordées d'escarpements. Les vallées sont principalement de deux types : les vallées symétriques et les vallées dissymétriques. Ces dernières se sont façonnées en climat périglaciaire, alternance gel - dégel, au cours du Quaternaire dans une lithologie homogène (Tricart, 1967) auxquelles s'ajoutent les influences tectoniques (Yong, 1972). Par ailleurs, le versant le plus pentu est systématiquement tourné vers le SW ou vers le NW (Bracq, 1994). Cette dernière constatation paraît en relation avec le quadrillage tectonique (Sommé, 1977 et Bracq, 1994). Ces vallées actuelles crayeuses ainsi que leurs bordures ont la particularité d'être organisées en terrasses. Les origines de ces vallées sèches ont donné lieu à de nombreuses discussions qui peuvent être signalées ci-dessous :

En 1887, Reid énonce que ces vallées résultent de phénomènes purement climatiques consécutifs aux alternances de gel et de dégel qui ont favorisé une augmentation de changement de perméabilité de la craie.

Pour Gosselet, 1905, l'origine des vallées est due à des dissolutions de la craie par infiltration d'eau superficielle.

En 1985, Colbeaux & Sommé écartent l'hypothèse de l'action de la tectonique dans la genèse de certaines vallées.

II-2-Les creuses :

Les creuses sont des traits morphologiques typiques des pays crayeux . Elles sont largement répandues en Picardie et dans le Nord Pas-de-Calais. Elles sont généralement sèches, avec des bords très abrupts, voire presque verticales. Elles sont souvent envahies par la végétation. Ces formes constituent des obstacles pour l'exploitation agricole. Elles peuvent être à l'origine d'inondations pour les villages qui se trouvent à l'aval (l'exemple de la creuse de Saint- Doneux, région d'Hesdin,). Elles participent enfin à la recharge de la nappe.

Leurs études semblent avoir débuté avec Boursault (1894) qui a remarqué que les ravins secs répondent à des orientations préférentielles et prennent fréquemment un tracé en baïonnette. En 1997, de Foucault et *al.* émettent l'hypothèse qu'une activité néotectonique

aurait pu être à l'origine de leurs formations. Dans certaines creuses comme celle dite "Fond Tillier" à Coupelle-Vieille, les cours d'eau ont entaillé les formations du Turonien inférieur sur une épaisseur de 2 m (Lallahem, 1998).

II-3-les rideaux :

Ils correspondent à des escarpements marqués par de brusques dénivellations de terrain qui se présentent sur les versants à faible pente des vallées. Ce sont des modelés morphologiques spécifiques au substrat crayeux, caractérisés par des éléments linéaires. Ces rideaux peuvent être disposés parallèlement aux talwegs.

L'origine de ces rideaux diffère d'un auteur à un autre. D'après De Lapparent (1890), les rideaux correspondent à la régularisation par le labourage, de tous les accidents naturels qui interrompent la régularité de la pente d'un versant.

Selon Lasne (1890) et Leriche (1926), leurs dispositions topographiques semblent être plutôt le résultat de phénomènes de dissolution souterraine de la craie. En 1929, Aufrère attribuait aux rideaux une origine anthropique liée aux pratiques culturelles. Mais cette hypothèse ne saurait être retenue pour les rideaux de hauteur importante.

D'après Bracq (1992), l'origine de ces rideaux est essentiellement naturelle. En effet, une étude a montré des affleurements de la craie turono-sénonienne au niveau de certains rideaux dans le secteur du Cap Blanc-Nez, dans les régions de Lumbres, de Lisbourg et d'Arras.

En 1995, Bonnet a montré que la présence des rideaux est corrélée avec celles des vallées productrices en eau.

II-4- les dolines :

Ce sont de petites cuvettes plus ou moins coniques qui donnent au paysage un aspect topographique anormal avec de légers affaissements de terrains de dimension décamétrique. Dans le secteur d'étude, quelques exemples de dolines peuvent être cités : "Fond Tillier" à Coupelle-Vieille, "Bois Madame" dans la région de Wailly ou encore des champs à Moulain des Cagnards (Hirech 1992).

L'origine de ces dolines, comme d'ailleurs le cas des autres traits morphologiques cités précédemment, a donné lieu à de nombreuses discussions qui peuvent être signalées. En 1921, Martel a mentionné trois possibilités sur l'origine de ces dépressions. Elles résultent d'un effondrement des voûtes sur un réseau hydraulique souterrain voisin de la surface ou d'un accident tectonique ou bien de l'érosion tourbillonnaire superficielle.

D'après Rodet et al (1979), l'origine de ces dolines résulte d'un creusement, depuis le Néolithique jusqu'au XX^{ème} siècle, des sols crayeux.

Enfin, et d'après Roux (1963), Rico (1990), Calba (1980), les dolines restent les formes superficielles qui caractérisent certains phénomènes karstiques.

II-5- La dissolution :

Bien que le résidu de la dissolution (argile éluviale) n'entre que pour une part insignifiante dans la constitution du manteau superficiel à silex. Le caractère essentiel de la dissolution est qu'elle se réalise sous une couverture qui canalise l'infiltration pour donner naissance à des poches de dissolution. Dans le cas d'une couverture perméable, l'infiltration se manifeste en un point privilégié (franges d'infiltration, en liaison avec la perméabilité relative de la couverture et avec les dépressions de la surface topographique) ou, au contraire, se répartit uniformément au sommet de la craie qui peut être modifié. La dissolution est donc influencée par la texture de la roche plus ou moins perméable. On assiste ainsi à la formation de grandes poches peu nombreuses ou de poches de petite taille très abondantes suivant les modalités de l'infiltration et du drainage. Le contenu des poches sera donc le reflet de la couverture qui a permis leur formation (Bonte, 1955, 1971).

La dissolution se poursuivant de façon plus ou moins régulière, il se produit à l'intérieur des poches, notamment si elles sont très grandes, un brassage des éléments autochtones (argile éluviale) et des éléments allochtones (manteau superficiel) pour donner une argile à silex complexe mais à dominante éluviale. En même temps, la morphologie des poches se complique car le drainage subit constamment des migrations et des rajustements, en raison de la perméabilité relativement faible du remplissage. On assiste alors à la formation de poches très contournées plus ou moins coalescentes.

CHAPITRE II
CONTEXTE STRUCTURAL

CONTEXTE STRUCTURAL

Introduction

Comme toute étude hydrogéologique, la mise en évidence du réseau fracturé est primordiale aussi bien pour la matérialisation de la géométrie de l'aquifère que pour l'optimisation de la production des réservoirs et l'établissement du sens d'écoulement préférentiel. Dans ce chapitre et dans un premier temps nous présentons les résultats des travaux antérieurs dans le secteur étudié. Dans un deuxième temps, nous présentons les approches utilisées, l'observation de diverses formations en carrières et parfois en galeries, les données de forages, la morphostructure et la sismique réflexion, ainsi que des résultats trouvés pour l'étude de structuration du secteur étudié.

I- Structure d'ensemble

I-1- Historique

I-1-1- Résultats issus des études sur le Paléozoïque - Mésozoïque

Dans les premiers travaux synthétiques, Gosselet (1908) détermine de nombreuses failles épicrotacées, responsables du horst de l'Artois, WNW-ESE.

Leroux & Pruvost (1935) distinguent différentes entités dans les terrains paléozoïques, au sud de la Faille du Midi. Ils déterminent du N vers le S :

- un anticlinal dans le prolongement de l'axe du Condroz défini plus à l'Est au sein duquel les plis aigus passent à un vaste bombement à cœur de Gédinnien vers l'W. Affaissée dans sa partie N sous le Boulonnais et reprise par la phase cénozoïque de plissement, cette structure a pour direction WNW-ESE au nord et correspond à un large plateau au sud dont la surface accidentée a été marquée par les périodes d'émersion triasique et jurassique (Gosselet, 1903).
- plus au sud, le Synclinorium de Dinant se prolonge et limite cette zone anticlinale.
- encore plus au sud, c'est la continuité de l'Anticlinal de Rocroi.

Bouroz (1962) précise le tracé des failles épicrotacées mis en évidence au Tertiaire ; pendant l'affaissement de la plaine flamande, l'axe de l'Artois a été le siège d'un mouvement surrectionnel qui a réactivé diverses anisotropies du socle paléozoïque. Buroz publie une carte sur laquelle il met en évidence les trois zones, citées précédemment, et il montre que le secteur de la Canche recouvre les deux dernières entités (Fig.3)

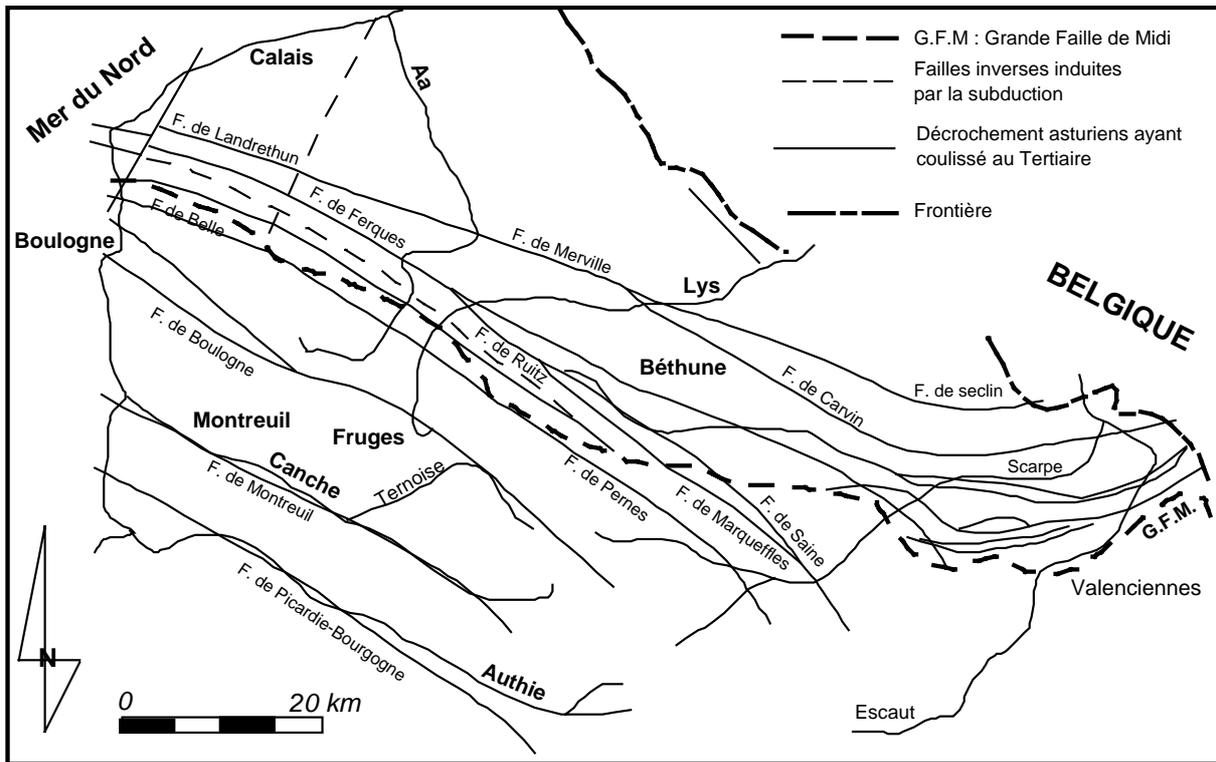


Fig. 3. Carte du Nord du Bassin de Paris : direction tectoniques dans l'infra-mésozoïque (d'après Bouroz, 1988).

I-1-2- Résultats issus des études des compagnies pétrolières

Les compagnies pétrolières (C.F.P. (M), COPESEP, R.A.P. & S.N.P.A., 1965), sur la base de données sismiques et forages, dressent des cartes détaillées du socle de la région (Fig.4). Elles montrent l'influence directe de ces accidents sur la structure de la couverture. Le style tectonique des accidents de la couverture qui déterminent le quadrillage est en effet sous l'influence directe du socle peu profond. Les ondulations anticlinales et synclinales, réduites à l'état de dômes et cuvettes, sont non seulement généralement dissymétriques (Briquet, 1922), mais affectées de failles ou de fractures, correspondant ainsi à un style de blocs calqué sur celui du socle (Sommé, 1977).

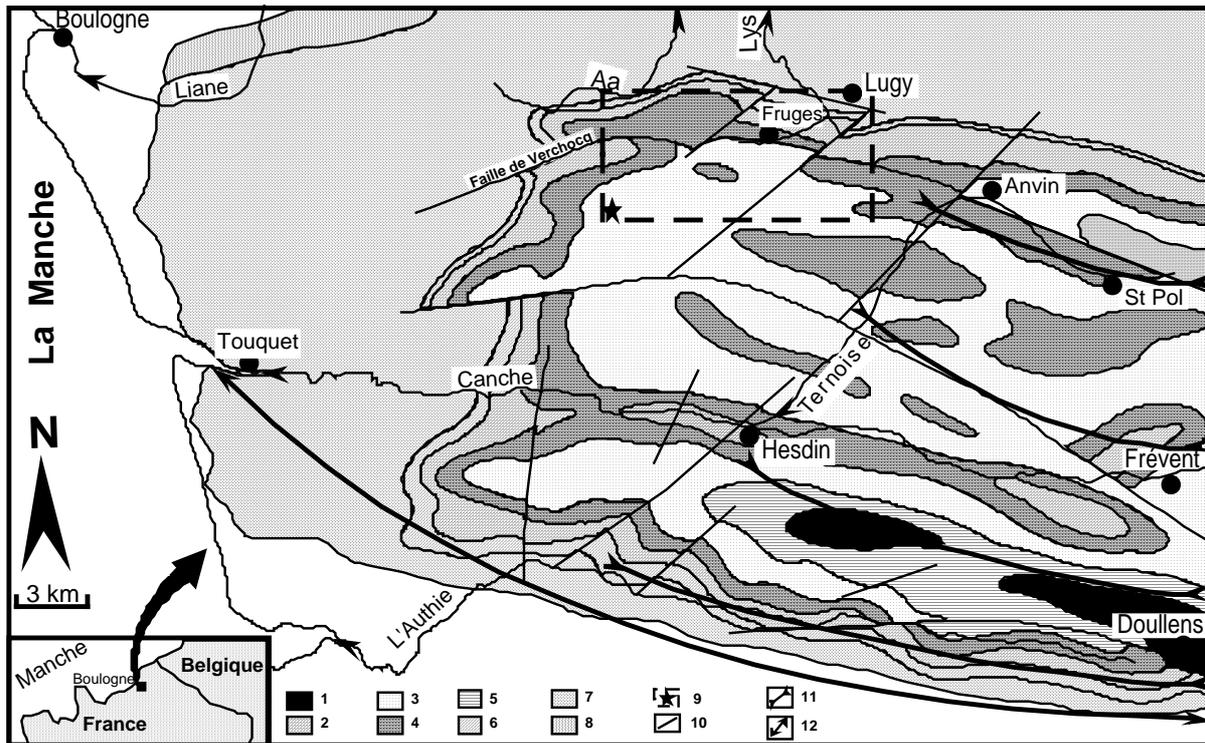


Fig.4. Ecorché géologique du Toit du paléozoïque : service C.F.P mars, 1965 (simplifiée)

1- Westphalien-namurien, 2-Dinantien, 3-Famennien, 4-Frasnien, 5-Givetien, 6-Couvinien, 7-Dévonien inf., 8-Silurien, 9-secteur d'étude, 10-faille, 11-Axes synclinaux, 12-Anticlinal de Rocroi.

Les précisions apportées sur la structure soulignent la présence d'un grand nombre de failles longitudinales NW-SE à pendage S, bien identifiables dans les formations paléozoïques, décalées par des failles transversales NE-SW plus redressées.

I-1-3- Résultats issus de la combinaison des cartes géologiques et des données de forages

La figure (5) résulte d'une compilation des données provenant des cartes géologiques du Boulonnais et de la réinterprétation des données de forages (Colbeaux et *al.*, 1993). Elle permet de mettre en évidence les principaux épisodes de structuration géologiques dans la boutonnière du Boulonnais. Les failles subverticales qui affectent les terrains du Paléozoïque au Quaternaire appartiennent à plusieurs familles dont les principales ont des directions majeures N020-040° et N100-110° et plus rarement N60-70 et N120-130°

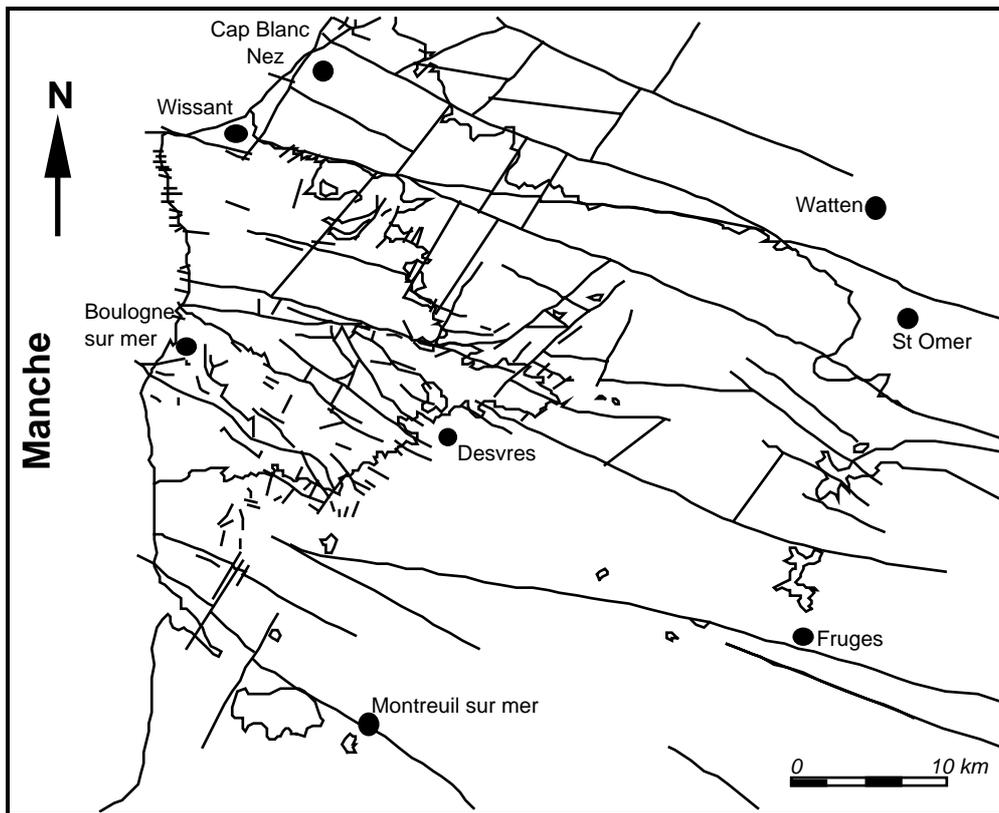


Fig. 5. Carte structurale du Boulonnais par interprétation des données de forage.

(Colbeaux et al., 1993)

1-1-4- Résultats issus des mesures des fracturations dans les carrières

Dans la région d'étude, Lempereur (1983) a prouvé que les levés de fracturation sur des affleurements ont permis de vérifier la présence de grandes failles reconnues et ils ont autorisé également de déterminer la distribution directionnelle des fractures ainsi que l'évaluation du poids relatif de chaque famille d'orientation (Fig. 6). Razack (1986) a utilisé une approche probabiliste pour l'étude de la fracturation des roches basée sur la théorie des variables régionalisées afin de mettre en évidence les conséquences qui peuvent en découler quant à l'identification de la géométrie des réservoirs. La région d'étude est recoupée par un certain nombre de grandes failles plurikilométriques qui délimitent des panneaux d'extension variable à l'intérieur desquels s'organise la petite fracturation. La densité de celle-ci n'est pas répartie de manière aléatoire, mais présente une corrélation spatiale avec des failles régionales. Dans la majorité des cas, les grandes failles apparaissent après cette petite fracturation, qui perturbe la cohésion et la structure entre les différents compartiments, et empruntent les plans qui contiennent statistiquement le plus grand nombre de zones à forte densité de fracturation de même direction qu'elles (Billiaux, 1990).

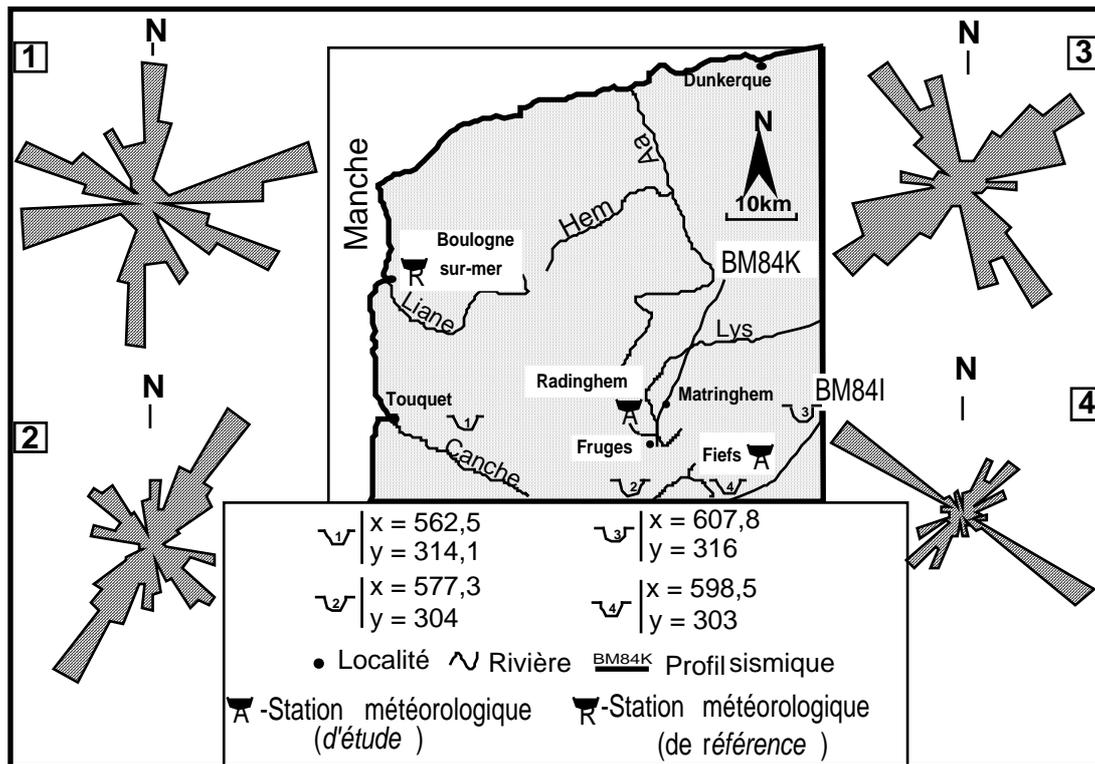


Fig. 6. Localisation et Rosaces des fracturations dans les carrières (1, 2, 3, 4)

A partir de la rosace de fracturation au niveau des carrières localisées sur la carte ci-dessus, on remarque que dans les carrières situées sur la carte de Fruges, cinq directions de fracturation peuvent être identifiées : N00-10°, N20-60°, N70-90°, N110-130° et N130-150°. A l'intérieur de celles-ci, les directions N30-40°, N00-10° et N100-110° prédominent. En ce qui concerne les carrières situées sur la carte de Lillers, de même cinq familles de fracturation peuvent être identifiées : N20-30°, N40-50°, N40-80°, N120-130° et N150-170°. A l'intérieur de celles-ci, les directions N50-70°, N140-150° et N160-170° prédominent.

I-1-5- Résultats issus des études de la stratigraphie

Du point de vue stratigraphique du secteur étudié, on note que :

Sur la feuille de Fruges (1/50 000), les terrains primaires affleurent au Nord-Est à la faveur de l'anticlinal de l'Artois. Les couches crétacées qui sont transgressives sur les formations primaires, plissées lors de l'orogénèse hercynienne, sont inclinées assez régulièrement vers le Sud-Ouest. Ces couches crétacées déterminent un plateau essentiellement crayeux recouvert en grande partie par les limons Pléistocènes. Les sédiments crétacés affleurent surtout sur les flancs des vallées découpant le plateau.

Sur la feuille de Lillers (1/50 000), la plaine de la Lys occupe l'angle Nord-Est de la carte et se prolonge sur toute la partie nord de la feuille de Béthune. Les limons superposés à l'argile d'Orchies constituent la presque totalité du sous-sol de cette région. Tout le reste est constitué par un plateau essentiellement crayeux, recouvert en assez grande partie par des limons Pléistocènes. Les sédiments crétacés affleurent surtout sur les flancs des petites vallées découpant le plateau.

Du point de vue structure, le trait majeur qui affecte la région est la présence de l'axe de l'Artois qui traverse la région du NW au SE (Delattre, 1969).

Le horst de l'Artois est engendré par un accident cisailant de type dextre mis en place postérieurement au grand chevauchement de la faille du Midi d'âge tardi-hercynien (Colbeaux, 1974). Dès le Crétacé terminal, l'axe artésien semble s'individualiser comme horst

pour la première fois. Le bombement parallèle à la bordure nord des collines de l'Artois et le mouvement de surrection qui s'est produit au Tertiaire ont été accompagnés du jeu en sens inverse de failles ayant affecté auparavant le socle primaire (Delattre, 1969). Gosselet (1908; 1910) a désigné ces failles sous le nom de failles épicrotées. D'Ouest en Est, on distingue la faille de Pernes, la faille de Marqueffles et la faille de Ruitz.

Les failles épicrotées se sont produites d'abord lors du plissement général des couches du Primaire, puis elles se sont réouvertes après le dépôt de la craie. Il en résulte deux phases tectoniques : l'une anté-crétacée qui a engendré la fracture du Paléozoïque en pente vers le sud. Les rejets dus à cette phase sont évalués à plusieurs centaines de mètres dans les terrains primaires où les compartiments situés au Sud-Ouest des failles sont affaissés. L'autre post-crétacée donne naissance à une fracture en pente généralement vers le Nord. Les rejets résultant de cette phase sont évalués à une soixantaine de mètres pour la faille de Ruitz et à une centaine de mètres pour la faille de Pernes. Ils se sont produits en sens inverse des précédents, les compartiments situés au Nord-Est sont cette fois affaissés. Ces deux phases ont été séparées par un intervalle de temps extrêmement long.

En effet, au Nord des failles de Pernes et de Ruitz, les couches sont au contraire inclinées doucement vers le Nord-Est, vers le bassin de la Flandre. Au Sud de la faille de Pernes, le Turonien moyen affleure. Ce point provoque l'émergence des eaux souterraines recelées par les assises crayeuses du Turonien supérieur et du Sénonien. Un peu plus vers le Sud, cette plaine est limitée par les premiers contreforts des collines de l'Artois dont le tracé correspond sensiblement au passage de la faille de Ruitz.

La faille de Marqueffles, post-crétacée, a abaissé la partie nord de 200 mètres environ. Elle a suivi le mouvement d'affaissement de la plaine de Lens tandis que la partie sud qui comprenait le sommet de la paléocolline était exhaussé (mouvement ascensionnel oblique vers le NW). Au sommet de ces escarpements, on débouche sur un plateau crayeux, entrecoupé de vallées peu profondes, où, sous un faible recouvrement de Quaternaire, affleure la craie perméable du Sénonien.

En conclusion, on note un abaissement du côté occidental dans le houiller (phase anté-crétacée) et un abaissement du côté oriental dans la craie (post-crétacée). Toutes ces explications se résument sur la figure (7):

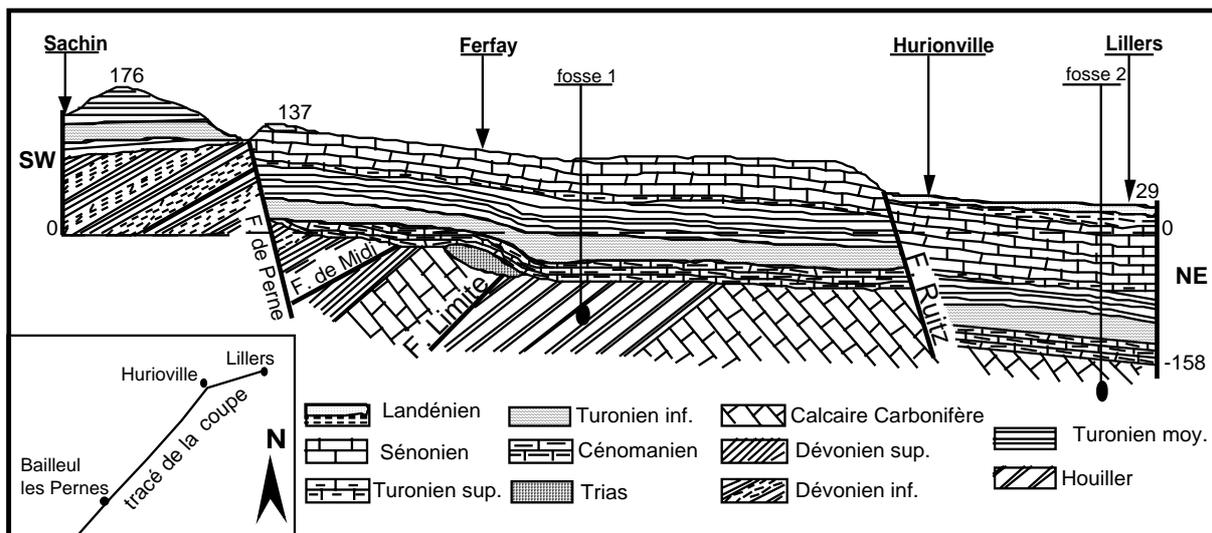


Fig. 7. Coupes géologiques d'Aumerval à Lillers à travers la concession de Ferfay.

(Gosselet, 1911 modifiée)

I-2- Conclusion

L'analyse des résultats des travaux antérieurs révèle que le système faillé de la partie occidentale du Nord de la France des assises crétacées de l'Artois, serait caractérisé par deux grandes familles de failles hercyniennes de direction, respectivement longitudinale N100-110 et transversale N30-40 (Dassonville et *al.*, 1966 ; Bonte, 1969 ; Colbeaux, 1974, 1975 ; Mania, 1977). Les failles, dues à la phase tertiaire et qui affectent les terrains éocènes, ont des rejets pouvant dépasser la centaine de mètres. Dans les terrains paléozoïques, les couples de rupture cisailant associés aux contraintes compressives méridiennes ont des directions conjuguées majeures N020-040 et N150-170 et pour ceux de contraintes équatoriales, elles sont N070-080 et N120-140 Mania (1975). Les structures déterminées sont donc caractérisées soit, pour les uns, par des plis associés à des failles majeures aux forts pendages à proximité de la surface et plus faibles en profondeur et, pour d'autres, les décalages de surfaces-repères mentionnés dans les descriptions de sondages seraient liés à des rejets de failles sub-verticales.

II- Analyse structurale du domaine d'étude

II-1- Introduction

Si les grands traits structuraux des formations ont déjà été définis sur la région de l'Artois et du Boulonnais, notamment dans le Paléozoïque de l'ensemble du secteur minier, les études structurales détaillées prenant en compte la géométrie réelle, à petite et à plus grande échelle, et l'état structural des formations mésozoïques restent encore à faire.

Un des buts de ce travail est de mettre en évidence et de caractériser les structures associées à l'activité tectonique récente enregistrée par les formations crétacées de l'Artois et plus spécifiquement dans le secteur de la haute vallée de la Lys, de celle de la Traxenne (affluent de la Lys) et de la Ternoise (affluent de la Canche) (Fig. 1). La rareté des affleurements nous a conduit à examiner de façon attentive toutes les carrières et à rechercher des galeries d'anciennes exploitations souterraines et l'accès aux fronts de taille auxquels ils peuvent parfois aboutir. Nous avons également utilisé les diverses données de forages (une cinquantaine d'entre eux ont atteint au moins les formations paléozoïques), les diverses coupes géologiques relevées lors de travaux antérieurs et des profils sismiques. Ces méthodes sont précédées par deux études préliminaires basées sur les cartes d'isobathes de niveaux repères et sur la morphostructure.

II-2- Cartes d'isobathes

Dans la région d'étude, nous avons eu les premières visions de l'aquifère crayeux suites aux travaux de Caulier (1974). Cet auteur a dressé des cartes d'isobathes et d'épaisseurs des faciès du Cénomaniens, du Turonien inférieur, du Turonien moyen, du Turonien supérieur ainsi que du Sénonien. Dans notre étude, nous avons pris en considération ces anciens travaux mais en plus nous les avons complétés par de nombreuses données d'interprétations lithologiques de sondages et de forages réalisés après 1974. Toutefois, nous pouvons considérer que la précision cartographique serait plus grande. Nous avons dressé des nouvelles cartes hypsométriques (fig. 8) de la zone étudiée où nous avons choisi deux niveaux repères qui sont vraisemblablement précis et fiables : le Turonien moyen (A) et le Cénomaniens (B). Pour l'interpolation, nous avons utilisé la méthode de « krigage ».

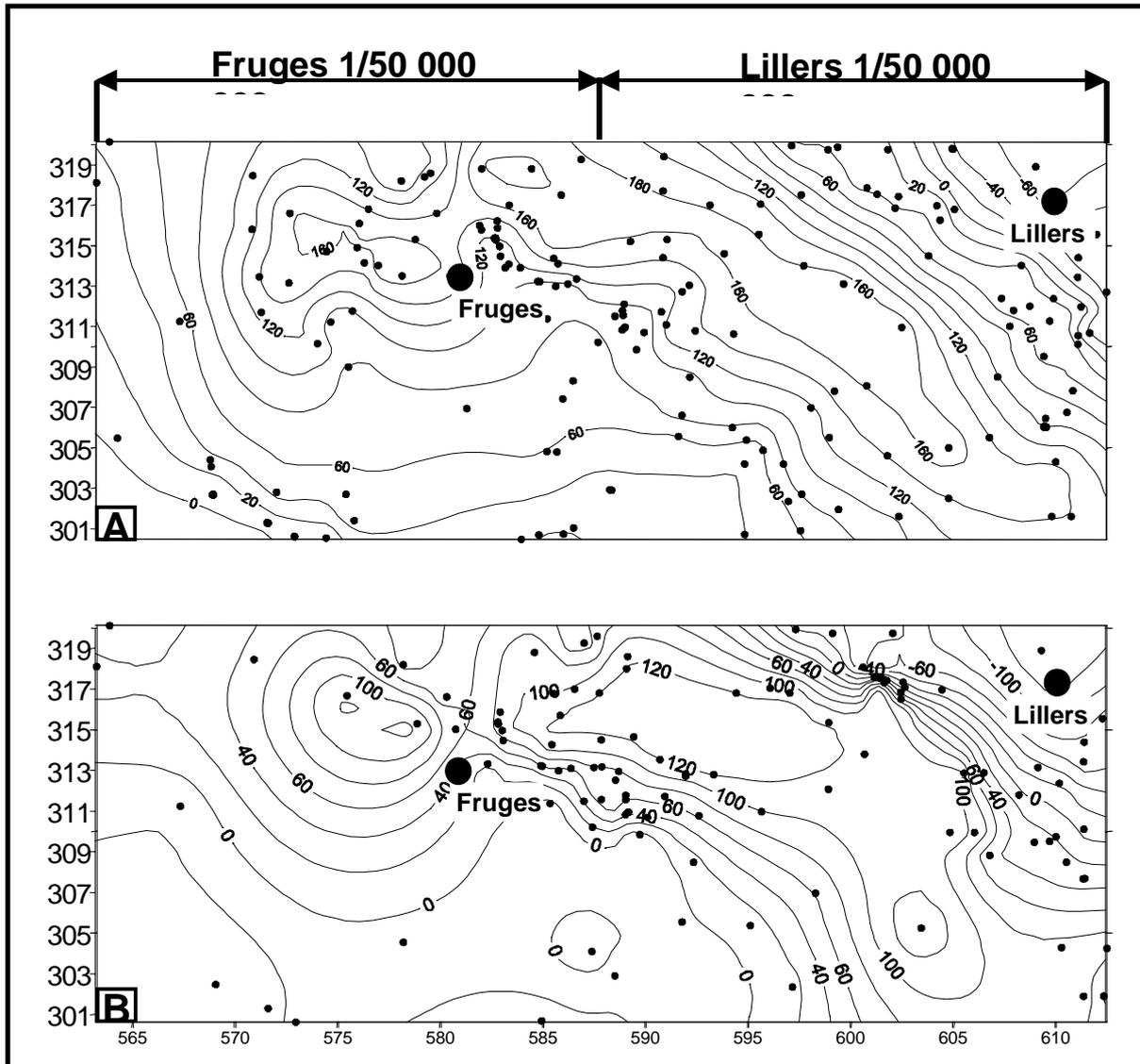


Fig. 8. Cartes de localisation des sondages pour les isohypses du toit du Turonien moyen (A) et du Cénomaniens (B).

A partir de ces cartes, on remarque que l'élément structural majeur est l'axe de l'Artois d'orientation NW-SE. Cet axe est bordé au nord par la plaine de la Flandre et au sud par la plaine Picardie.

II-3- Contexte morphostructural

L'utilisation des données de relief dans les études géologiques est devenue classique pour avoir une idée générale sur la localisation et/ou la reconnaissance des déformations souples (plis) ou cassantes, de même que les caractères des organisations hydrographiques renseignent sur la nature et l'organisation des terrains environnants (Coque, 1988). Cette méthode est reconnue depuis très longtemps, notamment en France (Daubré, 1879) reprise par Small (1972); Colbeaux *et al.* (1978); Calba (1980); Colbeaux & Sommé (1985); Carlier *et al.* (1983). Elle a été développée de manière systématique et informatisée par Delay *et al.* (1991, 1992). Ces auteurs ont montré qu'il existait une bonne adéquation entre les orientations des traits morphologiques et la structure tectonique. Ceci est d'autant plus vrai que la craie

turono-sénonienne du Nord de la France affleure largement et constitue un matériau dont le modelé morphologique enregistre assez fidèlement les directions de fracturation (Colbeaux & Sommé, 1981). Ces dernières ont montré sur la feuille de Desvres (Zone au nord ouest du secteur d'étude) qu'il y avait une liaison évidente entre les traits géomorphologiques, la fracturation de la craie et les failles cartographiées ou déduites des sondages. Cependant, une telle étude n'est possible que si le substratum est affecté essentiellement par des failles verticales, donc susceptibles de marquer la morphologie grâce à leurs rejets verticaux. Dans le secteur d'étude, les failles verticales sont quasi absentes contrairement à ce qui est indiqué dans de nombreux travaux antérieurs.

Dans notre étude, la numérisation des linéaments sur le secteur d'étude s'est faite par digitalisation des segments. Les éléments qui sont pris en considération sont les fonds de talwegs. Une étude de la répartition directionnelle des linéaments, soit en nombre, soit en longueurs cumulées par classe d'orientation de 10° a été effectuée pour chacune des cartes topographiques : Fruges 2205 Est et Ouest, et Heuchin 2305 Est et Ouest. Les résultats obtenus à l'intérieur de cette surface sont représentés sous forme d'histogramme et de rosace (Fig. 9).

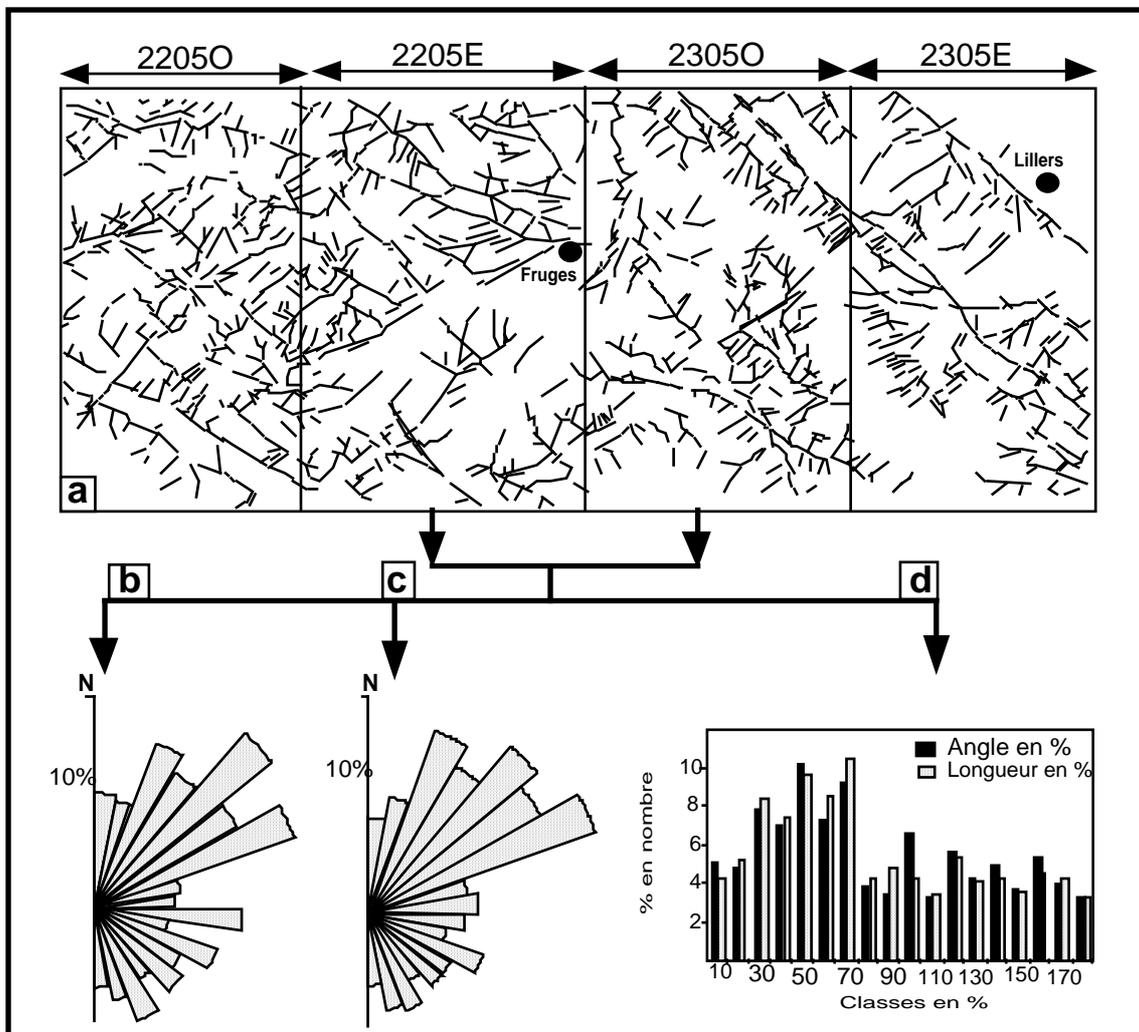


Fig. 9 .Etude morphologique des feuilles topographiques 2205 (O, E) et 2305 (O, E)

a : carte des linéaments ; *b* : rosace des traits morphologiques de la feuille 2205 E ; *c* : rosace des traits morphologiques de la feuille 2305 O ; *d* : Histogrammes les linéaments en pourcentage.

II-3-1- Résultats déduits de la morphostructure

Les interprétations des résultats de l'étude des rosaces montrent que la majorité des failles se répartissaient en deux groupes de direction : 1) N20–70° qui correspond aux linéaments transverses et 2) N100-150° qui correspond aux linéaments longitudinaux.

Une grande partie de la région est affectée par de nombreux accidents transversaux très courts. La direction globale de ces accidents est N10-70°. En résumé et à partir des traits morphologiques, on dessine deux familles d'accidents transversaux : N10-20, N40-70 et N20-30 , N40-70 respectivement sur les feuilles de Fruges et Lillers.

II-3-2-Comparaison entre la morphologie et les failles reportées sur la carte géologique

En se basant sur les résultats de la morphostructure, cités précédemment, de nombreux raccords interprétatifs vont être tracés. Ces raccords ont permis de mettre en évidence des traits importants de direction générale N100-140° et d'autres traits secondaires de direction N20-70° (Fig. 10). En ce qui concerne le premier trait important de direction générale N120, les raccords de tous les traits de cette direction permettent d'émettre l'hypothèse des failles de direction N120 allant de Boulogne à Béthune. Cette hypothèse est en parfait accord avec l'observation sur terrain, en d'autres termes avec les failles sur la carte géologique. En effet, c'est ce type de faille de direction N120 qui affecte toute la région du Nord et le Pas-de-Calais. Cependant, les traits longitudinaux incluent une famille d'orientation N100-120° qui recoupe toute la région et la divise en longues bandes orientées Est-Ouest, de quelques kilomètres de large et d'une centaine de kilomètres de longueur. En ce qui concerne les traits transversaux qui ont une direction globale de N20-70, ils sont nombreux dans la région et se caractérisent par des accidents très courts de quelques kilomètres en moyenne.

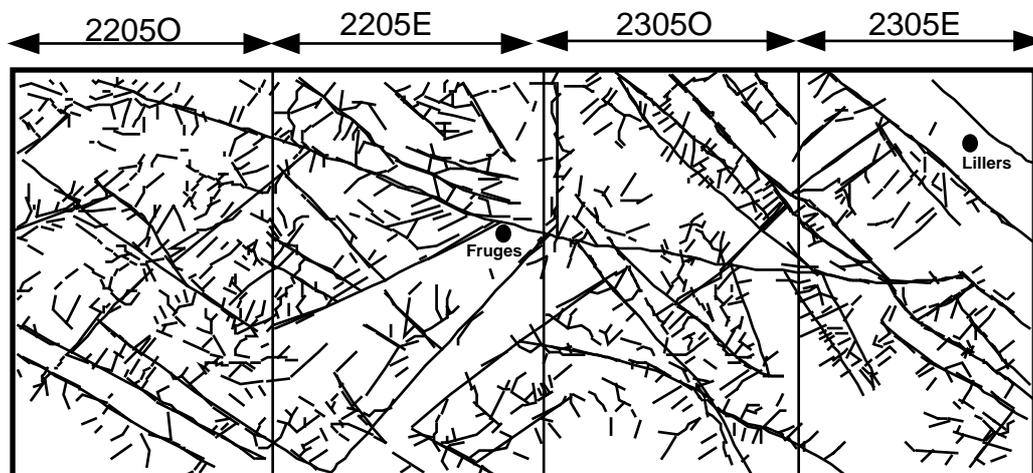


Fig. 10. Carte morphonéotectonique des feuilles 2205 (E, O) et 2305 (E, O)

A partir de cette carte, on distingue quatre familles : il s'agit des failles de direction : N10-40, N50-70 , N100-110, N120-140.

En conclusion, les résultats issus de ces deux méthodes, morphostructure et morphonéotectonique, montrent une orientation préférentielle qui correspondent à la tendance régionale et se corrélient à la fracturation principale affectant le Crétacé (Vandyke & Bergerat, 1991). En conséquence, la morphologie est seulement un indicateur de l'état et des directions de fracturation de l'aquifère.

II-4-Exploitation des archives des banques de données du sous-sol

Afin de mieux cerner les différents accidents présents dans le secteur d'étude, un recensement de l'ensemble des sondages, forages, coupes géologiques, disponibles au Bureau de Recherche Géologique et Minière (B.R.G.M.) a été effectué sur les cartes géologiques de Fruges et Lillers complété par l'étude des différents affleurements (carrières à ciel ouvert et galeries souterraines).

Carte structurale générale de la craie du secteur d'étude

Dans certaines régions, localisées sur les cartes géologiques de Fruges et de Lillers, le nombre de sondage disponible est loin d'être satisfaisant pour tracer avec précision les différents accidents présents. Par ailleurs, le manque de niveaux repères dans les coupes exploitées et notamment la fréquente absence du contact Crétacé-Tertiaire, ne permet pas de confirmer que l'on ait bien le toit de la craie et non une surface d'altération. Par interprétation de la lithologie des différents sondages et suite aux variations verticales, parfois rapide, en ce qui concerne l'emplacement du toit de la craie, nous avons tracé une carte structurale générale du secteur d'étude (Fig. 11). Cette carte nous donne une idée générale sur les failles présentes sur le secteur. Par manque de forages et d'affleurements, la localisation des failles restent aléatoires.

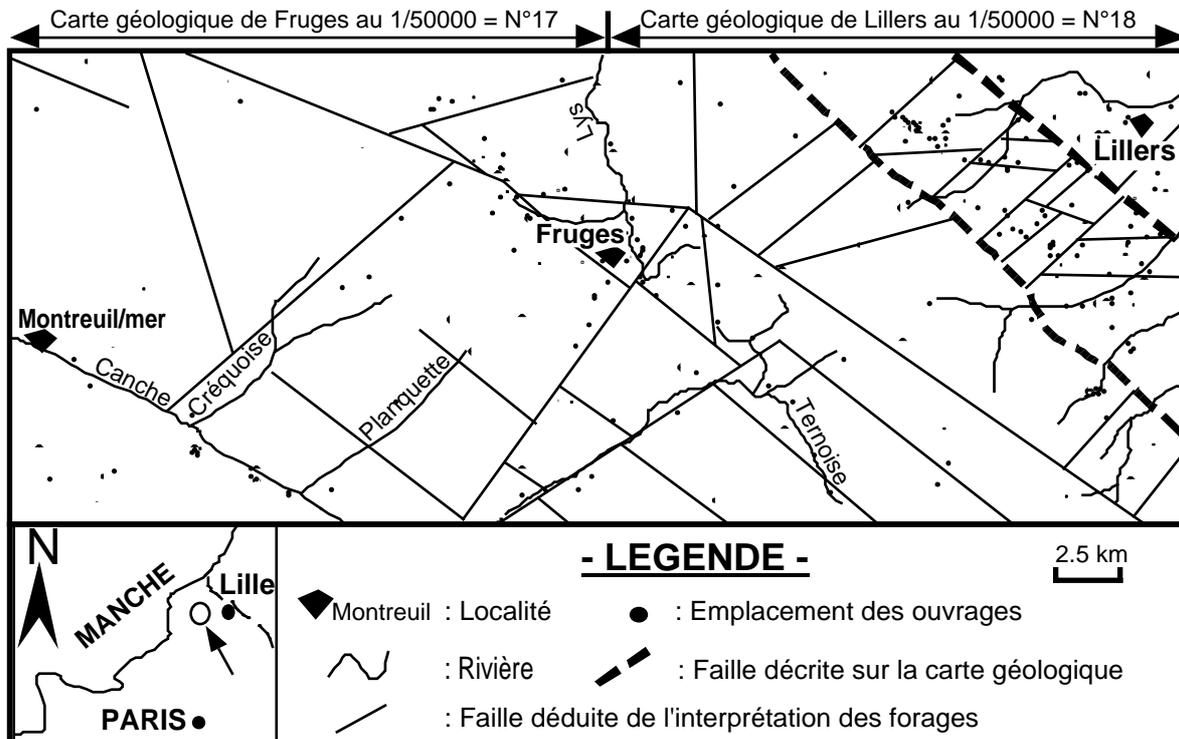


Fig. 11. Carte structurale générale du secteur d'étude (Déduite des données de sondages)

La lecture de la carte structurale ci-dessus montre que dans l'ensemble du secteur, on retrouve les deux familles d'accidents les plus connues qui affectent les séries crétacées du Nord de la France. Ce sont les failles N110-120 à fort rejet vertical et N030° qui affectent toute la région. Sur la figure (11), d'autres failles peuvent être trouvées, il s'agit des failles N150-170 et les failles N060°. La disposition quadrillée de ces failles découpe le secteur d'étude en différents compartiments.

III- Structures déterminées

Dans le secteur pris en compte dans le cadre de ce travail, les formations éocènes sont réduites à quelques affleurements, généralement de sable et d'argile, dont la surface de base sub-horizontale se situe à une altitude moyenne de l'ordre de 160 m. Excepté, dans le secteur de Lillers à l'Est et plus au Nord [faille de Ruitz, qui se marque, au S d'Aire sur la Lys, par un rejet de 50 m (Desoignies & Rossignol, 1965)], les divers affleurements ne comportent pas de décalages. Les décalages des seules formations albo-sénoniennes, parfois bien identifiés, peuvent avoir plusieurs causes : amortissement de failles, paléoreliefs initiaux, réajustements locaux,...

Pour les formations plus anciennes du substratum, nous n'avons que peu de précisions. Dans les descriptions de sondages, elles ne sont désignées que par leur appartenance au Paléozoïque, sans indication permettant de les identifier. C'est pour cette raison que, en l'absence d'élément sur la nature et l'âge des formations anté-albiennes, nous limiterons nos descriptions aux formations mésozoïques.

III-1-Etude des structures

Les observations de terrain sont en bon accord avec les données des sondages. Les décalages verticaux de niveaux repères (contact stratigraphique franc comme le toit de la craie) sont parfois importants (supérieurs à 50 m) et très brutaux : la fissuration de la craie étant bien marquée, l'identification de la géométrie d'un contact est souvent difficile. Il est, cependant, indéniable qu'il existe des structures plissées associées à des failles non planes, leur pendage ayant des variations continues importantes.

III-2-Description des plis

De telles structures ont été observées sur plusieurs affleurements et il s'agit soit de plis continus (type 1), soit laminés et donc incomplets (type 2) (Fig. 12).

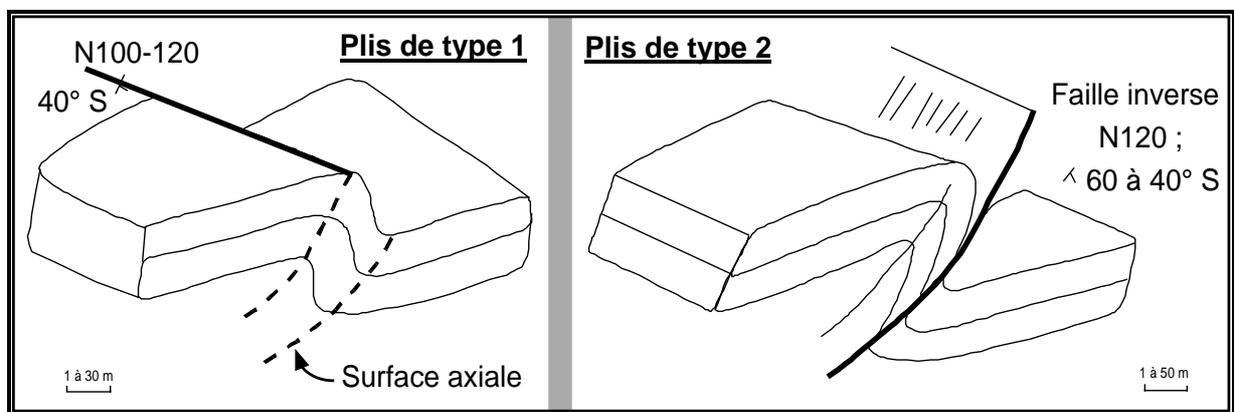


Fig. 12. Types de plis présentes sur le secteur d'étude.

Ceux du type 1 sont les moins fréquents. A Coupelle-Vieille (à l'Ouest de Fruges), le niveau repère est représenté par une couche de craie blanche sub-continue, si l'on ne prend pas en compte la fissuration verticale qui affecte toutes les couches. La surface axiale des plis, assimilée à un plan sur une longueur métrique, est N110-120E avec un pendage de 40° S. Il s'agit de plis fortement dissymétriques, en genou avec un flanc long plurimétrique (2 à 3 m) incliné de 10 à 15° vers le S et un flanc court (inférieur au mètre), subvertical, tourné vers le

N. Lorsque la surface axiale est observable sur plusieurs mètres, son pendage tend à se réduire en profondeur.

Ceux du type 2, plus nombreux, sont caractérisés par le laminage du flanc court, inverse, de moyen à fort pendage (généralement supérieur à 40° vers le S), comme à Gournay, au SE de Verchocq. Les failles associées à ces plis et responsables du laminage du flanc court, ont une direction moyenne N100-120 et un pendage plus élevé, supérieur à 60°, qui s'atténue en profondeur (de l'ordre de 40° vers le S).

Il existe aussi des plis, de longueur décamétrique et d'amplitude inférieure au mètre. Il est souvent délicat de déterminer leur surface axiale, subverticale mais de directions diverses N90 à 150 (N120 au N de Fruges) mais aussi parfois plus méridiennes, à Wandonne par exemple.

Par contre, à proximité de Créquy, au SW de Fruges, nous avons pu examiner deux plis de longueur plus faible, de l'ordre de 80 cm, et d'amplitude de 50 à 80 cm, de surface axiale N 130 subverticale.

III-3-Description des failles

Des failles sont visibles sur de nombreux affleurements mais leurs surfaces ne comportent qu'assez rarement des marqueurs lisibles pour définir le sens des mouvements. Dans beaucoup de cas, c'est l'utilisation de niveaux repères qui est à la base de la détermination des rejets résultants.

Les failles les plus nombreuses ont une direction moyenne N110-120 et un pendage de 70 à 30° S. Les rejets métriques montrent un jeu inverse. Le contact des deux compartiments, rarement observable sur une surface supérieure à quelques centimètres carrés, comporte surtout des stries suivant la ligne de plus grande pente et des traînées de divers oxydes, il est donc difficile de déterminer le caractère inverse ou normal de ces failles. Cependant, dans la carrière de Gournay, même s'il est délicat de quantifier l'importance du rejet de la faille N100-120 à pendage de 60 à 70° vers le S, les crochons et les structures, visibles à très grande échelle, développées aux contacts des deux compartiments ne laissent aucun doute : le décalage en faille inverse est au minimum métrique (Fig. 13). A l'E de Vincly, sur un même affleurement, plusieurs surfaces de failles sont visibles : elles sont caractérisées par des contacts entre les compartiments courbes, marqués par des variations locales de la direction mais surtout des pendages vers le N près de la surface, vertical au S plus en profondeur. Le jeu de ces dernières failles est alors normal à inverse.

Il existe d'autres familles de failles aux jeux analogues mais d'orientations moyennes différentes. A l'observation directe, leur nombre étant faible, il est difficile de réaliser des diagrammes (rosace ou canevas), la réalisation d'une étude statistique ne pouvant avoir une réelle signification. Ainsi, nous avons identifié celles :

- de direction N150-170 ayant un fort pendage et un rejet d'une dizaine de mètres, dans différentes carrières du même secteur (comme celles de Verchocq, de Gournay, de Wandonne). Elles sont normales à inverses. Des structures sont parfois néoformées à proximité des épontes (intense broyage, cavités karstiques, remplissages tardifs cénozoïques). Les remplissages comportent souvent un litage plano- parallèle plus ou moins redressé (70°E à Gournay et sub-vertical à Wandonne). Ces failles sont nettement sécantes sur les couches subhorizontales bien visibles notamment dans les deux dernières carrières. Il nous paraît vraisemblable que ces failles correspondent à des failles analogues à celles observées à Vincly et sont l'une des manifestations de failles inverses de la famille N110-120 à pendage S.

- de direction N060, à pendage de 60 à 30° S et avec un rejet d'une cinquantaine de mètres. Nous en avons observé essentiellement dans la région de Verchocq et de Bergerette. Entre les épontes, le matériau est broyé et les structures néoformées ont des pendages compris entre 30 à 90° vers le sud.

- de direction moyenne N030, à pendage de 70 à 50° E ou W et un rejet de 10 à 40 m (Wandonne) souvent masquées par une intense fissuration.

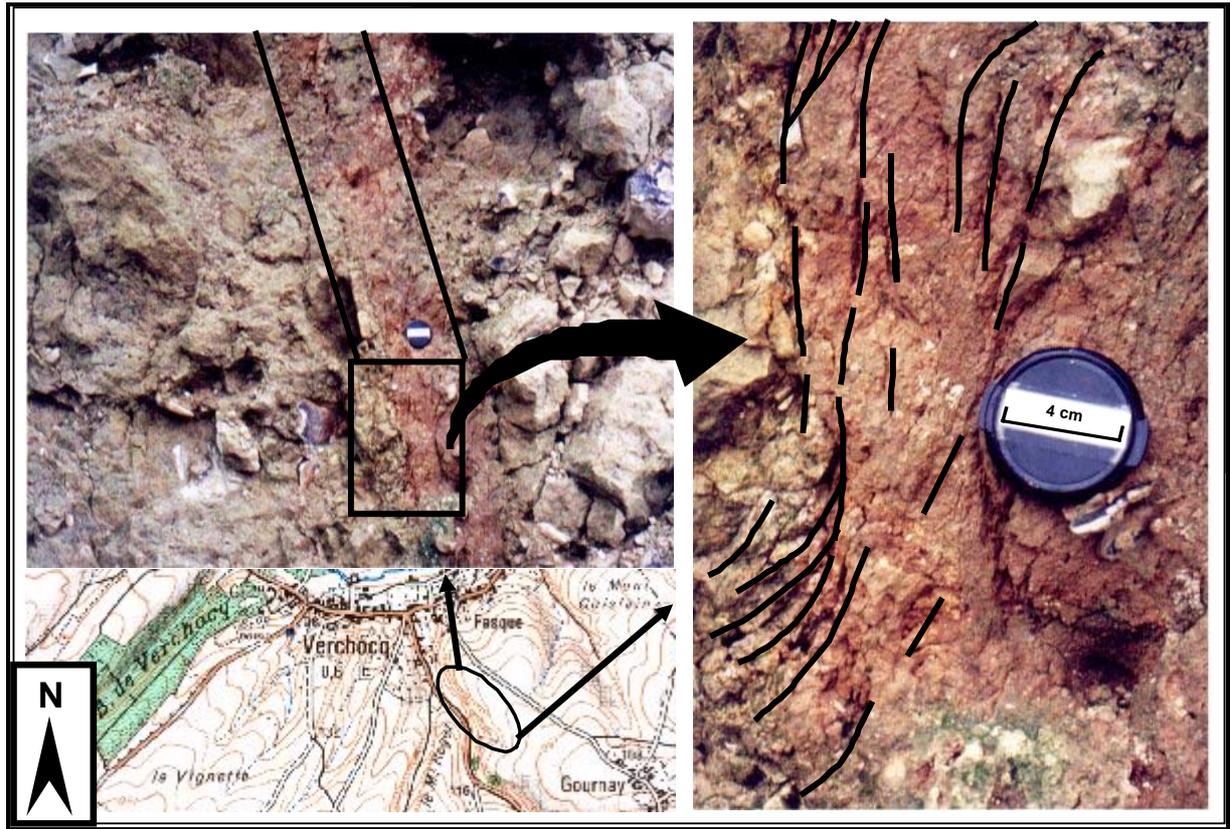


Fig. 13. Structures développées autour d'une faille inverse (Carrière de Gournay)

III-4-Sismique réflexion

Les profils BM84K et BM84I, de la campagne sismique Boulogne - Maubeuge, ont été acquis en 1984 par la Compagnie Générale de Géophysique (CGG) pour le compte de la société TOTAL. Cette campagne avait comme objectif la prospection à grande profondeur du bassin minier afin de déterminer l'opportunité de poursuivre ou d'arrêter les recherches pétrolières dans cette région. Cependant, notre interprétation de ces profils ne peut traiter en détail les failles qui affectent la couverture. L'interprétation nous donne une idée plutôt précise sur le passage socle/couverture, l'héritage et l'inversion tectonique de la région.

Les profils sismiques BM84K (*in* Rolin, 2000) et BM84I orientés environ SSW-NNE, ont été réalisés dans le Nord de la France entre Fruges et Helfaut pour le BM84K et entre Hernicourt et Fiefs pour le BM84I. Ils sont perpendiculaires aux failles de direction N110-120 du secteur étudiée. Les deux profils sont localisés Le traitement de ce profil est réalisé par la CGG.

L'interprétation des deux profils sismiques (Fig. 14 & 15) met bien en évidence les anisotropies des formations du Paléozoïque. Les structures plissées associées à des failles inverses qui affectent les terrains de la couverture mésozoïque, sont en continuité avec les surfaces majeures observées dans le Paléozoïque comme le montrent les caractéristiques géométriques des structures du secteur de Matringhem. A partir de l'interprétation du deuxième profil (BM84I), il nous paraît important de mentionner que les structures se renversent au nord de la faille du Midi.

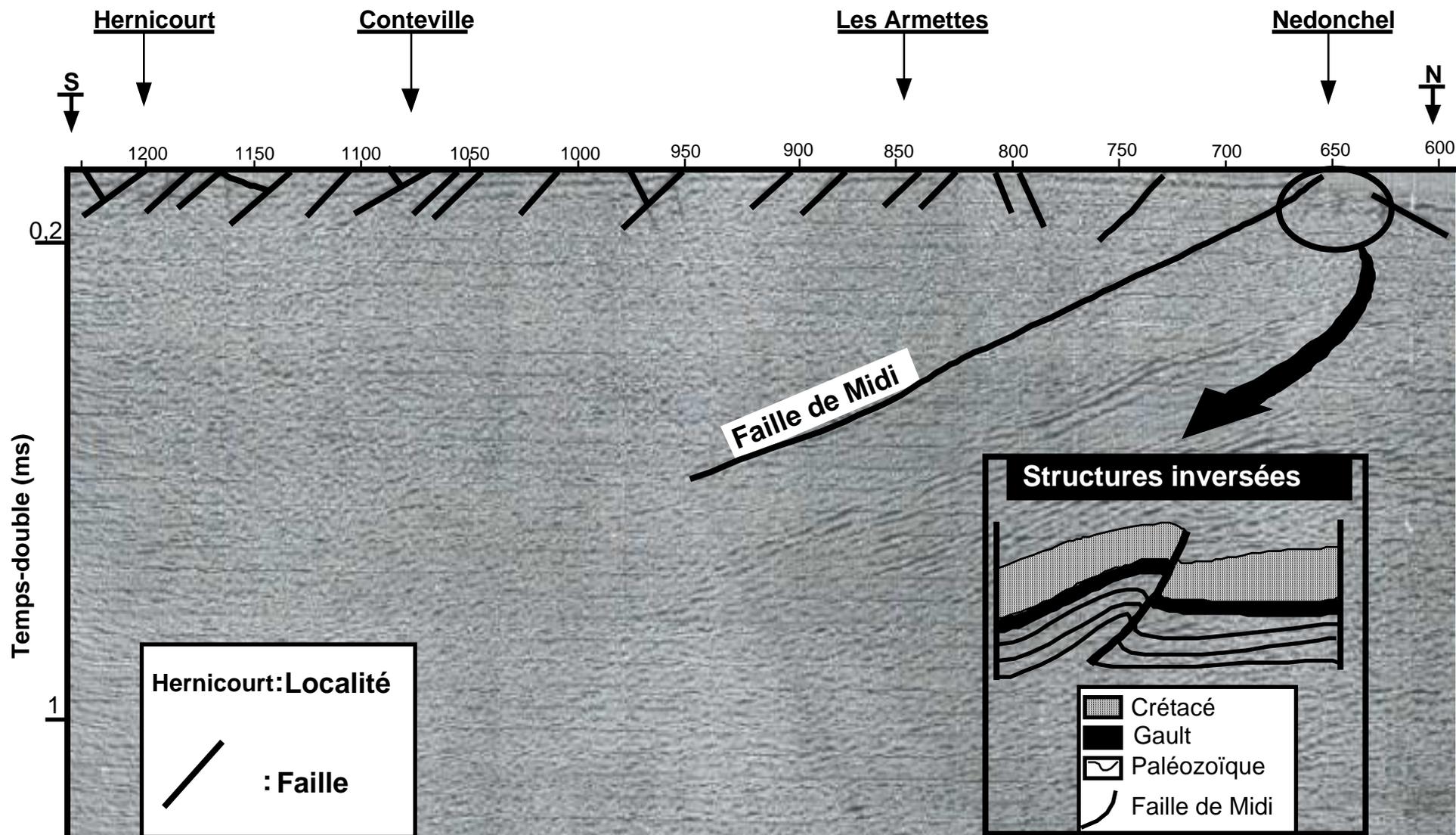


Fig. 14. Interprétation du profil sismique (BM84K)

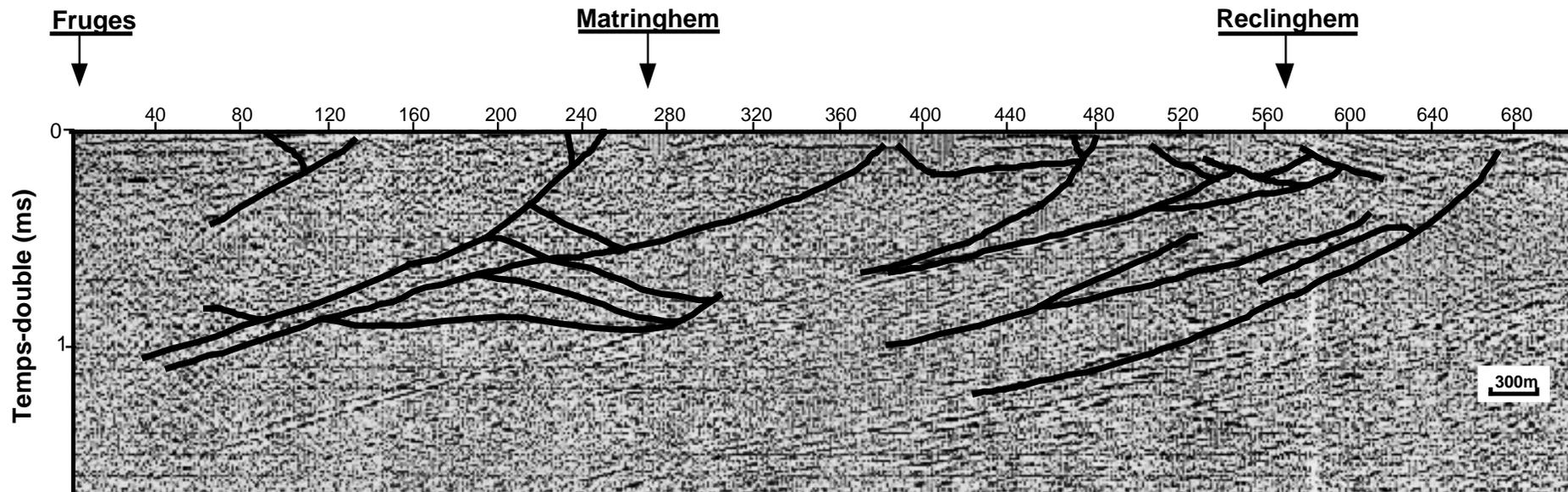


Fig. 15. Interprétation du profil sismique (BM84I)

IV- Carte structurale

Afin de mieux prendre en compte la réalité du réseau de failles qui affectent la zone étudiée, nous avons été conduits à des méthodes indirectes en plus de l'examen d'une série d'affleurements, marqués par l'abondance des formations crayeuses mais pouvant comporter des formations du Paléozoïque à l'Eocène. Elles sont basées sur l'interprétation de données des forages (pétroliers ou hydrogéologiques) disponibles et sur l'interprétation de deux portions de profils sismiques.

L'interprétation des coupes lithologiques des forages nous a permis de réaliser une dizaine de coupes géologiques respectivement parallèles et perpendiculaires aux grands traits tectoniques régionaux (Lallahem et *al.*, 2002b). Nous en présentons seulement six d'entre elles, (Fig. 16 a, b, c) de direction SW-NE et (Fig. 17 d, e, f) de direction SW-NE et SE-NW.

Ces interprétations soulignent que :

- les failles de direction N110-120, au rejet pluri-décamétrique, correspondent à un trait tectonique majeur qui affecte la craie du Nord Pas-de-Calais comme cela est indiqué dans de nombreux travaux antérieurs. C'est à cette famille que sont rattachées les failles de direction N150-170 ayant un fort pendage et faible rejet.
- les failles de direction N060°, à faible pendage et avec un rejet pluri-décamétrique, sont assez difficilement distinguées de celles N030, plus redressées et au rejet plus réduit.

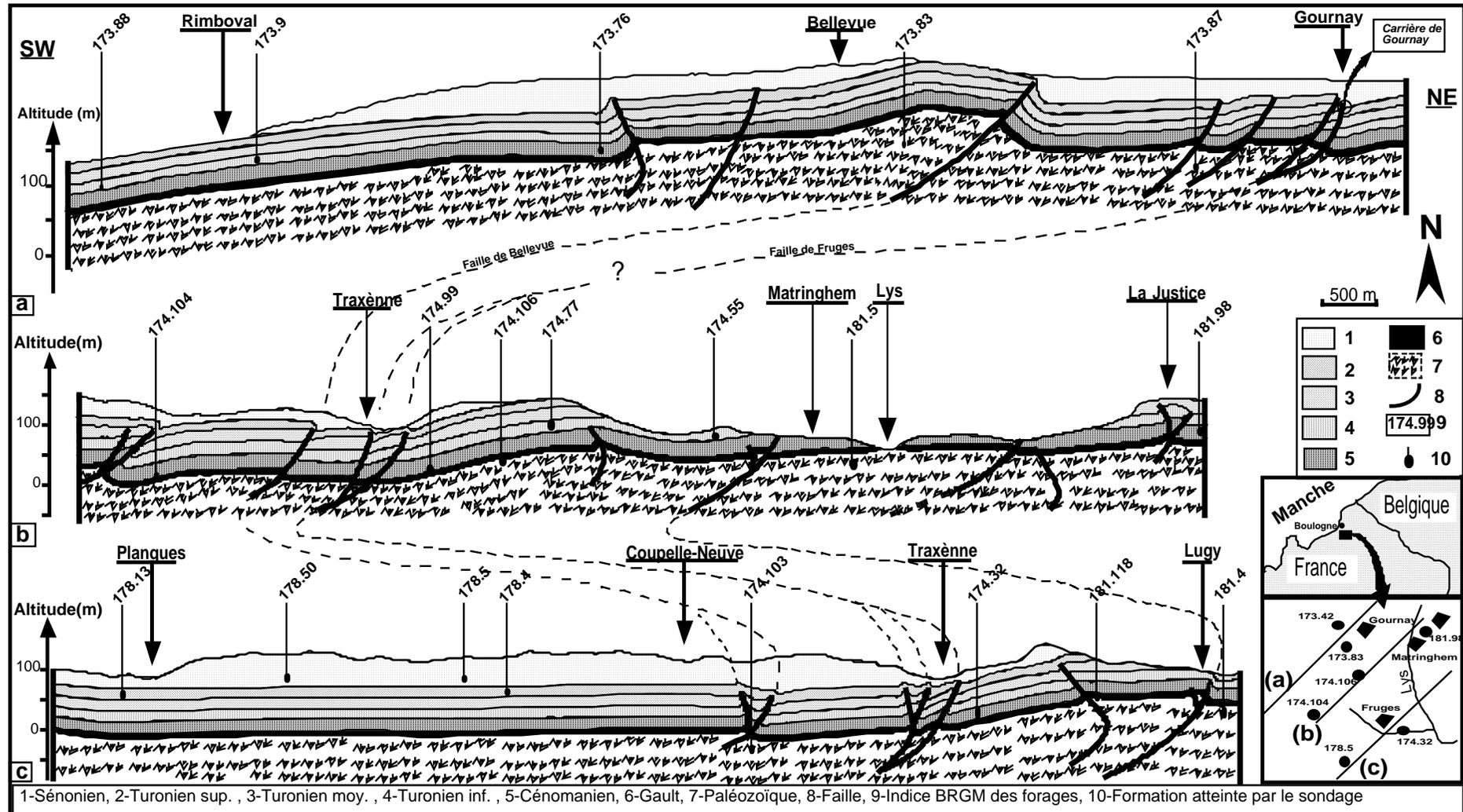


Fig. 16 (a, b, c): Coupes géologiques et leurs localisations.

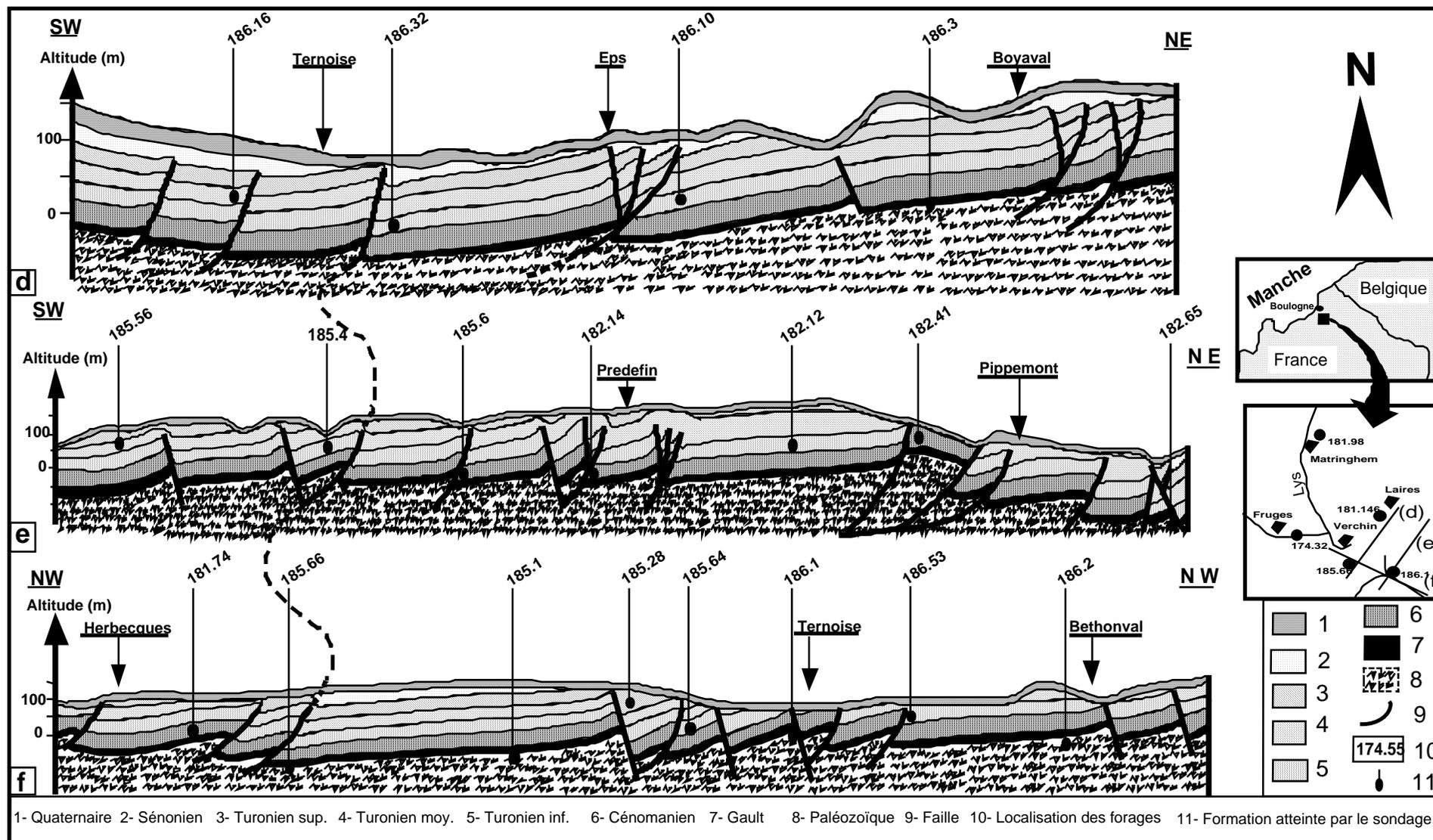


Fig. 17 (d, e, f): Coupes géologiques et leurs localisations.

L'ensemble de ces données nous a permis de schématiser une répartition des principales failles représentées sur les coupes et parfois observées sur le terrain (Fig. 18) (Lallahem et *al.*, 2002b). Sur cette carte, nous avons dessiné les failles même lorsqu'elles sont associées à des plis qui marquent leur amortissement et ce qui donne naissance à des structures aveugles. La comparaison de ce schéma avec les données de l'écorché géologique à - 300 m (Fig. 4) fait apparaître une bonne concordance. Cependant, il faut remarquer que la Faille de Verchocq N110-120 dans le secteur de Fruges est recoupée par des failles plus locales N60-70. Le décalage vers le Nord du compartiment occidental de ces failles est quasi systématique excepté dans sa portion occidentale où la direction subirait une réorientation selon une direction plus équatoriale sinon N70. Sur la base de nos observations, il est plus probable que l'extrémité occidentale de la faille identifiée dans la vallée de la Traxenne, comportant plusieurs surfaces subparallèles, corresponde à celle présentant une géométrie assez analogue dans le secteur de Gournay plus septentrionale. Son prolongement probable vers l'W correspondrait à la vallée de l'Aa, dans la région de la ville de Verchocq : cette faille aux surfaces multiples sera appelée la Faille de Fruges. L'extrémité occidentale de la Faille de Verchocq serait alors l'extrémité d'une faille moins importante : cette dernière sera désignée, pour éviter les confusions, la Faille de Bellevue, dessinée plus au sud et de même allure que celle de Fruges subparallèle à la vallée de la Traxenne.

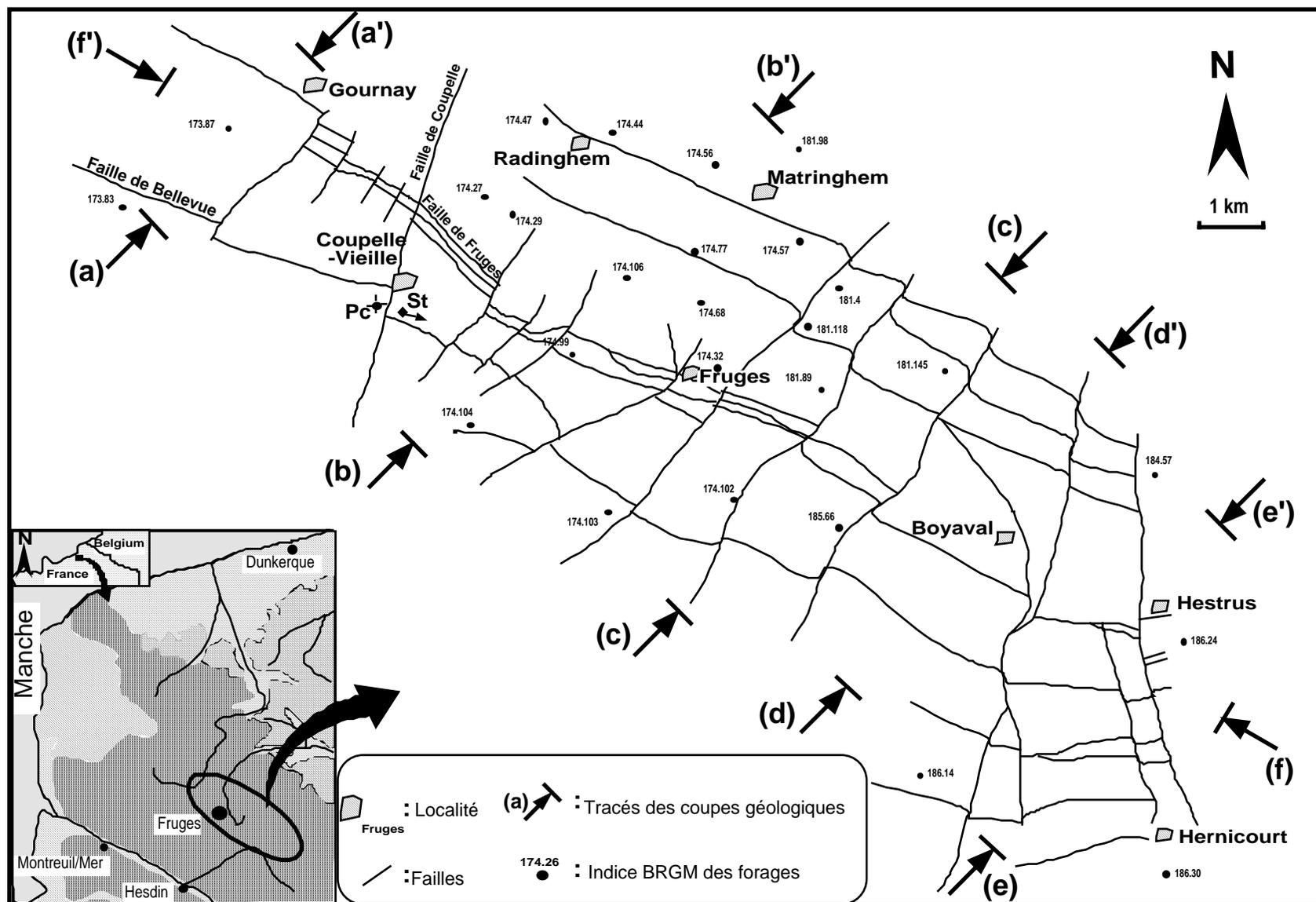


Fig. 18. Carte structure de la zone étudiée.

V- Résultats et Discussions

Comme cela a souvent été indiqué Vandycke (1992) ; Lamarche et *al.* (1996), la structuration de la couverture mésozoïque résulte surtout du rejeu de structures hercyniennes en donnant, lors de compressions alpines, naissance à des chevauchements et à des failles inverses à vergence N. L'évolution géodynamique méso-cénozoïque du Bassin de Paris (Guillocheau et *al.*, 2000) est liée à plusieurs épisodes tectoniques bien enregistrés par les caractéristiques des diverses formations sédimentaires mésozoïques et cénozoïques. Selon cette étude synthétique, après les dépôts albo-sénoniens dans un contexte extensif, un régime compressif NE-SW se manifeste avec la formation de plis à la fin du Crétacé. Une autre phase méridienne de plissement se produirait du Lutétien à l'Oligocène inférieur et serait partiellement contemporaine d'une extension équatoriale. D'autres périodes compressives de directions subméridiennes ont aussi été notées au Néogène.

Les plis et les différentes failles dans les formations de la couverture post-paléozoïques peuvent s'être développées lors de ces phases compressives. Sur la base des données disponibles dans cette région, il nous est impossible d'en privilégier une plutôt qu'une autre. En effet, le rejeu des surfaces d'anisotropie surtout hercyniennes accentue la difficulté de distinguer entre les directions de compression respectivement méridienne et NE-SW.

Quoiqu'il en soit, cette structuration alpine est étroitement sous le contrôle de l'héritage hercynien enregistré dans le substratum. L'intense fracturation N120 subverticale, postérieure aux plis et aux diverses failles observées, est interprétée comme résultant d'une période de relaxation entre celles des paroxysmes de compression.

VI- Conclusion

Avec la prise en compte des données de forages, des coupes et celles qui résultent de l'analyse d'affleurements, nous sommes en mesure de préciser les structures de la couverture de l'Artois et d'en modifier les caractères structuraux principaux jusqu'alors reconnus.

Dans les formations albo-sénoniennes recouvrant le Paléozoïque, les trois directions structurales majeures, N030, N70 et N110, sont celles de failles et de plis fortement dissymétriques. Elles apparaissent sous l'influence directe des structures majeures hercyniennes du substratum bien identifiées plus à l'Est et plus au Nord, de façon directe dans le secteur minier ou indirecte sur les profils sismiques.

Lors de phases compressives sub-méridiennes au fin-Crétacé et/ou durant le Paléogène, leur rejeu se traduit par la propagation dans la couverture des principales surfaces d'anisotropie. Cette propagation, associée au développement de plis souvent dissymétriques, donne naissance à des structures inverses parfois chevauchantes dont les déplacements relatifs des compartiments restent limités mais significatifs. Lors de la relaxation des phases compressives, une intense fissuration subverticale est activée.

CHAPITRE III
CONTEXTE HYDRODYNAMIQUE

Première Partie : CONTEXTE CLIMATOLOGIQUE

Introduction

La connaissance de l'évolution pluviométrique est importante pour comprendre et d'essayer de mieux interpréter les comportements des piézomètres implantés dans le secteur d'étude, exploitant la nappe de la craie sous un régime libre au moins dans la zone étudiée. Cependant l'évolution du niveau de la nappe de la craie dépend des précipitations mais également d'un certain nombre de paramètres qui régissent d'une part le ruissellement et d'autre part l'évapotranspiration. Après un bref exposé des différents paramètres climatiques dont nous disposons et qui influencent la recharge de la nappe, un contrôle d'homogénéité sera appliqué sur l'ensemble des données pluviométriques et enfin une discussion concernant l'évolution pluviométrique.

I- Climatologie du domaine d'étude

Dans la région du Nord Pas-de-Calais, toutes les données climatiques sont centralisées dans deux services régionaux :

- le Service Inter - Régional de la Météorologie Nationale;
- le Service de l'Eau et des Milieux Aquatiques à la Direction Régionale de l'Environnement Nord Pas-de-Calais.

La majorité des données climatologiques (pluies et températures journalières) est fournie par le premier service et les autres par le second service.

I-1-Précipitations :

Le réseau des mesures climatiques comporte sept stations météorologiques dispersées sur l'ensemble de la zone d'étude. On s'est limité à deux stations appartenant à Météo-France, Radinghem (à 105 m d'altitude) et Fiefs (à 182 m d'altitude), qui se situent à l'intérieur des bassins versants ou à proximité de leurs limites. Ces deux stations nous fournissant à la fois les données pluviométriques et thermométriques sur une longue période et sans interruption majeure. La connaissance de l'évolution pluviométrique permet de bien comprendre l'hydrodynamisme de la nappe de la zone d'étude. Les données pluviométriques, dont l'homogénéité devra être établie puisque ces deux stations ne sont pas des références habituelles, permettent une meilleure compréhension de l'hydrodynamisme de la nappe grâce à la connaissance de l'évolution de la pluviométrie.

Selon ces données, la région du Nord Pas-de-Calais est une zone relativement pluvieuse sur la période 1975-1989 (El-Ouafi, 1993) avec une hauteur moyenne qui varie entre 650 à 1000 mm. Une étude plus récente effectuée par la Direction Régionale de l'Environnement Nord Pas-de-Calais (Fig. 19) confirme ces résultats pour la région de l'Artois Picardie dans laquelle on enregistre une moyenne annuelle entre 500 et 1500 mm.

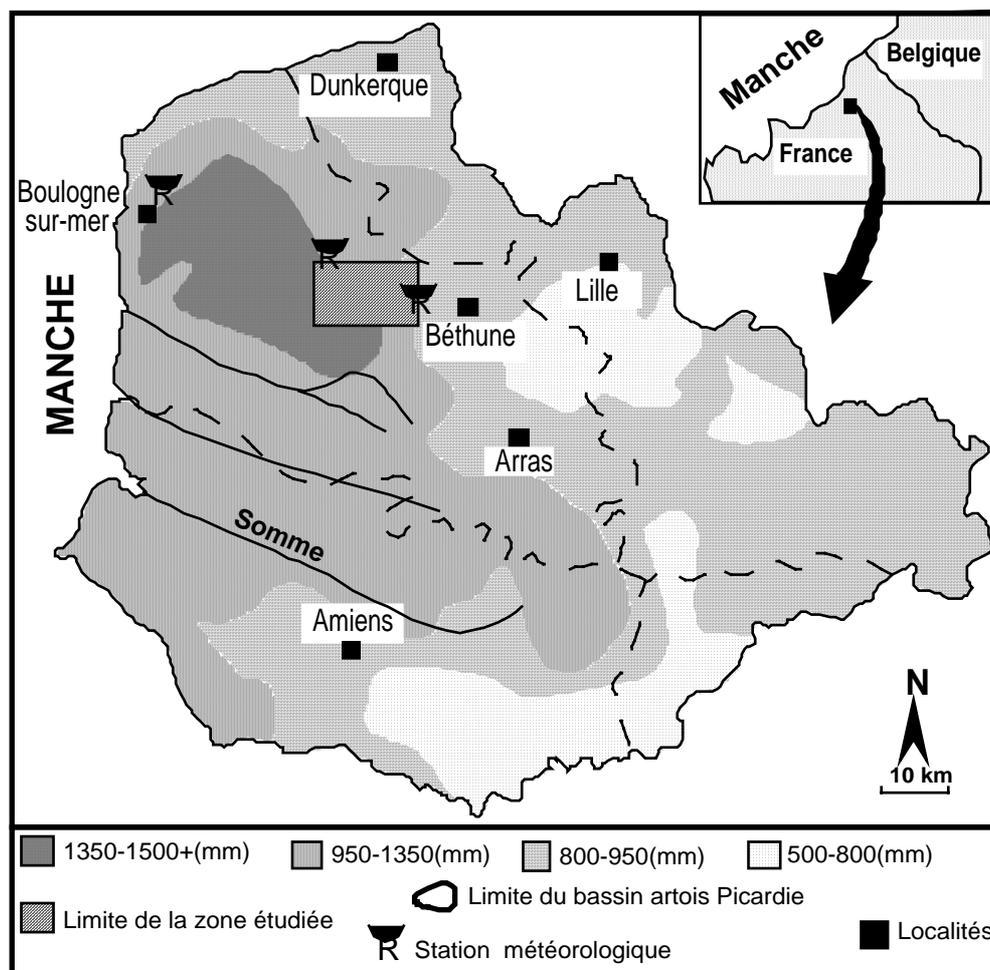


Fig. 19. Pluviométrie du Bassin Artois Picardie (Isohyète des cumuls annuels 1999)

(Source : Direction Régionale de l'Environnement Nord Pas-de-Calais)

Comme nous pouvons le constater, à partir de cette carte, l'altitude influence la répartition des pluies. Ces dernières sont plus abondantes sur le plateau (+125 m) et moindres dans les vallées (+70 m) avec respectivement 1400 mm et 600 mm. L'influence des vents à dominante SW-NE provoque un déplacement des pluies au-dessus de l'Artois, avec comme conséquence dans la zone de passage de l'Artois aux Flandres une forte pluviosité dans les régions d'altitude pourtant basse.

I-2-Corrélation des données pluviométriques

Les deux stations météorologiques, Fiefs et Radinghem, ne sont pas des stations de référence pour la région Nord Pas-de-Calais. Un contrôle d'homogénéité de leurs données annuelles s'avère donc nécessaire afin d'avoir une cohérence spatiale entre les différentes stations de mesure. En effet, sur des stations météorologiques voisines, on enregistre des quantités de pluie voisines. Ceci n'est vrai que dans le cas où l'on a des cumuls sur de longues durées. Nous appliquons un test de double-cumul sur la totalité des données. Cette méthode permet, d'une part, de mettre en évidence certaines ruptures dans l'enregistrement des données pouvant perturber l'homogénéité des séries d'observations. D'autre part, elle permet d'analyser graphiquement la permanence de la relation entre deux séries chronologiques. Le principe de cette méthode est de comparer deux à deux les cumuls annuels des pluies de la station à contrôler sur une période donnée d'une part et d'autre part des cumuls annuels d'une station considérée de référence sur la même période.

La station météorologique la plus proche de la zone étudiée et dont les données sont contrôlées par Météo-France est celle de Boulogne-sur-Mer (73 m d'altitude). Ici, nous appliquerons le test d'homogénéité sur les données pluviométriques enregistrées au niveau des stations météorologiques de Fiefs et de Radinghem respectivement (Fig. 20 & 21).

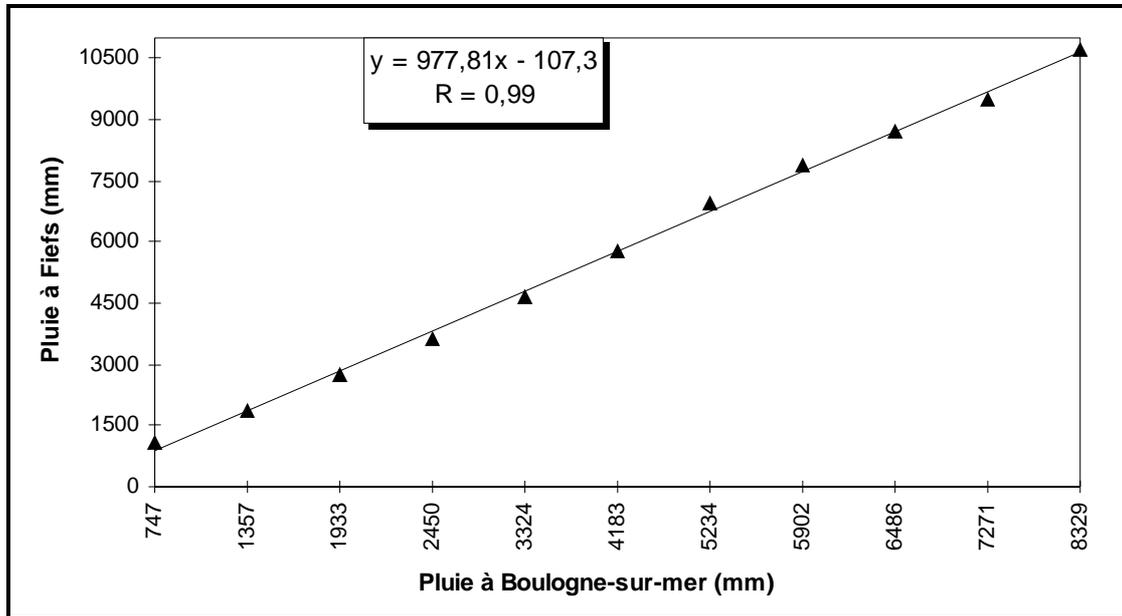


Fig. 20. Test des doubles-cumuls : Boulogne-sur-Mer – Fiefs

(Période : 1988-1998)

A partir de ce graphique, on observe que la courbe de tendance des données, des deux stations, est bien ajustée ($R = 99\%$). Par conséquent, on admettra l'homogénéité des valeurs annuelles des pluies enregistrées au niveau de la station de Fiefs.

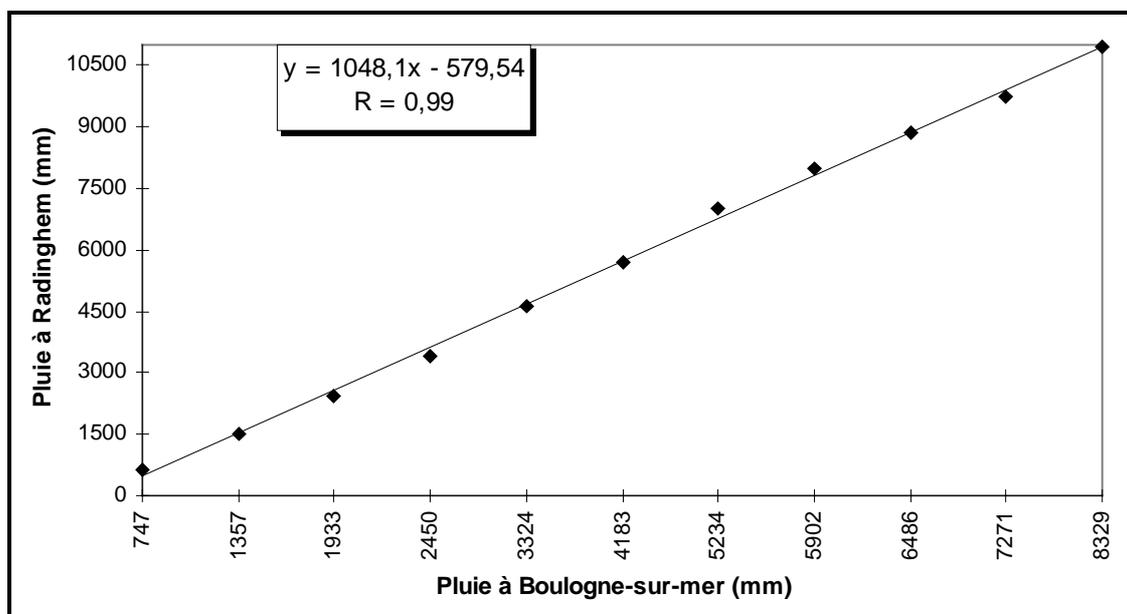


Fig. 21. Test des doubles-cumuls : Boulogne-sur-Mer - Radinghem

(Période : 1988-1998)

D'une manière identique, on enregistre le bon ajustement des données pluviométriques enregistrées aux niveaux des deux stations météorologiques. La bonne homogénéité des données pluviométriques au niveau de la station météorologique de Radinghem ($R = 99\%$) est constatée.

I-3-Comparaison de la pluviométrie des deux stations météorologiques de Fiefs et de Radinghem

Dans le paragraphe ci-dessus, on a évoqué que les reliefs influençaient la répartition des précipitations. Elles sont abondantes sur les plateaux. Les résultats de ces comparaisons sont indiquées sur la figure (22).

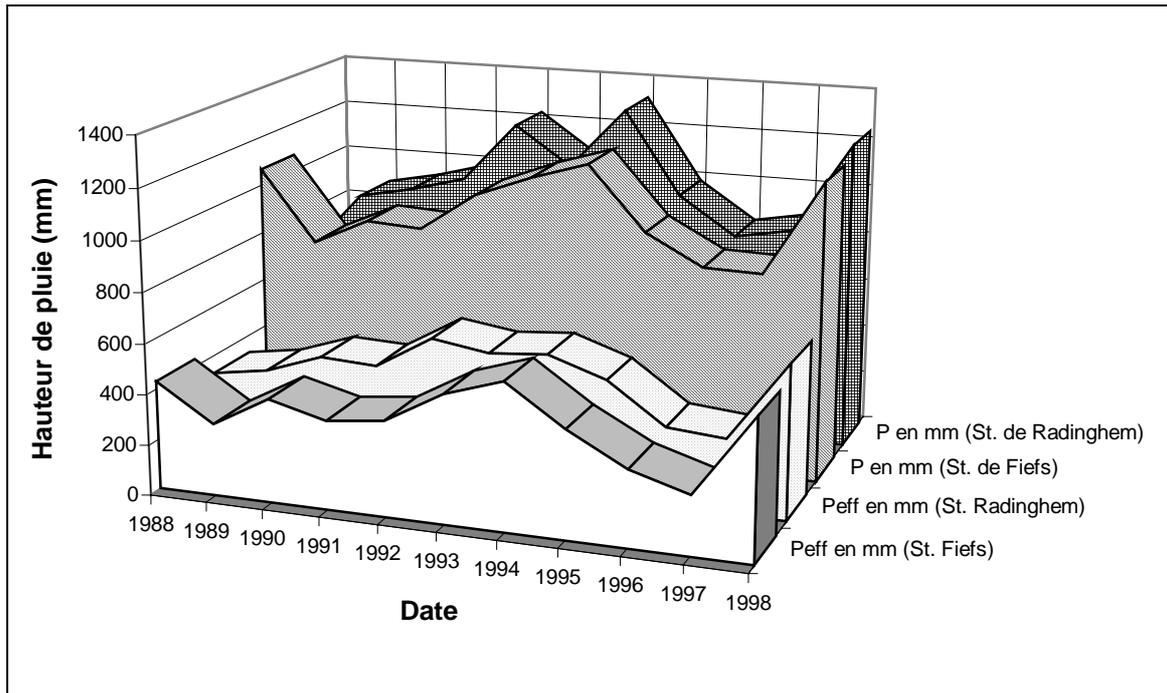


Fig. 22. Comparaison de la pluviométrie sur les deux stations météorologiques de Fiefs et Radinghem

A partir de ce graphique, on remarque que les quantités de pluie tombées au niveau de la station de Radinghem, sont en moyenne supérieures à celles enregistrées au niveau de la station météorologique de Fiefs. En effet, durant la période d'étude, la région de Fiefs est caractérisée par cinq années humides, 1988, 1992, 1993, 1994 et 1998 avec un maximum de 1190 mm enregistré durant l'année 1994. Ces années pluvieuses sont intercalées avec six années sèches, 1989, 1990, 1991, 1995, 1996, 1997 dont le maximum est de 780 mm durant l'année 1989.

La région de Radinghem est caractérisée par quatre années pluvieuses, 1992, 1993, 1994 et 1998, avec un maximum de 1239 mm de pluie enregistrée pendant 1998. Sept années sèches ont touché cette région, 1988, 1989, 1990, 1991, 1995, 1996 et 1997. Un minimum de pluie est enregistré pendant l'année 1988. En ce qui concerne la pluie efficace, on remarque que les quantités enregistrées au niveau de la station de Radinghem, destinées à l'infiltration et au ruissellement, sont relativement supérieures, (4906 mm), à celles enregistrées à la station de Fiefs (4461 mm).

Malgré une période de suivi courte (par manque de données), on note l'influence des reliefs et l'influence de l'éloignement de la mer sur la répartition des pluies.

II- Bilan hydrologique

II-1-Evapotranspiration

Au cours de travaux sur la croissance des végétaux, Thornthwaite, botaniste et climatologue Américain (*in* Brochet & Gerbier, 1975), avait noté que les échanges d'eau entre la plante et l'atmosphère conditionnaient pour une grande part la croissance du tissu végétal. L'évapotranspiration potentielle correspond à une alimentation hydrique optimale des végétaux.

Pour le calcul de l'évapotranspiration, nous pouvons utiliser l'une des méthodes suivantes :

i) la méthode Thornthwaite (1948), Thornthwaite & Mather (1955) ont relié l'évapotranspiration potentielle (ETP) à des paramètres facilement accessibles : la température moyenne de l'air et la durée théorique de l'insolation.

ii) la méthode de Penman (1950) prend en compte quatre facteurs principaux qui agissent sur l'ETP : la température de l'air, la radiation, l'humidité et le vent.

iii) la méthode de Turc (1954, 1961) utilise uniquement deux variables : la température et la durée d'insolation.

Le bilan hydrologique d'un bassin versant est une méthode de calcul qui permet d'apprécier les relations entre apports et sorties d'eau, sur une période de temps déterminée, qui correspond à une année hydrologique complète. Il sert à vérifier la cohérence de l'ensemble des données recueillies et calculées : mesure de précipitation, calcul d'évapotranspiration, mesure de l'écoulement moyen.

II-2-Bilan d'eau

Le bilan permet d'évaluer les apports et les sorties en eau sur une période déterminée. L'évaluation du bilan d'eau est nécessaire aux paramètres physiques du milieu tels que les éléments climatologiques, pédologiques qui interviennent dans le cycle de l'eau. Le calcul de ce bilan est nécessaire pour la connaissance du milieu géographique, pour mieux définir les besoins globaux et chiffrés du milieu et essentiellement pour l'évaluation du volume des ressources en eau souterraine (infiltration) et de surface (ruissellement). Le bilan hydrologique d'un bassin peut se traduire par l'équation suivante:

$$P = ETR + I+R + \Delta RFU$$

Avec :

P : lame moyenne précipitée sur le bassin versant en mm

Le terme d'évapotranspiration désigne la quantité de vapeur d'eau rejetée dans l'atmosphère tant par évaporation directe au niveau du sol lui-même que par transpiration des organes aériens des plantes. L'étude de l'évapotranspiration exige que soient définis deux concepts essentiels : l'évapotranspiration réelle (ETR) et l'évapotranspiration potentielle (ETP). Cette dernière est apparue en particulier avec les travaux de Thornthwaite et se définit comme représentant la quantité d'eau disponible sous forme d'humidité du sol, suffisante pour que les plantes puissent maintenir leur taux de transpiration à un niveau maximal.

ETR : Evapotranspiration réelle en mm. L'évapotranspiration réelle correspond à la quantité d'eau effectivement évapo-transpirée au dessus de la surface étudiée. L'ETR dépend de la lame d'eau stockée dans le sol et la pluviosité.

R : Ruissellement en mm,

ΔRFU : Variation de la réserve facilement utilisable, c'est-à-dire de la lame d'eau stockée dans le sol, utilisable par les plantes. La RFU commence à alimenter l'ETR quand les précipitations deviennent inférieure à l'ETP.

L'excédent (**EXC**), différence positive, par définition, entre la précipitation et l'évapotranspiration réelle, correspond au surplus des précipitations qui peut ruisseler ou s'infiltrer : l'excédent est assimilé à la pluie efficace, cette notion diffère d'un auteur à l'autre. En hydrogéologie la pluie efficace (P_e) est parfois confondue avec l'infiltration. En hydrologie par contre, la pluie efficace (P_e) correspond à la partie qui alimente les cours d'eau. L'excédent (**EXC**) correspond à la somme des précipitations ruisselées et infiltrées.

$$\text{EXC} = \text{I} + \text{R}$$

II-3-Mode de calcul

L'analyse de l'alimentation verticale d'une nappe par la pluie efficace ou infiltration efficace (Castany, 1963) repose sur les hypothèses de Turc (1961) et de Thornthwaite (1969). Les données nécessaires sont représentées par les précipitations brutes, les températures, les humidités relatives de l'atmosphère, les durées d'insolation et les états de remplissage du réservoir considéré. Le non-équipement des stations météorologiques utilisées pour la détermination de certains paramètres, nous oblige à utiliser la méthode de Thornthwaite basée sur les données fournies et qui a fourni dans le passé des bons résultats dans un climat océanique comme le notre.

Le bilan est calculé à partir des valeurs mensuelles : température moyenne mensuelle (moyenne des températures maximales et minimales de chaque jour du mois aux stations de Fiefs et Radinghem), lame mensuelle précipitée, évapotranspiration potentielle mensuelle. Les étapes de calcul relatives à ces méthodes sont mentionnées dans la partie annexe (Annexe I).

Les cycles d'alimentation verticale déficitaires ou excédentaires seront mis en évidence et corrélés avec les variations de la surface piézométrique.

II-4-Comparaison des bilans hydriques entre les deux stations météorologiques.

Dans la région d'étude, les deux stations météorologiques appartenant à Météo-France, de Fiefs et de Radinghem fournissent à la fois les données pluviométriques et thermométriques sur une longue période. On a pu établir le bilan relatif aux 15 et 11 dernières années respectivement pour ces deux stations.

II-4-1-Bilan hydrique à la station de Fiefs (1984- 1998)

Tous les résultats obtenus à la station météorologique de Fiefs sont reportés dans le tableau (1) et sur la figure (23) (les détails de calcul seront mentionnés dans l'annexe I).

Année	P (mm)	ETP (mm)	ETR (mm)	Peff (mm) = EXC
1984	1032,50	608	546,50	486
1985	787	598,50	545	242
1986	927,50	622	478,50	449
1987	951	597	597,50	354
1988	1065	633	633	432,5
1989	780	672,50	493	287
1990	886,50	645	476,50	410
1991	873	609,50	521	352
1992	1030,50	651	651	379
1993	1118	612	612	506
1994	1190,50	685	611	580
1995	936,50	675	523,50	425
1996	816,50	571	515	302
1997	811	650	577	234
1998	1190	655	636,50	554

Tab. 1. Bilan hydrique à la station de Fiefs (1984 - 1998)

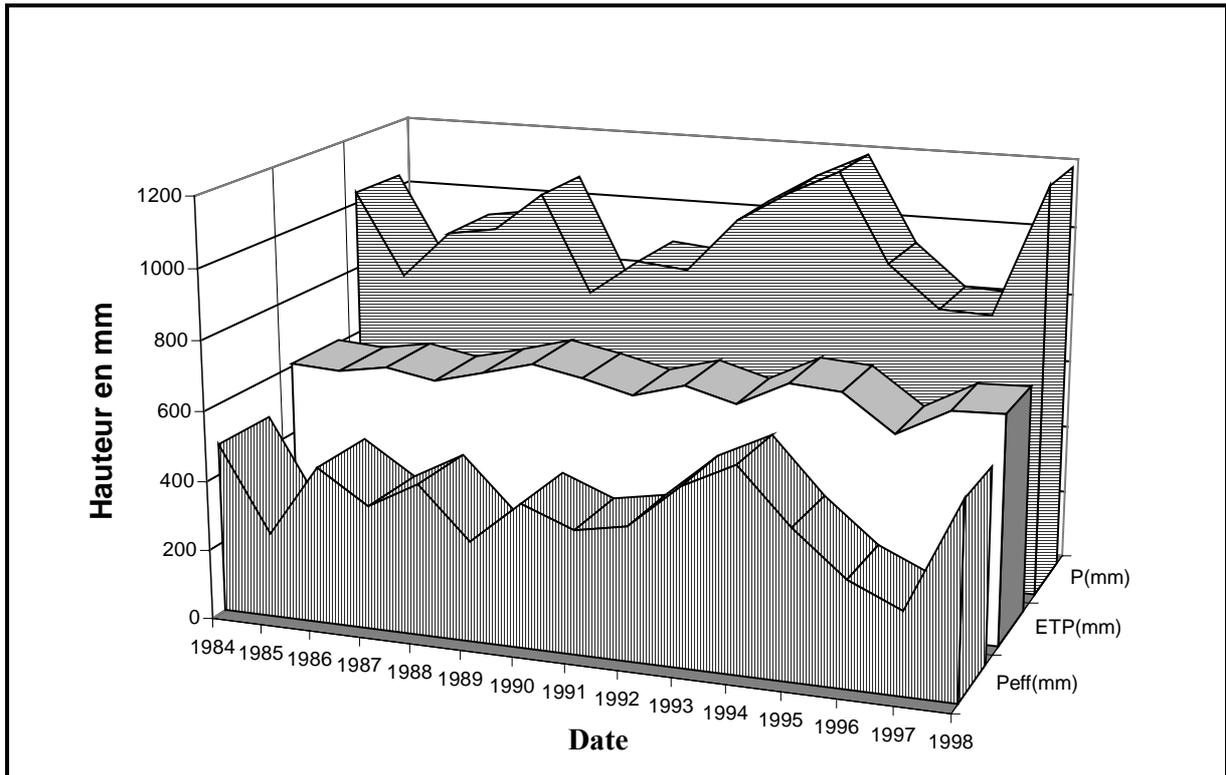


Fig. 23. Comparaison entre pluie, évapotranspiration et pluie efficace à la station météorologique de Fiefs (1984 – 1998)

Avec :

- P : lame moyenne précipitée sur le bassin en mm
- ETP : évapotranspiration potentielle en mm
- P_{eff} : précipitations disponibles pour le ruissellement et/ou l'infiltration en mm.

Le graphique représentant l'évaluation de la pluie efficace permet d'observer une variation de l'excédent d'une année à l'autre. En effet, on remarque une oscillation sur le graphique, une diminution non négligeable durant les années 1985 et 1997. On enregistre des augmentations importantes des pluies efficaces pendant les années 1994 et 1998. Une diminution importante de la hauteur des pluies efficaces depuis l'année 1994 jusqu'à l'année 1997 pour connaître en 1998 une seconde année de recharge. Durant cette période d'étude, on enregistre quatre années qui peuvent être distinguées des années restantes, deux années de vidange des nappes (1985 et 1997), deux années de recharge des nappes (1994 et 1998).

En conclusion, on peut dire que :

Sur la période 1984-1998, la lame totale précipitée à la station de Fiefs est de 14394 mm et l'ETR totale est de 8415 mm, ce qui correspond à 58% d'évapotranspiration ; l'excédent total calculé est de 5992 mm, soit 42% des précipitations, reste disponible pour le ruissellement et l'infiltration. La lame annuelle moyenne précipitée s'établit donc à 960 mm pour une ETR moyenne de 560 mm et un excédent de 400 mm.

II-4-2-Bilan hydrique à la station de Radinghem (1988 – 1998)

Tous les résultats obtenus à station météorologique de Radinghem sont reportés dans le tableau (2) et sur la figure (24).

Année	P (mm)	ETP(mm)	ETR(mm)	Peff (mm) = EXC
1988	626	654	357	329
1989	874	651	484	363
1990	920	654	477	443
1991	983	610	551	432
1992	1227	662	662	565
1993	1070	620	539	531
1994	1318	787	769	549
1995	983	664	510	473
1996	833	577	518	314
1997	876	692	581	294
1998	1239	639	629	610

Tab. 2. Bilan hydrique à la station de Radinghem (1988 – 1998)

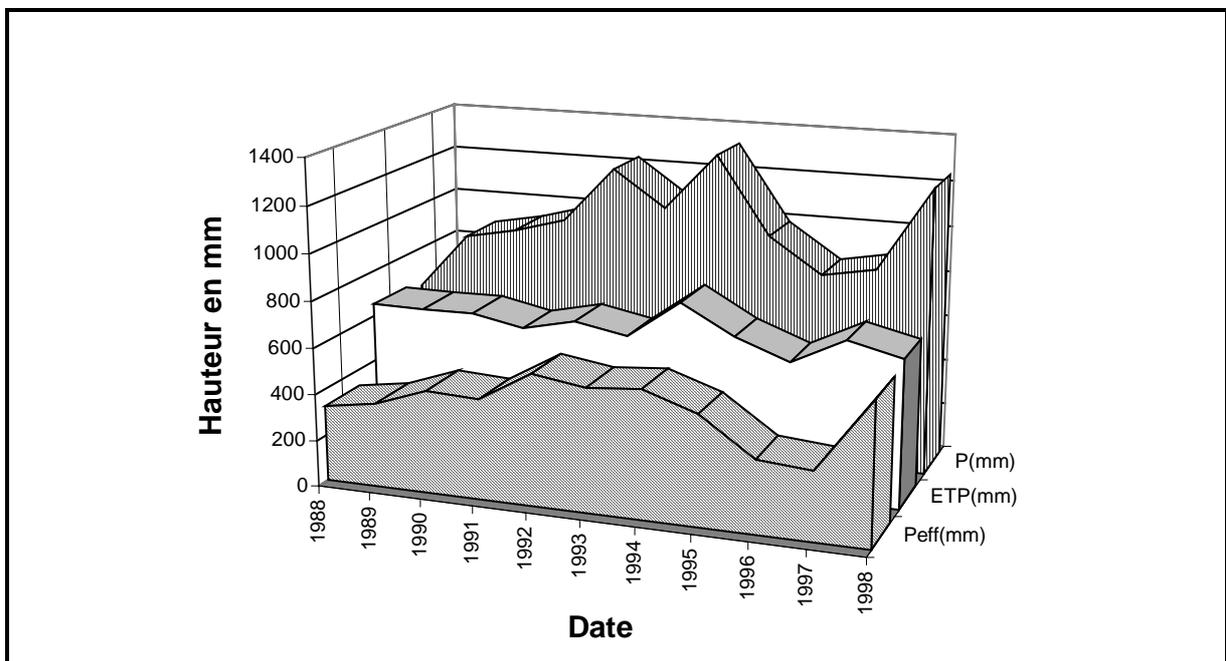


Fig. 24. Comparaison entre pluie, évapotranspiration et pluies efficaces à la station météorologique de Radinghem (1988 – 1998).

A partir de ce graphique qui enregistre une comparaison entre la pluie, l'évapotranspiration et la pluie efficace durant la période 1988 à 1998, on remarque une légère croissance de la hauteur de la pluie efficace depuis 1988 jusqu'à 1992.

III- Conclusion

Les différents résultats obtenus par cette analyse succincte des paramètres climatiques et des bilans hydriques ont permis de mettre en évidence les variations des pluies totales, des excédents par rapport à leurs moyennes, les écarts moyens des excédents et de leurs cumuls. Nous avons schématisé leurs évolutions spatiales et temporelles sur la figure (24. A, B, C, D). Sur la figure (25), on remarque que les moyennes des pluies dans les deux stations sont du même ordre de grandeur. L'excédent au niveau de la station de Radinghem est légèrement supérieur par rapport à celui enregistré au niveau de la station de fiefs.

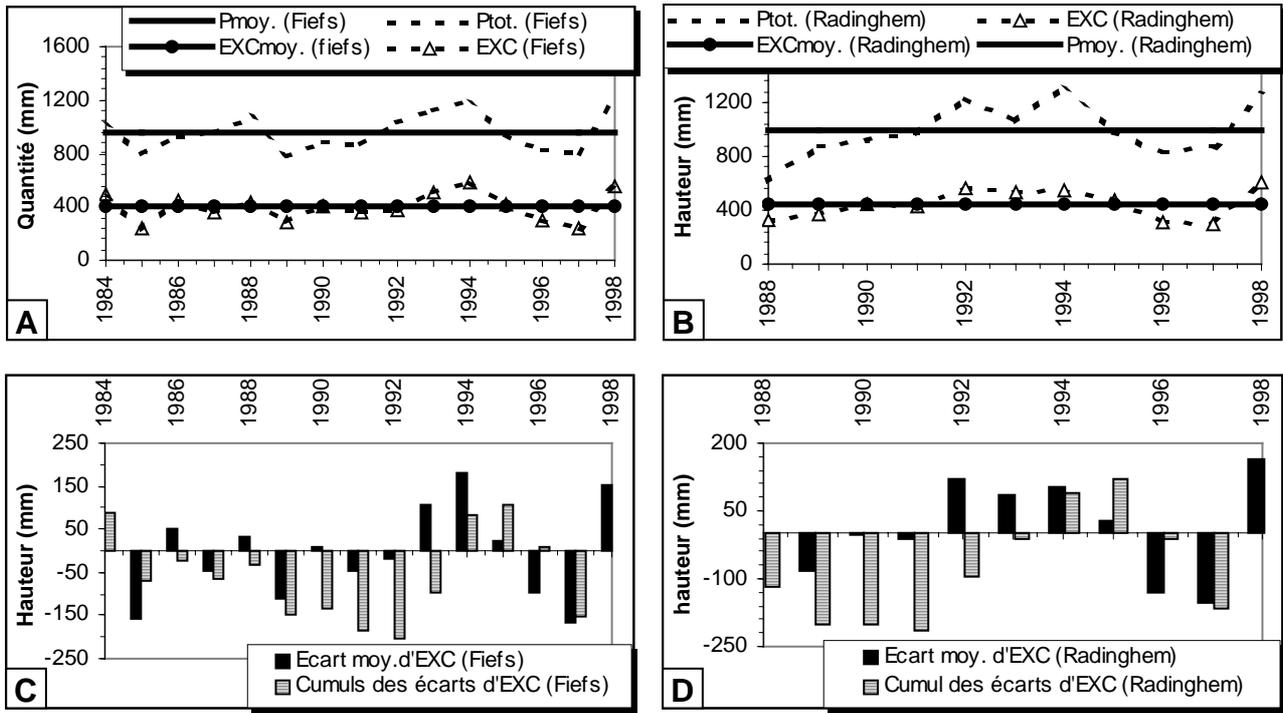


Fig. 25. Variation spatio-temporelle des pluies totales et des Excédents dans les stations météorologiques de Fiefs et de Radinghem.

Deuxième partie : DYNAMIQUE DE L'ÉCOULEMENT DES EAUX SOUTERRAINES

Introduction

La surface piézométrique de la nappe de la craie qui s'étend sur les deux tiers de la région, réagit fort différemment vis-à-vis des variations des débits d'alimentation et d'émergence, selon qu'elle se trouve en régime libre, semi-captif ou captif. Cependant en régime libre, la liaison entre les fluctuations piézométriques et les variations de l'alimentation par la pluie efficace est étroite. L'apparition d'émergences de la nappe de la craie dans les vallées provoque une auto-régulation du niveau piézométrique.

En régime captif, les variations de la surface piézométrique de la nappe sont fortes en raison de la faible valeur du coefficient d'emmagasinement et de l'absence d'une alimentation directe. Une baisse importante du niveau de la nappe, liée à des débits de pompage élevés, n'est pas automatiquement le signe d'une surexploitation des réserves en eau en raison de l'inertie de mise en place de nouveaux rapports hydrodynamiques (drainance, perte, disparition d'émergences) qui agiront latéralement.

En régime semi-captif, la nappe bénéficie du phénomène de la drainance, à partir des terrains de couverture semi-perméables, drainance qui lui permet de pallier des périodes de faible alimentation ou les excès de prélèvement.

I- Caractéristique de l'hydrogéologie de la nappe de la craie

Dans les départements Nord et Pas-de-Calais, différents aquifères sont bien individualisés mais le plus productif, et de ce fait le plus exploité, reste celui de la craie bien que ce dernier possède des zones de productivité variable. La craie est un aquifère largement exploité qui combine fréquemment les caractéristiques hydrodynamiques d'un milieu fissuré à fortes vitesses de transfert (Wang, 1987).

Ce matériau, avec une porosité totale élevée de l'ordre de 40% et une transmissivité moyenne inférieure à $3.10^{-2} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ (Crampon et al., 1993), constitue un aquifère complexe et présente la spécificité d'avoir une double porosité : matricielle et fissurale, lui permettant de stocker une quantité importante d'eau. La nappe de la craie a des coefficients d'emmagasinement, de 1,5 à 2% en nappe libre et les transferts assurent près de 56% du débit des cours d'eau. Dans le secteur d'étude, la nappe de la craie est en régime libre. Alimentée surtout par la surface libre dans tout le domaine des affleurements, cette nappe est drainée par le réseau de cours d'eau auxquels elle apporte l'essentiel de son débit exceptionnellement régulier. La craie de la zone étudiée est peu poreuse et peu perméable. En conséquence, l'emmagasinement et le transfert gravitaire d'eau ne sont possible que grâce à l'existence d'un réseau de fractures, suffisamment dense et interconnecté et/ou de joints ouverts et non colmatés qui constitue alors un réseau aquifère exploitable. Cependant, dans une région, où ces conditions ne sont pas réunies, les aquifères ont des variations de productivité très fortes : l'eau ne pouvant pas circuler au sein des blocs limités par les fractures, les compartiments peuvent être quasiment secs, l'eau est plus ou moins rapidement évacuée par les drains que représentent les vides associés aux fractures. A l'échelle du Bassin de Paris, l'ensemble crayeux est considéré comme un milieu poreux équivalent. Toutefois, des fractures les plus importantes peuvent y découper des compartiments ou « casiers hydrologiques » (Bracq et al., 1992) se comportant comme de véritables hydrosystèmes souterrains qui souvent ne correspondent plus aux bassins versants superficiels. Ainsi nous devons examiner le comportement hydrodynamique d'un tel aquifère qui est basé essentiellement sur sa structure et sa configuration.

II- Analyse des fluctuations piézométriques

Afin de cerner au mieux l'hydrogéologie du secteur d'étude, nous avons procédé à une démarche en quatre étapes. La première étape consiste en un suivi piézométrique des différents points exploitant les différents aquifères du secteur d'étude pendant des périodes plus au moins longues. La deuxième étape consiste en l'étude et l'analyse des fluctuations du niveau de la nappe, au niveau des points piézométriques, sous l'influence de la pluie efficace. La troisième étape consiste à l'élaboration de deux cartes piézométriques en période de hautes et de basses eaux pour le secteur équivalent aux deux cartes topographiques (au 1/25 000) de Fruges et de Heuchin. La quatrième étape se résume dans la mise en place et la validation d'un modèle Structures-Ecoulements souterrains pour mieux comprendre les comportements hydrodynamiques de la nappe sous l'incidence d'une telle géométrie de réservoir. Cette procédure permet de connaître l'évolution du niveau de la nappe, d'établir des relations possibles entre les précipitations, les points de décharge de la nappe et par conséquent le débit des cours d'eau.

La réalisation de la première étape de ce travail est basée sur l'existence d'un réseau de surveillance piézométrique dans le cadre de la mission de service public du B.R.G.M. Nous avons sélectionné une trentaine d'ouvrages représentatifs, où nous possédons le maximum de données, autorisant le suivi de l'évolution piézométrique des différents aquifères de la région étudiée. Les caractéristiques des différents ouvrages ainsi que leurs localisations sont résumées sur le tableau (3 & 4) et la figure (26).

Groupe N°1 : Août 1979 – Juillet 1999							
Indice du BRGM	Aquifère concerné	Profondeur de l'ouvrage (m)	Altitude de l'ouvrage en mNGF	Variation du niveau de la nappe			
				ΔH (m)			
				Minimum	Date	Maximum	Date
17-1X-7	Turonien	5,75	55	3	Fév. 88	5,15	Nov. 89
17-1X-51	Turonien	35,35	69,6	24,69	Janv. 94	34,33	Nov. 90
17-2X-37	Cénomaniens		187	42,10	Fév. 95	74,44	Sep. 79
17-3X-83	"	98	174,84	9,20	Janv. 94	59,23	Août 96
17-3X-84	"		175,03	7,81	Janv. 94	61,65	Déc. 95
17-4X-14	"	12	94	0,8	Fév. 88	10,6	Janv. 96
17-4X-26	Cénomaniens	45,80	156,05	27,35	Fév. 95	44,95	Nov. 90
18-1X-117	Cénomaniens	76	91,86	0	Fév. 83; Janv. 94; Fév. 95	6,50	Oct. 96
18-1X-125	Turonien	21,5	97,35	0,93	Fév. 99	11,54	Oct. 96
18-1X-134	Turonien	85,45	109,95	0	Janv. 94, Fév. 95, Mars 95, Déc. 98, Janv. 99, Fév. 99	13,23	Nov. 97
18-1X-136	"	84,45	109,95	0	Janv. 94, Fév. 95, Mars 95, Déc. 98, Janv. 99, Fév. 99	13,23	Nov. 97
18-2X-10	"	28,85	118,2	0	Fév. 95	28,67	Juil.90
18-7X-5	"	37,1	161	25,16	Mars 95	32,49	Nov. 97

Tab. 3. Caractéristiques des ouvrages de la nappe suivie (groupe N°1)

Groupe N°2 : Août 1975 – Décembre 1994							
Indice du BRGM	Aquifère concerné	Profondeur de l'ouvrage (m)	Altitude de l'ouvrage en mNGF	Variation de la nappe			
				ΔH (m)			
				Minimum	Date	Maximum	Date
18-1X-11	Cénomaniens	11,1	93,15	1,22	Jan. 94	9,73	Oct. 90
18-1X-28	Turonien	37,1	168,56	18,64	Jan. 94	37,80	Oct. 76
18-1X-69	"	23,85	118,14	21,13	Fév. 88	23,96	Oct. 89
18-1X-71	"	24,25	118,15	17,19	Fév. 88	23,97	Août 78
18-1X-75	Turonien	19,8	112,61	13,31	Fév. 88	19,95	Oct. 89
18-1X-93	"	8,7	90,25	4,51	Fév. 88	9,20	Oct. 89
18-1X-120	"	30	121,90	21,39	Av. 94	34,03	Déc. 78
18-1X-121	Cénomaniens	81	126,2	0,69	Fév. 88	11,43	Déc. 90
18-1X-122	"	25	126,15	0,70	Fév. 88	11,34	Déc. 90
18-1X-123	"	125	126,53	20,29	Mars 88	28,43	Déc. 78
18-1X-124	Turonien	56	126,5	20,25	Mars 88	27,86	Déc. 90
18-1X-133	Cénomaniens	86	100,7	0,37	Jan. 94	10,38	Déc. 78
18-1X-135	Turonien	86	100,7	0,74	Fév. 88	10,49	Déc. 78
18-1X-145	Cénomaniens	85	142,84	5,12	Fév. 88	29,85	Nov. 76
17-4X-99	Cénomaniens	24	96,67	0	Jan. 82, Déc. 92, Janv. 93, Janv. 94	1,34	Sep. 76
18-5X-66	Cénomaniens	155	130	30	5/83	40,40	Déc. 78
17-4X-102	"	116	100,84	0,58	Fév. 88	11,61	Nov. 78

Tab. 4. Caractéristiques des ouvrages de la nappe suivie (groupe N°2)

Leur localisation est précisée sur la figure (26).

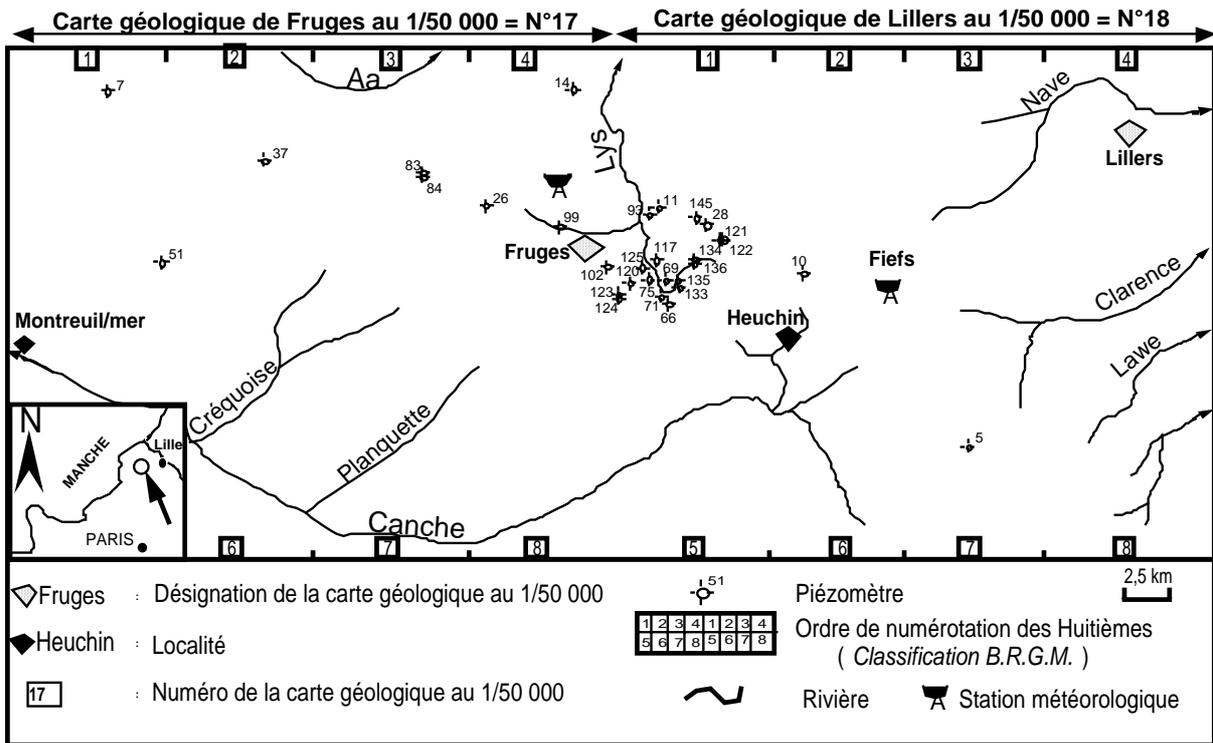


Fig. 26. Localisation des piézomètres

II-1-Evolution de la piézométrie au cours de la période : Août 1979 - Juillet 1999.

Sur la figure (27), nous présentons les évolutions piézométriques de quelques ouvrages appartenant au premier groupe indiqué précédemment. En d'autre terme, l'évolution des niveaux piézométriques durant la période d'Août 1979 à Juillet 1999.

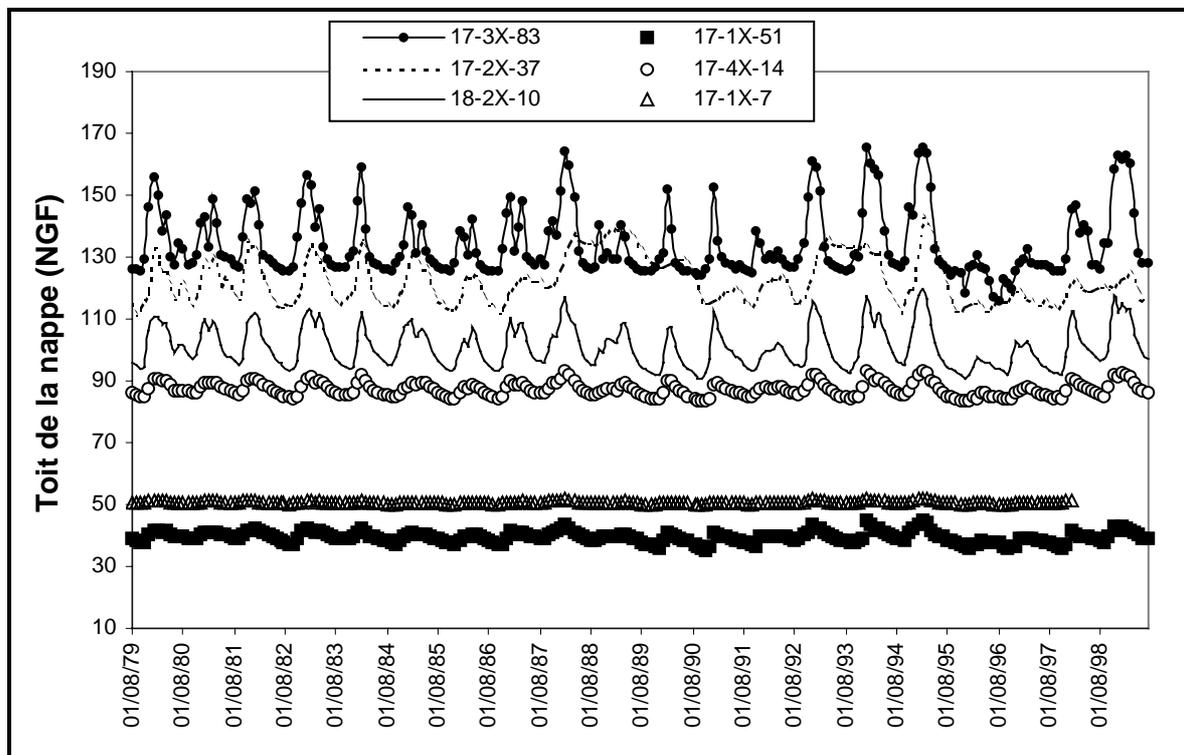


Fig. 27. Comparaison de l'évolution piézométrique de quelques ouvrages (Août 1979-Juillet 1999)

L'analyse des résultats illustrés sur la figure ci-dessus montre une allure générale identique des évolutions piézométriques pour tous les ouvrages, excepté le 17-1X-7. Cet ouvrage ne montre qu'une légère évolution de son niveau piézométrique durant toute la période de suivi. Cependant on note une allure plane de son niveau piézométrique contrairement aux autres piézomètres où l'on enregistre des variations plus ou moins importantes des niveaux piézométriques. Parmi les piézomètres pris en considération, seulement trois d'entre eux (17-3X-83, 18-2X-10 et le 17-2X-37) ont enregistré une évolution importante de leurs niveaux durant toute la période de suivi. La particularité du 17-2X-37 est sa recharge et sa décharge lentes. Une explication plausible serait que l'eau infiltrée suive soit un chemin plus long soit une zone imperméable.

Nous résumons les résultats des comportements des niveaux piézométriques de cette étude dans le tableau (5).

	17-3X-83	17-2X-37	18-2X-10	17-1x-51	17-4x-14	17-1x-7
Nappe concernée	Cénomanienne	Cénomanienne	Turonienne	Cénomanienne	Cénomanienne	Cénomanienne
ΔH (m)	53,83	35	28,77	9,64	9,8	1,6

Tab. 5. Variations des niveaux piézométriques des quelques ouvrages

II-2-Evolution de la piézométrie au cours de la période : Août 1975 - Décembre 1994.

Dans ce paragraphe, nous présenterons les résultats du suivi des évolutions piézométriques de quelques ouvrages du deuxième groupe cité précédemment. Dans ses grandes lignes, la méthodologie suivie dans cette étude est presque identique à celle suivie pour le premier groupe de piézomètres. Les piézomètres de ce deuxième groupe se localisent dans une zone géographiquement restreinte. Le but de cette étude est de mettre en valeur la différence des réponses piézométriques d'un ensemble d'ouvrages situés dans la même zone. La structure de ce secteur d'étude et précisément la zone non saturée n'étant pas perturbée par des failles, fractures et/ou joints colmatés, leurs réponses devraient être analogues.

Au cours de notre étude sur la structure générale, nous avons montré que tectoniquement, cette zone est loin d'être homogène. En effet, nous avons mis en évidence la présence d'un réseau de fractures et de failles affectant la zone étudiée. Dans la figure (28), nous avons illustré les résultats soulignant l'évolution piézométrique.

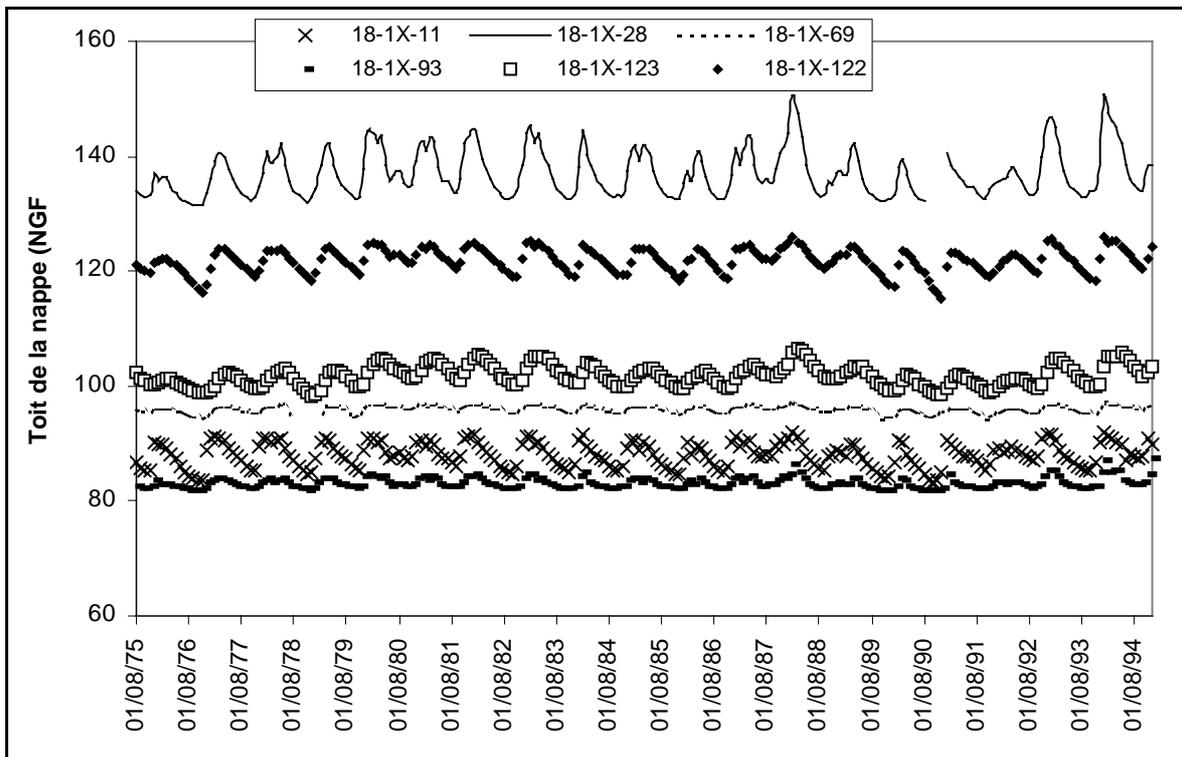


Fig. 28. Comparaison de l'évolution piézométrique de Août 1975 à Décembre 1994

L'analyse de ces graphes nous montre que durant la période d'étude (Août 1975 - Décembre 1994) les évolutions piézométriques de tous les ouvrages ont des allures comparables avec seulement des différences dans les amplitudes de variations. Cependant, une variation remarquable du niveau piézométrique est enregistrée dans l'ouvrage 18-1X-28 où le niveau piézométrique est la plus importante, entre 118 et 145 m (NGF). Une variation moins marquée pour les ouvrages 18-1X-11, 18-1X-122, 18-1X-123 et 18-1X-11 où la cote piézométrique oscille entre 80 et 100 m (NGF). On enregistre une allure relativement plane des évolutions piézométriques de l'ouvrage 18-1X-69 et 18-1X-93 où la cote piézométrique fluctue entre 80 et 90 m.

Les différences de variations piézométriques de ces ouvrages sont dues à plusieurs phénomènes. En effet, ces variations sont multiples et liées essentiellement aux caractéristiques des ouvrages, de la géométrie locale de l'aquifère, à des causes artificielles et à des phénomènes naturels qui peuvent être classés en deux groupes : les variations naturelles et les variations artificielles.

Parmi les variations naturelles, nous distinguerons les fluctuations saisonnières réparties sur l'ensemble d'une année. En effet, les nappes passent par un maximum qui apparaît en général entre mars et mai et un minimum qui se situe en fin d'année. Il peut parfois être légèrement avancé (Novembre) ou reculé (Janvier). Certaines variations piézométriques présentent un caractère cyclique se répartissant sur plusieurs années groupées.

Parmi les causes artificielles, nous distinguerons essentiellement les pompages, parfois intensifs, dans les zones industrielles. Nous résumons les évolutions piézométriques dans ces ouvrages, ainsi que les nappes concernées dans le tableau (6).

	18-1X-28	18-1X-69	18-1X-11	18-1x-123	18-1x-93	18-1x-122
Nappe concernée	Turonienne	Turonienne	Cénomanienne	Cénomanienne	Turonienne	cénomanienne
ΔH (m)	19,16	2,91	8,71	8,15	5,65	10,64

Tab. 6. Variations des niveaux piézométriques de quelques ouvrages

III- Représentation de la recharge dans un modèle des eaux souterraines

Afin de représenter efficacement la recharge d'eaux souterraines dans un modèle, on doit considérer les processus qui commandent le taux de recharge et des objectifs de l'étude de la modélisation. Les facteurs qui commandent le taux de recharge sont liés au paysage hydrologique du système aquifère. Les trois principaux facteurs qui commandent la recharge sont le climat, la topographie, et le cadre géologique. Après la précipitation, le sol permet à l'eau de s'infiltrer vers la nappe aquifère, et la structure géologique plus profonde fournit la perméabilité nécessaire pour un écoulement plus profond (Fig. 29). Les précipitations et l'infiltration sont associées à la surface du sol. Si le climat et les conditions du sol permettent à la recharge d'atteindre la nappe à un taux qui est plus grand que la zone saturée peut transmettre, alors la perméabilité de la structure géologique (fractures) commande le taux de recharge. Cette situation a comme conséquence l'état d'un niveau de nappe relativement peu profond au point que l'infiltration excessive est détournée vers la surface par le biais de l'émergence. A l'inverse, si la zone saturée peut transmettre plus de recharge que le climat et le sol peuvent fournir, alors les facteurs extérieurs (climat et sol) limitent et commandent le taux de recharge. Cela conditionne des résultats liés à une nappe relativement profonde. Ces types, surface et sub-surface, de contrôle de la recharge peuvent, en général, également être corrélés avec les précipitations et la topographie de la région. Dans une région où le climat est relativement humide ou à une topographie peu contrastée, comme la nôtre, c'est la structure géologique qui commande le taux de recharge alors que dans des zones relativement moins arrosées ou à une forte déclivité topographique, c'est le climat qui contrôle le taux de recharge. Dans les domaines de basse altitude, le gradient de la surface piézométrique limite également le taux de recharge, si la perméabilité de la lithologie est exceptionnellement grande (Sanford, 2002). La variabilité de la topographie (Fig. 29) où la structure géologique induit des comportements différents selon les régions. Ces divers facteurs, qui commandent et/ou influencent la recharge, se traduisent par des conditions aux limites les plus appropriées pour représenter la recharge dans un modèle d'écoulement.

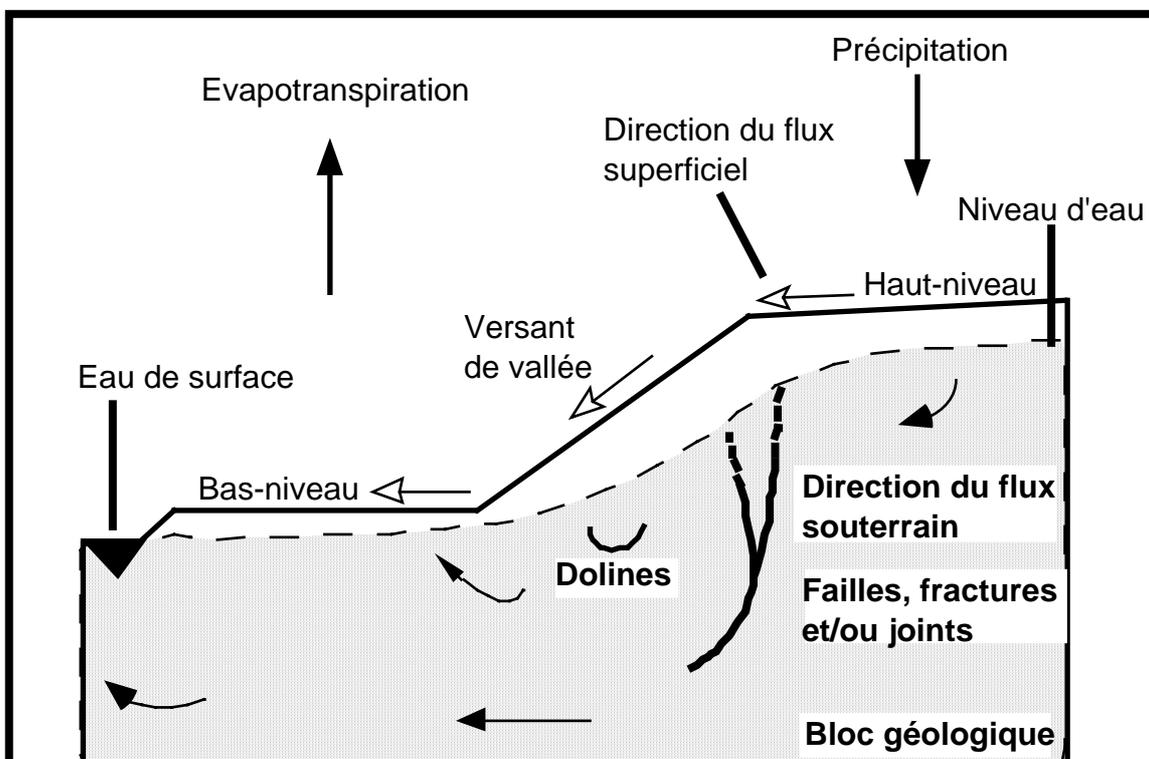


Fig. 29. Schéma global des facteurs dominants affectant la recharge et le flux souterrain

IV- Carte de transmissivité du secteur étudié

Après l'étude et la présentation d'une hypothèse du mode de transfert des eaux de surface vers la nappe souterraine ainsi que les principaux facteurs qui l'influencent, nous essaierons de comprendre et de différencier les fluctuations piézométriques de la nappe de la craie. Cependant, il est intéressant d'établir le rapport qui existe entre les remontées de niveau et les excédents pluviométriques déduits de l'évapotranspiration.

La connaissance de ce rapport implique une meilleure information à la fois sur les modalités de l'infiltration, donc de l'écoulement, et de la restitution de l'eau aux rivières, donc de l'emmagasinement. Un suivi piézométrique a été réalisé sur la majorité des ouvrages mentionnés précédemment.

Avant de commencer l'analyse de l'évolution des niveaux piézométriques sous l'influence de la pluie, il s'avère utile de rappeler la répartition globale de la transmissivité de l'aquifère de la zone d'étude. Les valeurs existantes dans l'aquifère crayeux du secteur d'étude sont relevées dans la bibliographie. Ces valeurs sont déterminées à partir des méthodes classiques. Leur prise en compte sera limitée à mettre en évidence la cohérence des valeurs de la transmissivité dans la zone étudiée. Avant le traçage de la carte des transmissivité de la zone d'étude, et dans un premier temps, nous avons déterminé un variogramme spécifique à notre secteur d'étude. Ce variogramme est déterminé à partir des données expérimentales. Dans ce qui suit, nous présentons une carte de transmissivité, krigée à partir des mesures bibliographiques (Fig. 30). Ces valeurs ne sont représentatives qu'à proximité des points de mesures indiqués sur la figure. L'intérêt de la mise au point de cette carte est de tenter de mieux comprendre l'évolution des niveaux piézométriques sous l'influence des pluies dans le cas où l'on ne possède pas de valeurs de perméabilité directement mesurées sur le réservoir crayeux.

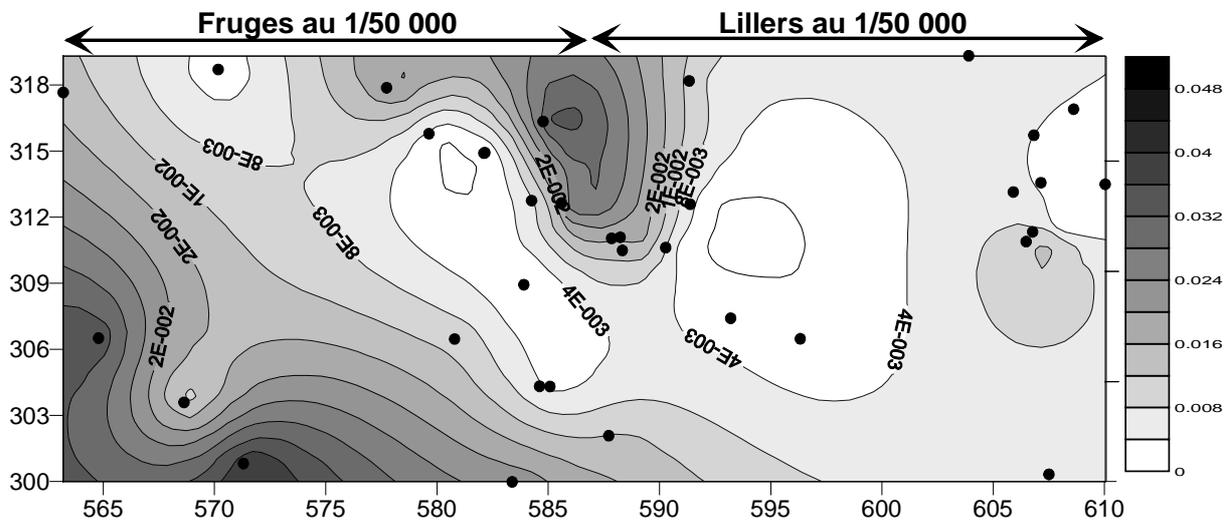


Fig. 30. Superposition de la carte de transmissivité et la localisation des points de mesure

Cette carte montre que sur le plateau, la transmissivité de la nappe est le plus souvent faible, avec une perméabilité oscillant entre 10^{-3} et 10^{-6} $m.s^{-1}$. Dans les vallées, due à une meilleure fragmentation de la craie suite à des phénomènes de dissolution, la transmissivité est nettement plus élevée (facteur 10 à 100). Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que celles mesurées ou « krigées » dans l'aquifère crayeux.

Dans les vallées, nous avons enregistré de fortes valeurs ($4,5 \cdot 10^{-2}$ $m^2.s^{-1}$) alors que l'ensemble des valeurs de transmissivité (T) reste toutefois inférieur à $3 \cdot 10^{-2}$ $m^2.s^{-1}$ dans l'aquifère du Turonien. Dans le Cénomaniens, les plus fortes valeurs ont été relevées dans les

vallées de la Traxenne et de la Lys, avec une détérioration rapide des propriétés de l'aquifère vers l'amont de la Lys. On notera que, en dehors de ces vallées, toutes les valeurs de T sont comprises entre $6 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ et $10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

V-Evolution des niveaux piézométriques sous l'effet des pluies efficaces

Dans notre zone d'étude, un réseau de piézomètres implanté dans la craie est suivi par le Bureau de Recherche Géologique et Minière depuis 1965. Notre étude ne s'intéressera qu'à la dernière décennie (1984-1999).

A la suite de quoi, sera tentée une interprétation des piézométries sous l'influence de la pluie enregistrée aux niveaux des stations météorologiques de : Fiefs et Radinghem.

V-1-Effets sous l'influence des pluies enregistrées à la station de Fiefs

Nous présentons des exemples résultant de réaction de deux types de familles de piézomètres dont la première représente l'aquifère turonien et la seconde représente l'aquifère du Cénomaniens sous l'influence des pluies efficaces. La figure (31) illustre l'évolution des niveaux piézométriques par rapport à la station météorologique de Fiefs.

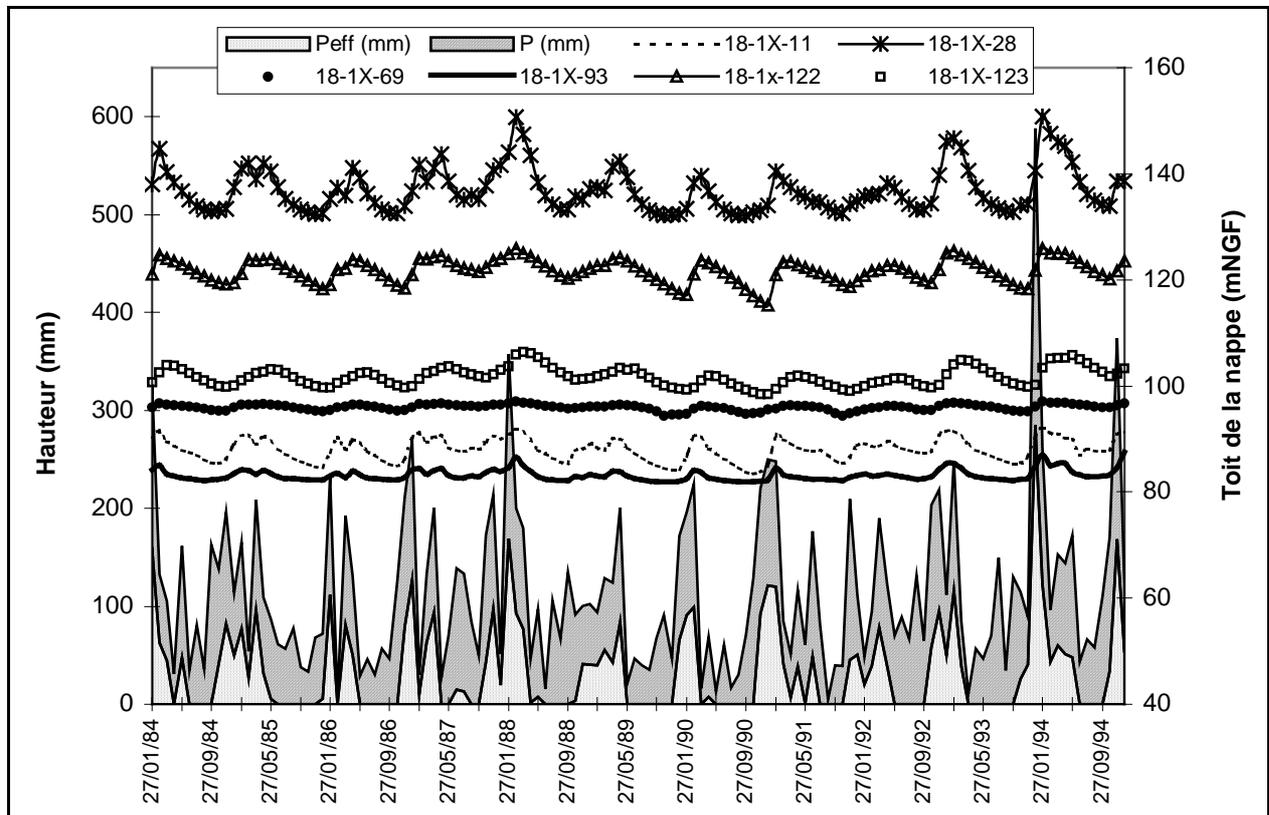


Fig. 31 Exemple d'évolution piézométrique de la nappe de la craie, la pluviométrie et les pluies efficaces par rapport à la station de Fiefs (Janv. 1984 – Déc. 1994).

La figure ci-dessus illustre une comparaison des résultats d'évolution des niveaux piézométriques des deux triplets d'ouvrages, 18-1X-11, 18-1X-122, 18-1X-123 et 18-1X-28, 18-1X-69, 18-1X-93. Les deux triplets d'ouvrages représentent respectivement l'aquifère du Cénomaniens et du Turonien. La lecture et l'analyse de ce graphique nous montrent deux comportements différents des niveaux des ouvrages pour une même quantité de pluie. On enregistre une variation importante des niveaux piézométriques des deux ouvrages, 18-1X-28 et 18-1X-122. Durant toute la période de suivi, on remarque la présence de trois épisodes pendant

lesquels on enregistre trois pics importants des niveaux piézométriques aux niveaux des ouvrages 18-1X-28 sous l'influence des périodes pluvieuses. La première était en janvier 1988, la deuxième en janvier 1993 et la troisième en décembre 1993. Dans le reste des ouvrages, on enregistre des variations plus ou moins importantes et parfois des variations quasi nulles et par conséquent avec une droite quasi horizontale comme pour le cas de l'ouvrage 18-1X-69. Pour les ouvrages 18-1X-93 et 18-1X-11, leurs niveaux piézométriques restent dans la gamme de 80 à 90 m (NGF) durant la période de 1984 –1994.

Un point important peut être évoqué suite à cette comparaison d'évolution des niveaux piézométriques, c'est que l'allure générale des réponses des ouvrages qui représente l'aquifère cénomaniens est identique. Contrairement à ces derniers ouvrages, une différence des allures générales des évolutions piézométriques apparaît au niveau des ouvrages de l'aquifère turonien. Ces différenciations sont dues essentiellement aux différentes caractéristiques physiques (distance de l'ouvrage par rapport à l'exutoire, état initial de la nappe, épaisseur de l'aquifère, ...), propres à chaque ouvrage et à la structure locale de l'aquifère qui joue un rôle primordial dans la circulation des eaux souterraines. En effet, entre le moment où l'eau s'infiltré dans le sol et le moment où elle parvient à la nappe, il existe un certain retard dont l'importance semble être liée à quelques paramètres :

- la perméabilité à l'aquifère dans la zone non saturée;
- la profondeur de la surface libre de la nappe ;
- la capacité de stockage des fractures et les piézomètres ;
- la géométrie de l'aquifère ;
- l'épaisseur du milieu non saturé.

Afin de quantifier les évolutions piézométriques dans ces ouvrages, nous avons étudié l'évolution de leurs niveaux piézométriques sous la même quantité de pluie efficace calculée. Pour cette comparaison, nous avons choisi, à titre d'exemple, la période de Décembre 1993. Les résultats sont illustrés dans le tableau (7).

	Aquifère du Turonien			Aquifère du Cénomaniens		
	18-1X-28	18-1x-69	18-1x-93	18-1X-11	18-1X-122	18-1X-123
Pluie efficace (mm)	285	285	285	285	285	285
ΔH (m)	6,53	1,9	4,49	5,30	7,45	3,64

Tab. 7. Comparaison des évolutions des niveaux piézométriques sous une pluie efficace identique (pluie enregistrée à la station de Fiefs)

V-2- Effets sous l'influence des pluies enregistrées à la station de Radinghem

Dans ce paragraphe, nous reprenons la même méthodologie que celle développée dans le paragraphe précédent afin de comparer les évolutions des niveaux piézométriques sous l'influence des pluies enregistrées au niveau de la station météorologique de Radinghem. Cependant, nous ne nous arrêtons pas au niveau de l'étude quantitative de l'évaluation des apports de la pluie au niveau des piézomètres puisque nous étudions les comportements des niveaux piézométriques de ces ouvrages dans un secteur bien faillé comme nous l'avons montré lors de l'étude structurale de cette zone ce qui rend le travail intéressant (Fig. 18). Pour cette comparaison, nous avons choisi six ouvrages représentant les deux aquifères : le 17-2x-37, le 17-4X-14, le 17-3X-83 représentent le Turonien et le 17-4X-26, le 17-1x-51 et le 17-1X-7 représentent le Cénomaniens. Les différents résultats trouvés au cours de cette comparaison sont illustrés dans la figure (32).

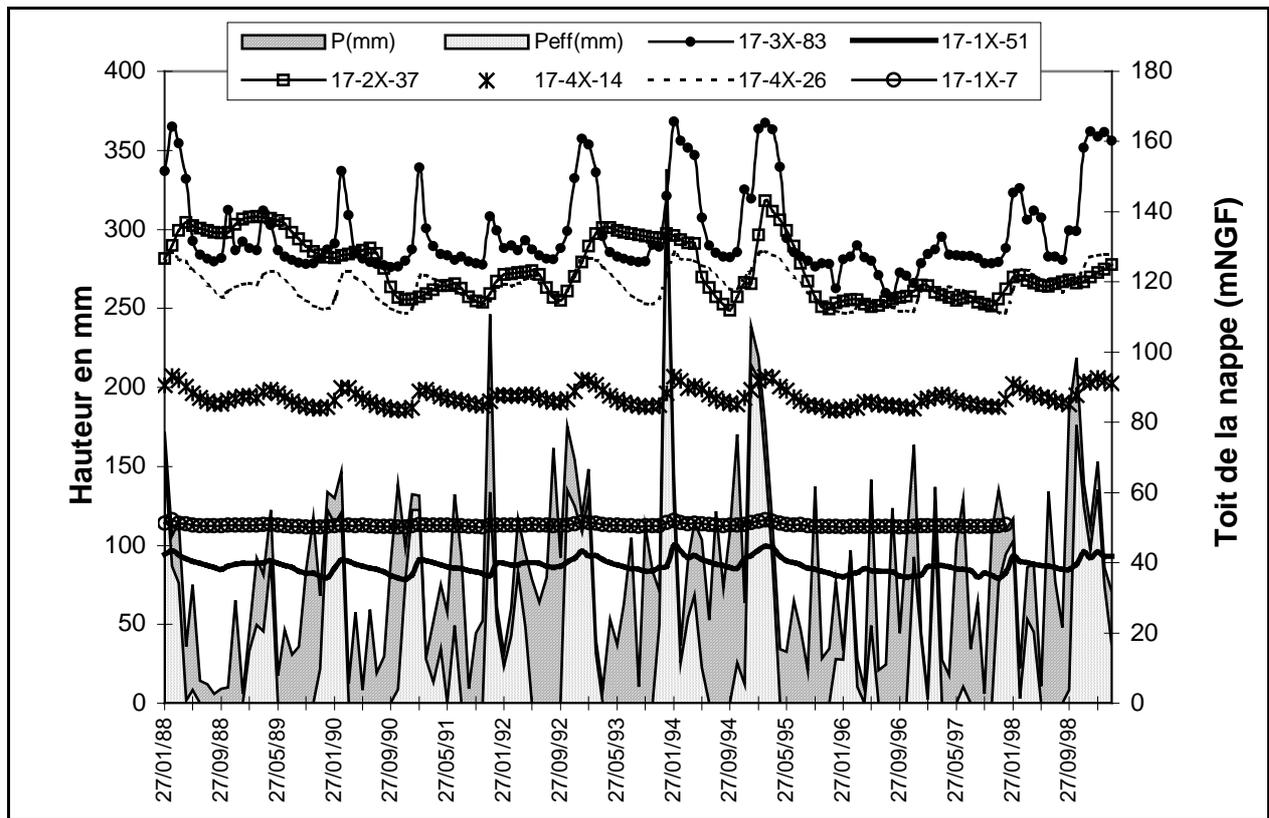


Fig. 32 Exemples d'évolution piézométrique de la nappe de la craie, la pluviométrie et les pluies efficaces par rapport à la station de Radinghem de Janvier 1988 au Mars 1999.

La lecture et l'analyse de ces graphes nous montrent que le piézomètre 17-3X-83, situé à Verchocq au niveau du plateau, permet d'apprécier l'évolution de cette nappe à la limite des bassins de la Lys et de l'Aa. Il manifeste une grande sensibilité au signal pluie mais avec un retard qui peut représenter le temps de réponse (deux à trois semaines). Cette sensibilité de la piézométrie laisse supposer une fracturation très développée. Ce piézomètre serait situé à la limite d'une faille drainante de direction N40-50, et par conséquent la réponse de ce piézomètre répondrait aux pluies tombées sur les alentours de ce piézomètre et sur les zones voisines drainées par la même faille.

A partir des graphiques de la figure (32), on peut comparer les variations des niveaux piézométriques sous la même quantité de pluie. Prenons, par exemple, la quantité de pluie tombée en décembre 1993 : sous l'influence de 319 mm de pluie efficace, on enregistre une variation de 0,78 à 35,62 m.

	Aquifère du Turonien			Aquifère du Cénomanién		
	17-1X-7	17-1X-51	17-4X-26	17-2x-37	17-3X-83	17-4X-14
Pluie efficace (mm)	319	319	319	319	319	319
ΔH (m)	1,5	6,28	12,94	0,78	35,62	8,02

Tab. 8. Comparaison des évolutions des niveaux piézométriques sous une pluie efficace identique (pluie enregistrée à la station de Radinghem)

Ces résultats viennent confirmer que l'amplitude des variations saisonnières varie énormément d'un point à un autre. Elle est très faible dans les vallées où les perméabilités sont importantes.

Elle est importante sur la bordure des plateaux où la perméabilité est faible. En zone de vallée, on a deux cas différents: ou bien la vallée est à écoulement permanent et on enregistre peu de variations, de même ordre que celle du cours d'eau ; ou bien la vallée est à engouffrement et alors les variations sont très importantes. En zone de plateau, sans modifications morphologiques apparentes, les variations sont très différentes d'un point à un autre : retards de réaction à la pluviométrie, variations piézométriques. Cependant les variations piézométriques paraissent étroitement liées au moins à la pluviométrie. En effet, durant la période de végétation, l'évapotranspiration réduit énormément la quantité d'eau qui peut percoler vers la nappe. Ce seront donc essentiellement les pluies d'automne et d'hiver qui auront une répercussion sur le niveau des nappes mais rarement les pluies d'été.

Le piézomètre 17-2X-37, qui représente la nappe cénomanienne, enregistre une faible variation du niveau piézométrique sous l'influence de la pluie. Au niveau de cet ouvrage, un retard dans la recharge et dans la vidange peut être remarqué puisqu'il peut atteindre un mois voire même deux mois. En d'autres termes, avant que l'eau ne puisse atteindre ce piézomètre, elle doit suivre un chemin plus long (faille drain) et elle doit traverser toute la zone non saturée qui peut retarder l'arrivée de l'eau à la nappe. Nous avons schématisé l'effet de l'épaisseur de la zone non saturée sur le retard enregistré au niveau de la piézométrie dans la figure (33).

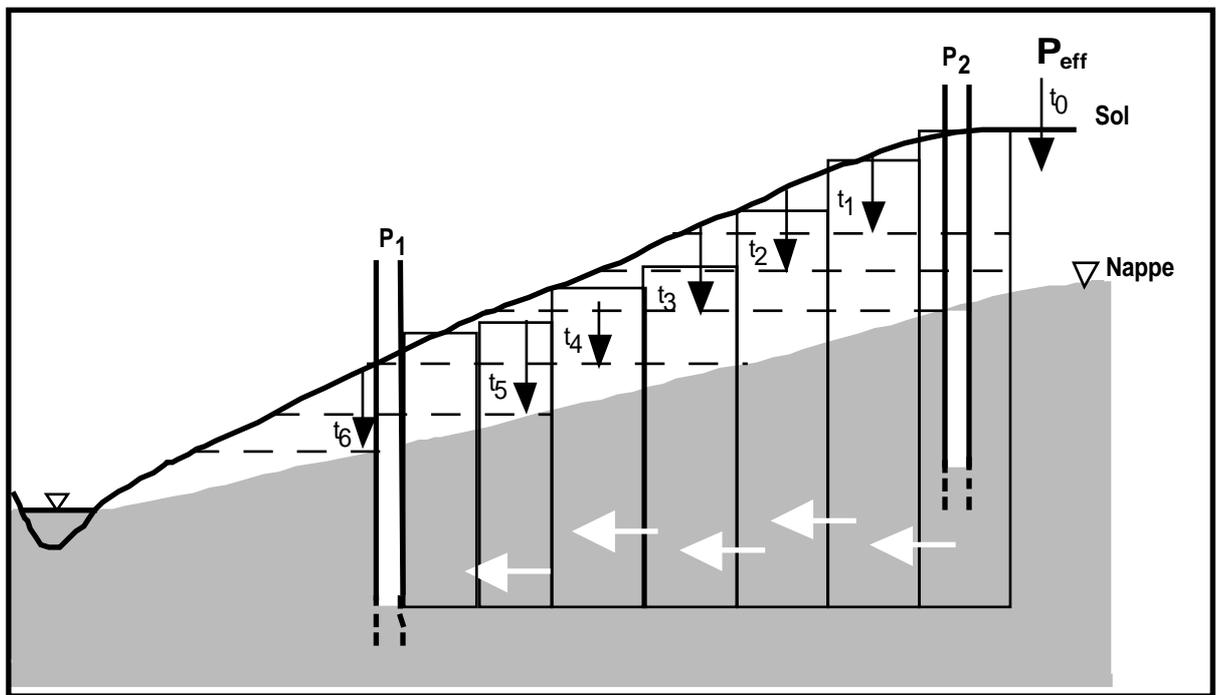


Fig. 33. Influence de l'épaisseur de la zone non saturée sur la réponse piézométrique

A partir de cette figure, on remarque que le piézomètre P_1 reçoit la pluie efficace (P_{eff}) tombée de t_0 à t_6 alors que P_2 reçoit cette même P_{eff} à t_3 . Donc on enregistre un temps de retard de $\Delta t = t_6 - t_3$. Dans certains cas, c'est ce temps (Δt) qui « commande » la réponse du niveau d'eau dans le piézomètre vis-à-vis des pluies efficaces.

Pendant la période de Novembre 1992 - Mars 1993, on enregistre une remontée du niveau piézométrique en l'absence de toute pluie efficace. Ce phénomène résulte de l'effet retard du milieu non-saturé. Les mêmes constatations sont observées durant les années 1988 - 1989 et 1992 - 1993. Les deux ouvrages, 17-1X-51 et 17-4X-14, qui représentent la nappe du Cénomaniens se comportent d'une manière presque identique voire de la même amplitude sous

l'influence de la pluie. Sans prendre en compte la quantité de pluie tombée, on enregistre qu'une légère variation du niveau piézométrique.

Durant cette partie, on a évoqué le retard de la réaction de quelques ouvrages sous l'influence de la pluie. En considérant certains piézomètres, on peut trouver une ébauche d'évolution normale avec la profondeur sur le bassin. Mais, la présence d'anomalies importantes probablement liées à une fracturation plus grande de la craie et détectées par les puits 17-3X-83 et 18-2X-10 (cependant les zones fracturées ne se limitent probablement pas à ces deux points), perturbent en partie le processus de percolation « normal » par comparaison avec celle qui se produit en terrain homogène à travers la tranche non saturée.

VI- Dynamique de la nappe libre de la craie

VI-1-Généralités

L'analyse des variations de la surface piézométrique sera menée avec deux points de vue, qualitatif et quantitatif. Aux données de base de l'analyse des écoulements, s'ajoutent les longueurs des lignes de courant hydraulique, la position du niveau de base, le coefficient d'emmagasinement, la perméabilité, la diffusivité, l'épaisseur du réservoir, les coefficients de transfert vertical et latéral.

Avant l'analyse et l'interprétation des variations des niveaux piézométriques sous l'influence des événements pluvieux, nous présenterons très brièvement les notions d'écoulement d'un fluide dans un matériau poreux qui permettront de préciser l'écriture des équations fondamentales du phénomène.

La charge hydraulique Ψ d'un fluide, en un point de l'écoulement, correspond à l'énergie potentielle de l'unité de poids du fluide. Cette énergie dépend de la position qu'occupe, dans l'espace de l'écoulement, l'élément de fluide considéré. La charge hydraulique Ψ dépendra donc de repères x, y, z et s'écrira comme une fonction $\Psi(x, y, z)$ définissant le champ de la charge hydraulique par l'intermédiaire de 3 scalaires exprimés par des dérivés

partielles : $\frac{\delta \psi}{\delta x}, \frac{\delta \psi}{\delta y}, \frac{\delta \psi}{\delta z}$

Ces trois nombres peuvent également représenter les composantes d'un vecteur appelé « gradient de charge » ($\overrightarrow{grad \psi}$). Il s'agit en fait d'une force agissant sur l'unité de poids d'un fluide perpendiculairement à des surfaces de charge constante (surfaces équipotentielles).

La vitesse d'infiltration d'un fluide dans un matériau poreux s'exprime suivante la Loi de Darcy :

$$\vec{V} = -K \overrightarrow{grad \psi} \quad (1)$$

avec K , le coefficient de Darcy ou coefficient de perméabilité $= k \frac{\gamma}{\nu}$, k , la perméabilité intrinsèque, γ , le poids spécifique de l'eau, ν , la viscosité cinématique de l'eau.

La connaissance de Ψ permet de déterminer en chaque point de l'aquifère au facteur K près les composantes de la vitesse de filtration et inversement le calcul d'un écoulement de filtration comportera toujours en premier lieu la recherche du champ de la charge hydraulique. En régime permanent Ψ ne dépendra que de x, y et z .

A la loi de Darcy, il faut ajouter l'équation de continuité de Laplace qui traduit le comportement du liquide filtrant. Ainsi, un volume élémentaire d'un aquifère poreux traversé par un liquide incompressible implique l'équivalence entre la somme des débits entrants et celle des débits sortants. L'équation de Laplace s'exprime par :

$$\frac{\delta^2 \psi}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 \psi}{\delta y^2} + \frac{\delta^2 \psi}{\delta z^2} = 0 \quad (2)$$

Mathématiquement, une telle fonction est entièrement déterminée à l'intérieur d'un domaine de manière univoque si l'on définit sur la frontière de ce domaine, soit les valeurs de Ψ (condition de Dirichlet), soit celles de $\frac{\partial \Psi}{\partial \eta}$ ou dérivée normale à la frontière (condition de Neumann).

Un aquifère poreux anisotrope est caractérisé par trois valeurs de perméabilité principale K_x , K_y et K_z .

En associant les équations (1) et (2), il découle que :

$$\frac{\delta^2 \Psi}{\delta \alpha^2} + \frac{\delta^2 \Psi}{\delta \beta^2} + \frac{\delta^2 \Psi}{\delta \gamma^2} = 0 \quad (3)$$

$$\text{avec } \alpha = \frac{k'}{k_x} x ; \beta = \frac{k'}{k_y} y ; \gamma = \frac{k'}{k_z} z ,$$

k' est un coefficient quelconque ayant les dimensions d'une perméabilité relative (Schneebeli, 1966).

VI-2-Configuration piézométrique connue

L'état piézométrique sur le secteur d'étude est conforme aux résultats des différents travaux antérieurs réalisés dans tout le Nord de la France (Beckelynck, 1981 ; Cottez & Dassonville, 1965 ; Caulier, 1974 ; Mania, 1978 ; Leroux et al., 1960).

En écoulement naturel, la surface piézométrique d'une nappe libre en milieu poreux, homogène suit dans ses grandes lignes, les formes topographiques du sol, tout en atténuant fortement les amplitudes (recharge dans les parties hautes, drainage vers les vallées).

Dans le secteur d'étude, l'écoulement général, de la nappe de la craie, se fait vers les axes de drainage des vallées principales (Aa, Lys, Ternoise, Faux) qui font office de drains. Les cours d'eau sont ainsi alimentés en permanence par la nappe et correspondent donc à son niveau de base. Mais, la présence de perturbations des sens d'écoulements des eaux souterraines permet de distinguer deux entités principales, séparées par une ligne de partage des eaux, N110-120, passant globalement par Desvres - Fruges - Fiefs (Fig. 34) avec des écoulements souterrains dans l'entité N, vers le NE, sous la plaine de Flandres et dans l'entité S, vers le SW, vers la Canche et tous ses affluents qui font office de drains dans la majorité des cas alimentant en permanence les cours d'eau qui représentent son niveau de base. Elles définissent deux grands bassins versants souterrains. Ces cartes piézométriques montrent une différence de configuration entre les deux entités nord et sud. Pour l'entité nord, les écoulements se font vers le NE sous la plaine de Flandres. L'entité sud est caractérisée par un écoulement des eaux souterraines vers le SW, c'est-à-dire vers les vallées principales de la Ternoise et de la Lys. En effet, pour le bassin versant sud, les isopièzes sont globalement parallèles au cours de la Canche. Les gradients hydrauliques observés sont relativement constants, quoique très faibles dans le secteur de Fruges. Cette remarque est tout à fait en accord avec les données de terrain relatives à ce secteur. Globalement, la configuration piézométrique du bassin versant N semble à cette échelle plus « complexe », essentiellement dans la région de Fruges (haute vallée de la Lys) que celle de l'entité Sud. Cependant de nombreux auteurs ont montré la présence d'anomalies des écoulements des eaux en mettant en évidence le rôle de drain de failles et/ou joints ouverts à colmatage incomplet. Pour bien comprendre les modalités d'écoulement, nous avons évalué les différents paramètres géologiques, géophysiques et hydrogéologiques et établi des cartes piézométriques et structurales afin de visualiser les éventuelles anomalies d'écoulement. Cependant, la complexité des écoulements souterrains au niveau de cette région sera plus lisible dans le cas où nous augmenterons l'échelle d'étude. En effet plusieurs démarches ont été entreprises à différentes échelles. Tout d'abord, l'élaboration d'une carte piézométrique en périodes de hautes et basses eaux, puis le suivi piézométrique en différents points selon des périodes plus

ou moins longues (dizaine d'années) et enfin la mise en place d'un modèle écoulements souterrains- structuration (Lallahem et *al.*, 2002c) qui sera appliqué sur la zone étudiée et validé sur un autre secteur homologue.

Les deux campagnes piézométriques réalisées sur deux secteurs de la zone d'étude représentés par deux cartes au 1/25 000 (Fruges et Heuchin), correspondent à deux états piézométriques, l'un aux hautes-eaux (Mai 2001) et l'autre aux basses-eaux (Octobre 2001). La réalisation de cartes sur la seule base des paramètres de circulation des eaux sur une surface réduite montre assez bien le mode de circulation des eaux souterraines et les facteurs hydrogéologiques qui l'influencent. Sur les 300 points, puits et/ou piézomètres, déclarés au BRGM, nous n'avons que 67 points qui sont accessibles et non bouchés. La méthode du krigeage développé par Matheron (1965, 1970) a été appliquée sur les données disponibles. Cette méthode permet de prendre en compte la structure spatiale de l'ensemble des données, chacune d'elles ayant été au préalable modulée par une fourchette d'incertitude. Disposant d'un nombre de données piézométriques suffisant, cet outil est donc tout à fait adéquat pour obtenir une meilleure description des phénomènes.

VI-3-Carte piézométrique en période de hautes-eaux

Dès qu'une hétérogénéité de conductivité hydraulique s'interpose dans l'écoulement, ce dernier s'en trouve modifié. Cette perturbation ne peut être traduite par les cartes piézométriques que dans la mesure où le maillage est serré et que la densité des points d'observation permet de déceler l'anomalie.

Une campagne piézométrique réalisée en Mai 2001 sur une soixantaine de points, répartis de manière relativement homogène, a permis l'élaboration d'une carte piézométrique de la nappe de la craie (Fig. 34). Cette carte est obtenue en tenant compte de la topographie et après le krigeage des données de terrain. La cote piézométrique est comprise, dans l'ensemble du domaine d'étude, entre 20 et 155 m. L'altitude maximale du toit de la nappe de la craie est rencontrée dans la zone de « Rollez » (nord ouest de Fruges) et la minimale à « Cavron » (Nord Ouest d'Hesdin). Le secteur d'étude se situe entre les interfluves principaux Lys, Aa, et Canche et les écoulements de la nappe s'effectuent dans plusieurs directions. D'après l'analyse attentive des cartes piézométriques et les cartes des écoulements souterrains de ce secteur, il semblerait que dans la région de Fruges, dans les bassins versants de la haute vallée de la Traxenne à Coupelle-Vieille et de la Lys à Lisbourg, il existe deux secteurs aux perturbations remarquables des sens d'écoulements souterrains.

L'écartement des isopièzes est directement lié, en régime d'écoulement permanent, à la transmissivité. Dans tout le secteur d'étude, on enregistre un gradient hydraulique constant. Cependant, dans l'entité nord comme celle du sud, les isopièzes sont globalement parallèles aux cours d'eau. L'influence du relief n'est pas aussi notable que pour l'entité nord mais cela peut s'expliquer par le fait que les points topographiquement hauts sont essentiellement localisés dans la partie nord du secteur d'étude. Notons cependant la présence de deux dômes piézométriques existant se localisant dans les secteurs de Gournay et au nord de Lisbourg, où le relief culmine, respectivement, à 155 mètres et à 130 mètres (point côte IGN).

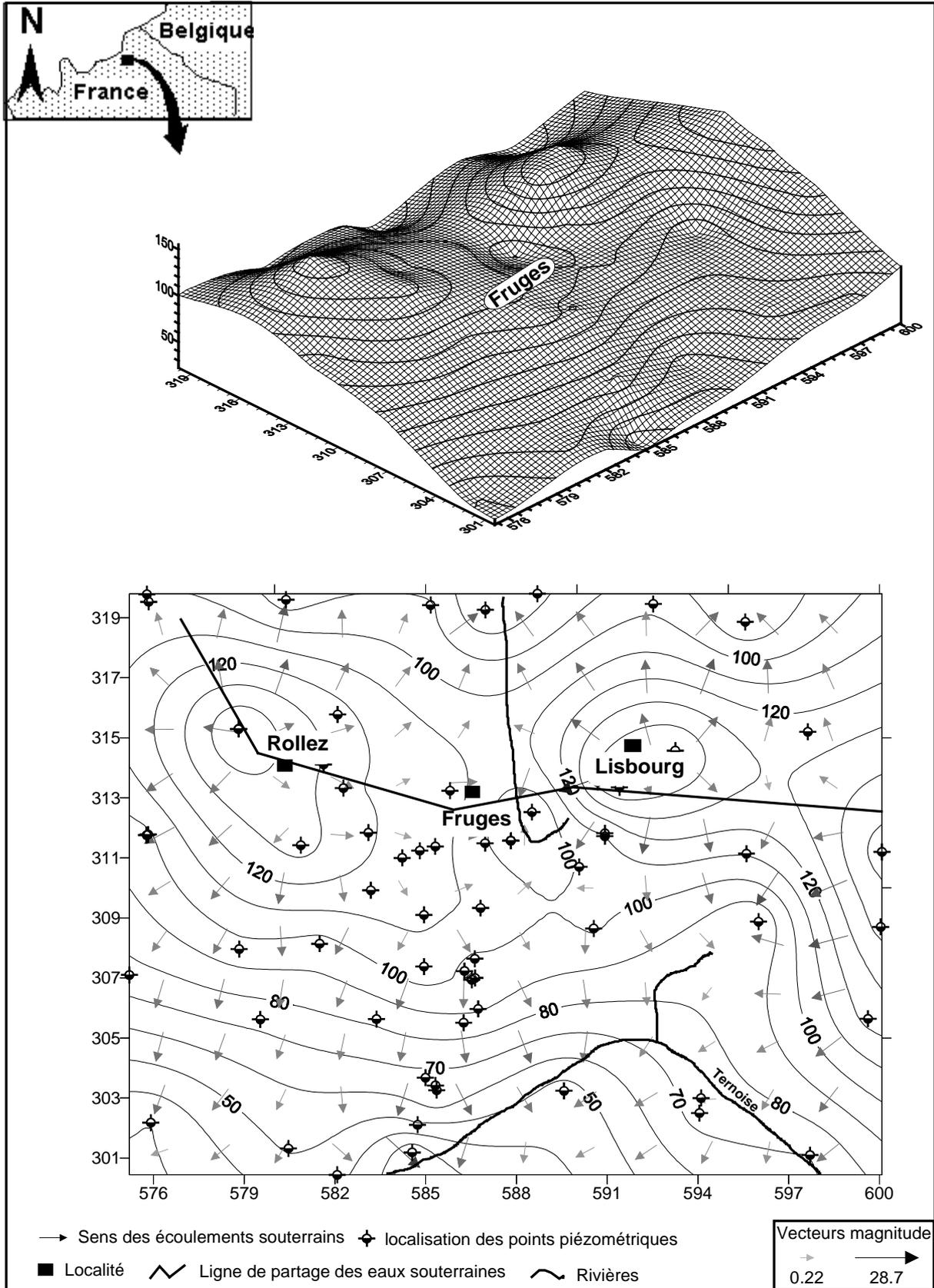


Fig. 34 Carte piézométrique krigée de la nappe de la craie en période de hautes-eaux (Mai 2001)

VI-4-Carte piézométrique en période de basses-eaux

Cette campagne a été réalisée en octobre 2001 sur les mêmes ouvrages que ceux utilisés pendant la campagne piézométrique en période des hautes eaux. La carte piézométrique caractérisant la nappe de la craie en périodes des basses eaux (Fig. 35) ne montre pas de différence notable par rapport à celle dressée pendant le période de hautes eaux. L'examen de cette carte montre que l'altitude maximale du toit de la nappe de la craie est rencontrée dans deux zones (secteurs de Rollez et Beaumetz-lès-Aire) avec 148 mètres et la minimale dans les basses vallées de la Canche (secteurs Rollancourt, et Cavron (Fig. 35) avec 17 mètres.

On insistera ici sur le fait de la présence de perturbations analogues et bien lisibles, des écoulements souterrains dans les mêmes secteurs déjà mentionnés lors de l'interprétation des résultats précédents. Cependant, la carte piézométrique réalisée pendant cette période sera la base de la mise en place et la validation d'un modèle structure-écoulement souterrain propre au secteur d'étude mais qui pourrait être appliqué sur d'autres secteurs analogues.

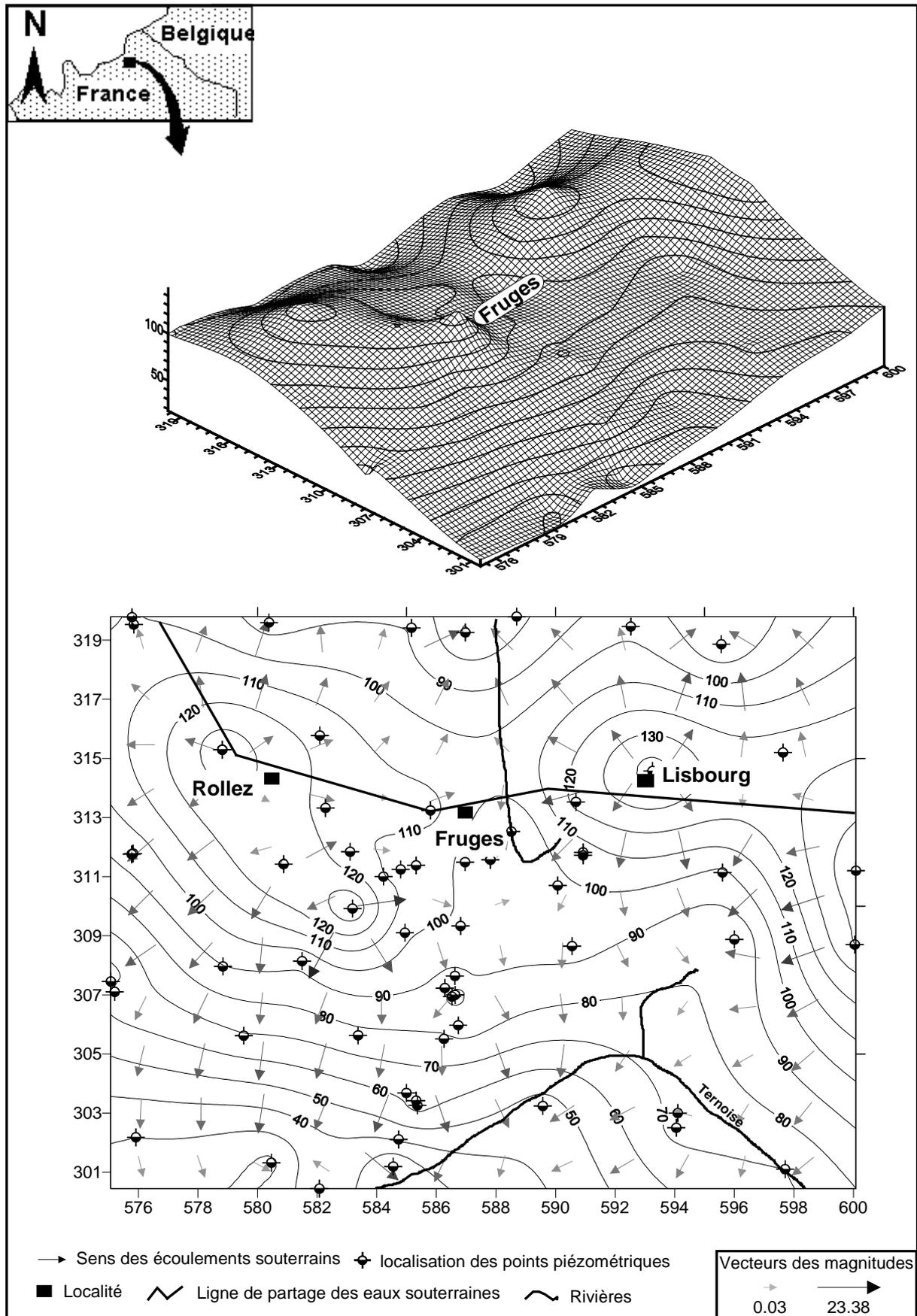


Fig. 35 Carte piézométrique krigée de la nappe de la craie en période de basses-eaux (Octobre 2001)

VI-5-Carte des variations piézométriques entre les périodes de hautes et de basses-eaux

Afin de quantifier et bien localiser les zones où l'on mesure des variations piézométriques entre les deux campagnes piézométriques (hautes et basses eaux), nous avons dressé deux cartes des écarts (à 2 et à 3 dimensions) (fig. 36)

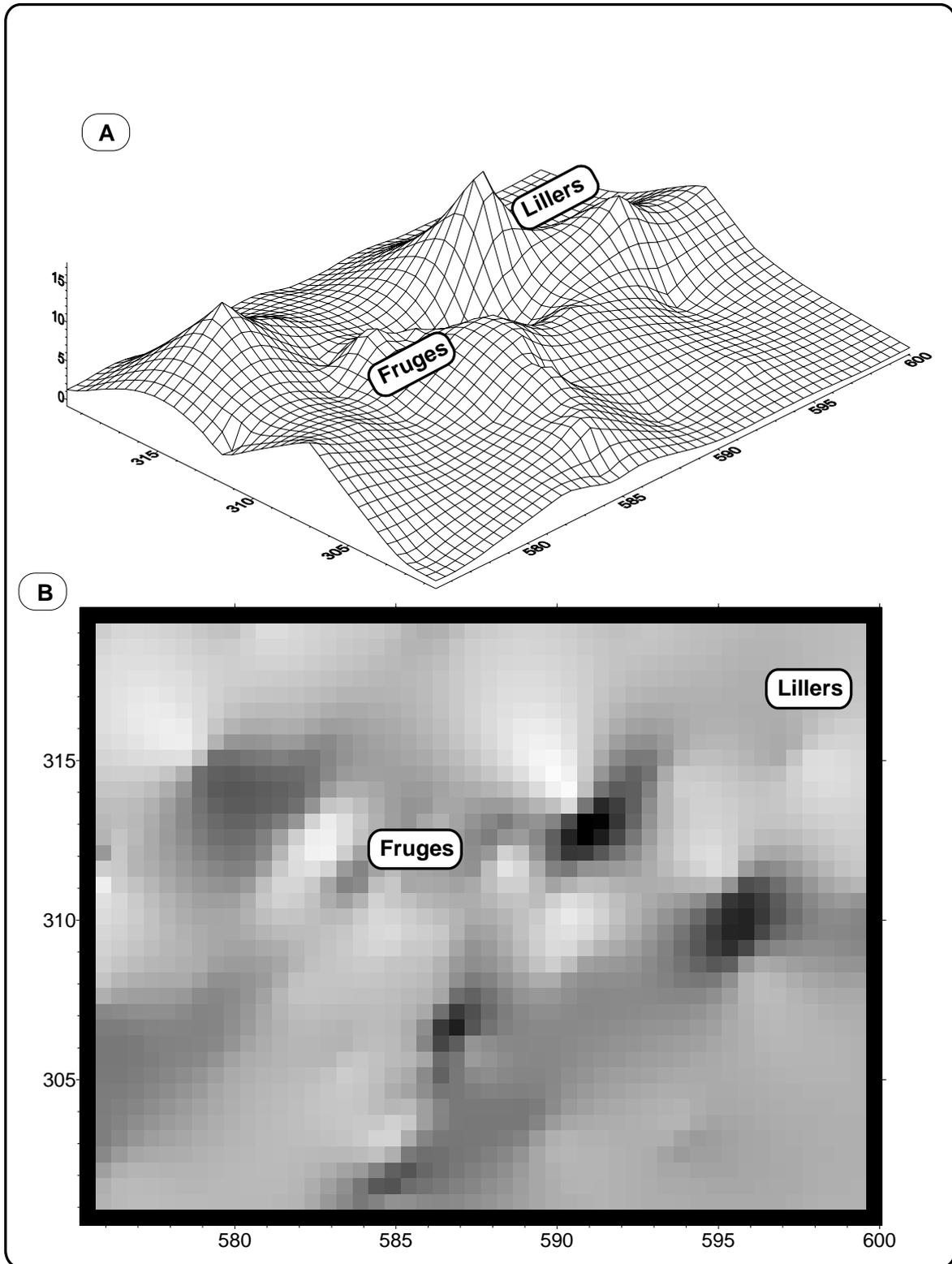


Fig. 36 Bloc diagramme et carte des écarts piézométriques entre les hautes et basses eaux

Les zones à fortes variations piézométriques, sans les rivières et leurs affluents, entre les deux campagnes peuvent être localisées (0,00 m à 19,6 m). Les zones où l'on enregistre des fortes variations sont situées à l'Est et à l'Ouest de Fruges, autrement dit dans les hautes vallées de la Lys et dans une moindre mesure dans celle de la Traxenne.

Compte tenu de résultats précédents, nous avons raisonné en terme d'épaisseur de la zone non saturée. Nous avons tracé des cartes à 2 et à 3 dimensions des épaisseurs de la zone non saturée pendant les deux périodes : des hautes et des basses eaux (Fig. 37). Nous constatons que l'épaisseur de la zone non saturée varie entre 0,00 et 52,66 mètres en périodes des hautes eaux et entre 0,00 et 57,7 mètres en périodes des basses eaux. Ces résultats sont en concordance avec la topographie de la zone étudiée. En effet, on enregistre une épaisseur importante de la zone non saturée sous les plateaux, contrairement à la zone sous les vallées où l'épaisseur est faible

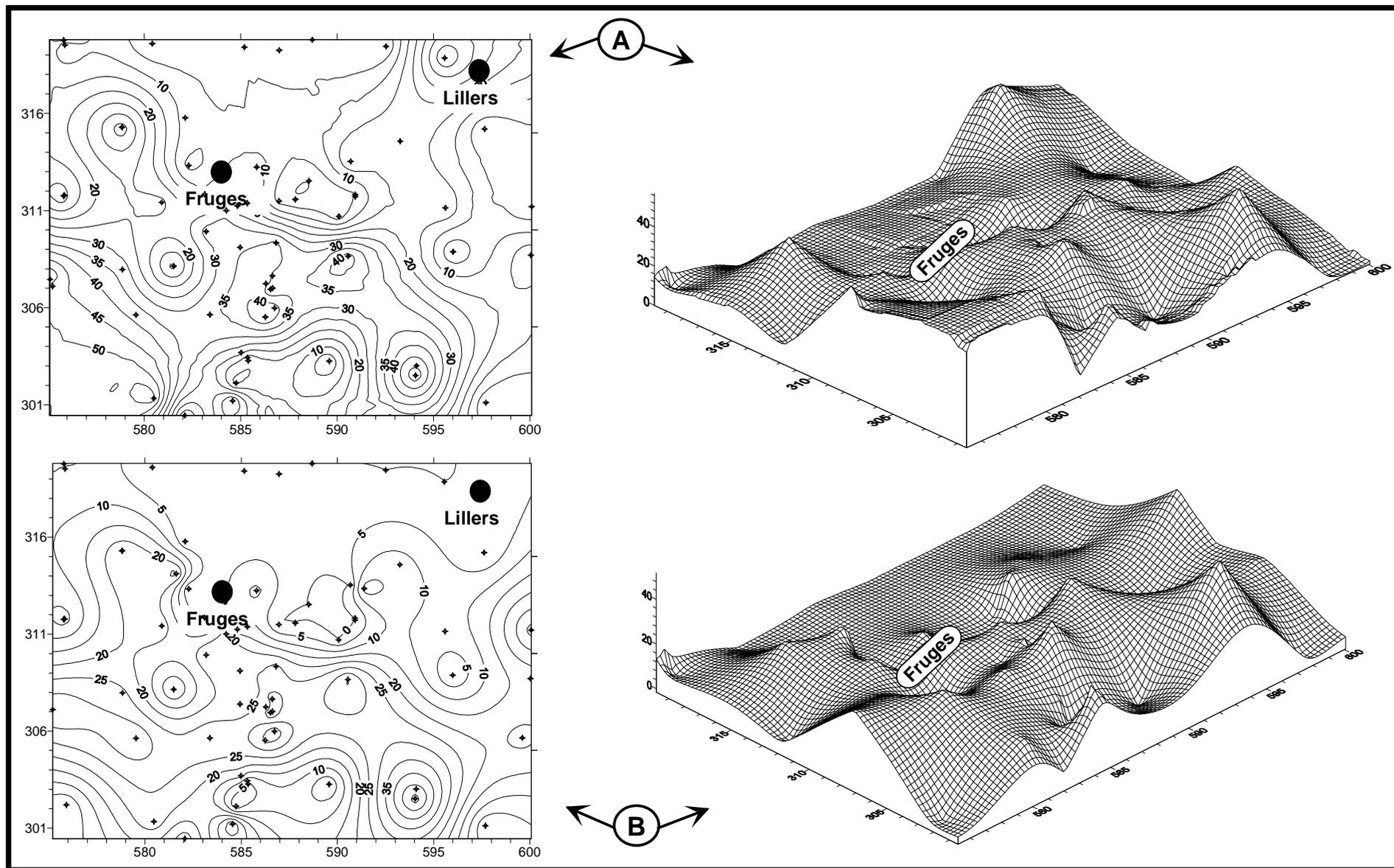


Fig. 37. Blocs diagrammes et cartes d'épaisseurs des zones non saturées pour des périodes des basses (A) et hautes (B) eaux.

VII- Relation entre les structures et les circulations souterraines : Application à petite échelle.

Comme toute étude hydrogéologique, la mise en évidence du réseau fracturé est primordiale. La roche crayeuse, quel que soit son faciès est très poreuse (Doremus, 1978). Mais elle ne devient perméable et donc aquifère que si elle est affectée par de nombreuses fractures, ouvertes et interconnectées et à la porosité matricielle du matériau s'ajoute une porosité de fissures qui guide les directions d'écoulement (Delay et al., 1991). Cependant dans le milieu fracturé, la perméabilité de la matrice est habituellement très basse, donc le temps de remplissage et de drainage est très long. En effet, beaucoup de recharge à travers la zone non saturée se produit le long de fractures, discrètes et perméables, qui peuvent être rapidement saturées pendant les événements pluvieux bien que les micropores environnants restent non saturés. Donc, les niveaux de l'eau dans les fractures peuvent augmenter pendant que la plupart de la formation reste non saturée (Fig. 38a). Dans ce cas, le débit spécifique serait égal à la porosité de la fracture. Cette situation se produit pendant des grands événements pluvieux où la perméabilité de la matrice est probablement très basse, donc le taux de montée du niveau de la nappe serait très rapide. Dans le cas d'une baisse du niveau de la nappe, on assiste à un phénomène opposé (Fig. 38b). Dans le cas où le taux de la montée du niveau d'eau est lente, tel que dans le cas de nappe profonde qui affiche des variations seulement saisonnières, alors le niveau de l'eau dans la matrice et dans les fractures montent ensemble (Healy & Cook, 2002). Nous avons schématiser sur la figure (38 a, b) ces deux cas de configuration.

Cependant dans les milieux discontinus, les réseaux fissurés conducteurs sont de géométrie complexe suite à une histoire structurale polyphasée (Vandycke, 1992) ce qui leur confère des propriétés hydrauliques très variables (Lallahem et al., 2001b). Toutefois, les fractures les plus importantes peuvent, en certains endroits, découper l'aquifère en compartiments (Colbeaux et al., 1980) appelés casiers hydrogéologiques (Bracq et al., 1992). Ceux ci peuvent influencer directement le comportement de la nappe et de ses exutoires sous l'influence des précipitations et des fontes de neige (Bonnet & Colbeaux, 1999 ; Lallahem et al., 2001b). Le traçage peut valider la bonne relation qui peut exister entre un réseau de failles et/ou de fractures et les circulations souterraines et leurs rôles dans la mise en place et le développement du karst. Rodet (1992) démontre la possibilité de développement d'un réseau karstique à partir de la fracturation et souligne que les accidents tectoniques peuvent jouer le rôle d'écran et canalisent des écoulement suivant leurs axes. Les guides structuraux de l'écoulement souterrain induisent le réseau de fractures mais aussi celui des fissures et des conduits agrandis par dissolution et surtout déterminent leur genèse en relation avec le champ régional des contraintes (Crampon et al., 1987). Les mécanismes des écoulements souterrains sont principalement guidés par la nature et la géométrie des milieux traversés et tributaires des conditions aux limites imposées par la recharge et les exutoires.

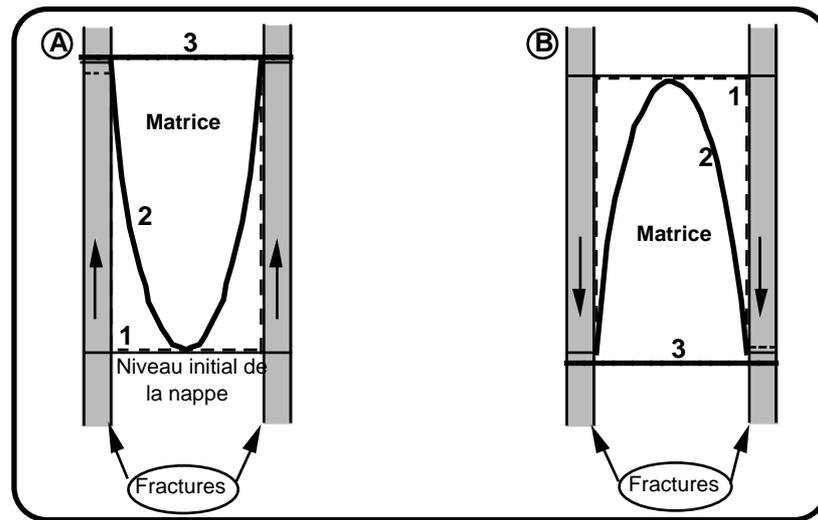


Fig. 38. Diagramme de saturation des fissures et de la matrice dans un milieu crayeux fissuré sous a montée et b descente du niveau de la nappe.

Dans le cas où le taux de montée de la nappe est relativement rapide dans la matrice de perméabilité 1, la matrice reste non saturée de même pour la montée de l'eau dans les fractures. Cependant, le débit spécifique sera égal à la porosité des fractures. Dans le cas où le taux de montée de niveau d'eau est lente, et la matrice de perméabilité est haute 3, le niveau de la nappe augmente dans la fracture et la matrice également. Plus habituellement, la matrice se remplit partiellement comme la montée du niveau d'eau, et le débit spécifique est entre les deux valeurs limites 2. Un comportement conforme se produit dans le cas d'une descente du niveau de la nappe.

VIII- Apports à l'étude d'une karstification fonctionnelle de l'aquifère crayeux

Depuis la fin du 19^{ème} siècle, Martel (1894, 1921) a mis en évidence, principalement en Haute-Normandie, les phénomènes de dissolution dans la craie aboutissant au développement d'un réseau karstique. Dans la même région, Roux (1978) regroupe 70 expériences de traçages, où la moitié des vitesses de transport sont comprises entre 85 et 250 m.h⁻¹ et peuvent atteindre 540 m.h⁻¹ sur des courtes distances.

Le karst n'a été que peu reconnu dans la craie de la bordure Nord du Bassin de Paris, au contraire de celle de Normandie et d'autres régions crayeuses du bassin parisien (Rodet, 1992 ; Lepiller, 1993). Dans les travaux antérieurs, les seules zones karstiques localisées sont connues dans le Cambrésis et l'Avesnois ouest (*in* Crampon et al. , 1993).

A notre connaissance, dans la région du Nord Pas-de-Calais, aucun système karstique visitable n'a été mis à jour. Seules des formes exokarstiques peu développées (dolines, pertes), étudiées depuis longtemps (Bonte, 1954, 1963, 1971), sont rencontrées. Quelques mini-conduits d'une dizaine de centimètres, développés à proximité de la surface du sol ont été observés en carrière (carrière de Culbute, carrière de Rémy dans la région d'Arras), permettent de pressentir là encore l'existence de transferts rapides au sein de l'aquifère. Les paléodrains de dimension métrique plus profonds, observés à la faveur des carrières souterraines, sont très rares dans la carrière d'Escalles (Maqoud et al. , 1996), et la carrière d'Helfaut (Bonnet & Colbeaux, 1999). La présence d'une morphologie karstique et des fissures à remplissages argilo-sableux, dans une région habituellement considérée comme non karstique a été décrite par Rodet (1978). Dans la carrière souterraine de « la folle Emprise » dans la commune d'Escalles, des drains de 20 à 150 cm de diamètre se sont développés (Louche, 1996 ; Brunin, 2000). Ceux-ci sont aujourd'hui colmatés par des formations argilo-sableuses. Nous avons observé le même phénomène dans la carrière souterraine de « Rémy » (région d'Arras) où l'on a examiné au minimum trois conduits d'une dizaine de centimètres

qui sont colmatés par des formations similaires. Ces argiles sableuses étaient saturées en eau, la circulation d'eau est possible sous la permanence d'une infiltration importante rendue possible par une pluie intense et continue ou par une alimentation par un aquifère supérieur. Dans la même carrière, on a observé un conduit d'une quarantaine de centimètres. Il était colmaté par des formations argilo-sableuses mélangées avec des débris de craie.

IX- Hypothèse de contrôle structural de la dynamique des eaux souterraines : Application à grande échelle

La bonne gestion des ressources en eau d'une région impose la connaissance des paramètres qui influencent le fonctionnement de l'aquifère et notamment l'identification des causes de perturbation des écoulements. Dans le secteur retenu, de nombreuses études ont montré l'importance du rôle de drains des failles identifiées dans le secteur (Durousseau et *al.* 1969 ; Hirech, 1992 ; Lallahem, 1998 ; Maqsoud, 1991). Cependant plusieurs sous-bassins versants sont individualisés comme ceux de la Traxenne à Coupelle-Vieille, de la Lys à Lisbourg ainsi que l'Aa à Verchocq.

Les sous-bassins versants du secteur de Fruges présentent des perturbations hydrogéologiques de même type. Indépendamment de la structure géologique, les rivières jouent un rôle déterminant sur le sens des écoulements. Les lignes isopiézométriques sont caractérisées par une allure perturbée en raison du drainage généralisé de la nappe par les rivières. Dans tout le secteur d'étude, la nappe s'écoule en régime libre. La craie cénomaniennne perméable se trouve en situation d'artésianisme dans les vallées (vallée de la Traxenne à Coupelle-Vieille et vallée de la Lys à Verchin).

IX-1-Structure et configuration de l'aquifère local

L'examen des coupes de forage et des diagraphies électriques associées ont permis de dégager, par comparaison, avec les datations micropaléontologiques la bonne corrélation entre la lithographie, les électroséquences et la stratigraphie (Caulier, 1974). On note :

- 1) une réduction des épaisseurs des niveaux du Cénomanienn et Turonien moyen d'Ouest en Est allant de pair avec une chute des valeurs de résistivité électrique traduisant un enrichissement en particules argileuses,
- 2) un accroissement des épaisseurs d'Ouest en Est des niveaux du Turonien inférieur et du Turonien supérieur,
- 3) dans la région de Fruges (Haute Traxenne), une division de l'aquifère s'amorce en raison de l'enrichissement en argiles des marnes du Turonien inférieur et du Turonien supérieur.

Cependant, deux aquifères superposés ont été mis en évidence avec des niveaux piézométriques distincts, de quelques centimètres à plus de 50 cm, dans la craie marneuse du Cénomanienn supérieur (nappe captive, artésienne dans les dépressions) et dans le Turonien moyen et supérieur.

Dans ce type de milieu, dès qu'une hétérogénéité de la conductivité hydraulique s'interpose dans les comportements piézométriques et les modalités de l'écoulement, ceux ci s'en trouvent modifiés. Les variations de faciès du Crétacé supérieur sont l'une des causes importantes des changements de comportement hydrodynamique.

IX-2-Mise au point d'un modèle

A partir de l'analyse des données du secteur qui présente des perturbations hydrogéologiques importantes, nous élaborerons un modèle conceptuel localisé, à l'W de Fruges (Coupelle-Vieille, Gournay) et nous l'appliquerons aux données d'une autre partie, à l'E, du même secteur afin de pouvoir le valider (Haute vallée de la Lys, Lisbourg) (Fig. 39).

A l'W de Fruges, dans la vallée de la Traxenne, nous examinerons les données stratigraphiques, structurales et la dynamique des écoulements de l'eau pour caractériser les

bases du modèle. L'enrichissement en argiles et marnes du Turonien inférieur et moyen se marque par la division de l'aquifère crayeux en deux sous-aquifères, celui du Turonien supérieur d'une part et celui du Cénomaniens supérieur d'autre part. L'aquifère cénomaniens apparemment très perméable constitue la base du réservoir drainé. Du point de vue structural, nous pouvons distinguer plusieurs sous-ensembles : les compartiments Est et Ouest d'une faille N030-40 sont découpés par des failles N110-120 (Fig. 39).

Dans le bassin versant de la Traxenne, à Coupelle-Vieille, nous avons repéré les points d'émergence de chacun des deux aquifères dans un petit talweg recueillant les eaux de ruissellement pendant les périodes pluvieuses : un piézomètre artésien (Pc), alimenté par le sous-aquifère cénomaniens, de profondeur 116 m dont 110 m sont bouchés par du gravier sur le versant au nord du talweg, à l'altitude 119 m et à 1200 m en amont des sources de la Traxenne (St). Cette dernière est alimentée par le sous-aquifère turonien, sur le versant sud du même talweg, à l'altitude de 108 m et à 150 m de l'exutoire du même bassin versant. Un jaillissement d'eau, jusqu'à 10 cm en périodes pluvieuses, est observé au dessus du piézomètre, haut de 1,20 m par rapport au sol. Par contre, la variation des débits de St est faible, en toute saison. On peut en déduire que cette source est alimentée par le débordement de la nappe dont le débit souterrain reste important (probablement de l'ordre de 40 à 50 l.s⁻¹) de façon à atteindre pour l'ensemble des débits souterrains et superficiels, un coefficient de régularité voisin de 0,5 (= débit minimum / débit maximum).

La carte établie (Fig. 39) montre que, dans la zone de ces deux points d'émergence, le comportement hydrodynamique est perturbé de façon remarquable. La superposition de carte, structurale et des écoulements (Fig. 39), souligne un contrôle direct par la géométrie de l'aquifère (Lallahem et al., 2002d) :

- 1) le compartiment situé entre les failles de Fruges et Bellevue, N110-120, décalées par des failles N30-40 dont la faille de Coupelle, présente un déficit relatif en eau ;
- 2) les écoulements y sont divergents de la partie centrale vers les bordures étanches où ils deviennent parallèles à ces dernières. Les deux points Pc et St sont situés respectivement dans les compartiments Ouest et Est de la Faille de Coupelle, Sud et Nord de la Faille de Bellevue, le Pc étant proche de l'intersection entre deux failles.

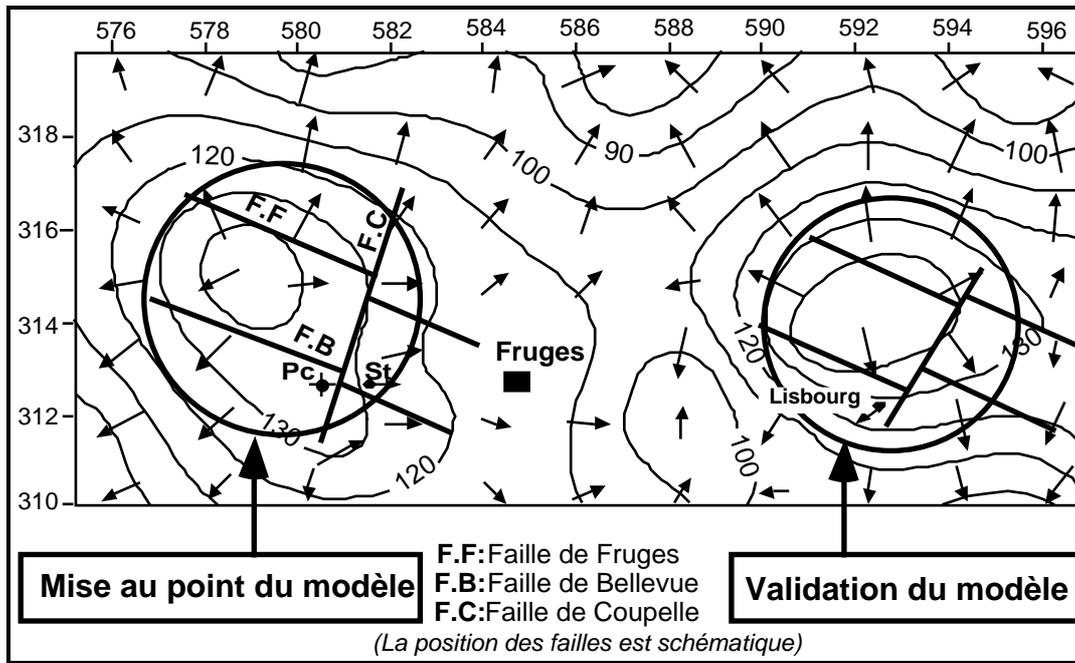


Fig. 39. Carte piézométrique, sens d'écoulements souterrains et secteurs de mise en place du modèle et validation.

Dans le secteur de mise au point du modèle, les failles N110-120 ne laissant pas passer l'eau qui s'écoule parallèlement à sa direction, ont un rôle de barrière étanche, en raison de l'accumulation d'argile. Chose visible au niveau du remplissage de la faille observé dans la carrière de Gournay (Dupriez, 2002). Les failles N30-40 jouent, *a contrario*, le rôle de drain lié à l'abondance d'éléments bréchiques. Ceci est démontré dans une carrière souterraine située au nord du secteur étudié. Dans ce dernier, la configuration tectonique des failles N110-120, et N30-40 qui les recoupent, conduit à la mise en place de casiers hydrogéologiques selon un quadrillage qui se traduit par une conduction rapide des eaux souterraines comme des traçages ainsi que l'a démontré Brunin (2000) dans le Boulonnais plus au Nord. Nous avons schématisé les processus des écoulements souterrains dans la région de Fruges sur le bloc diagramme de la figure (40).

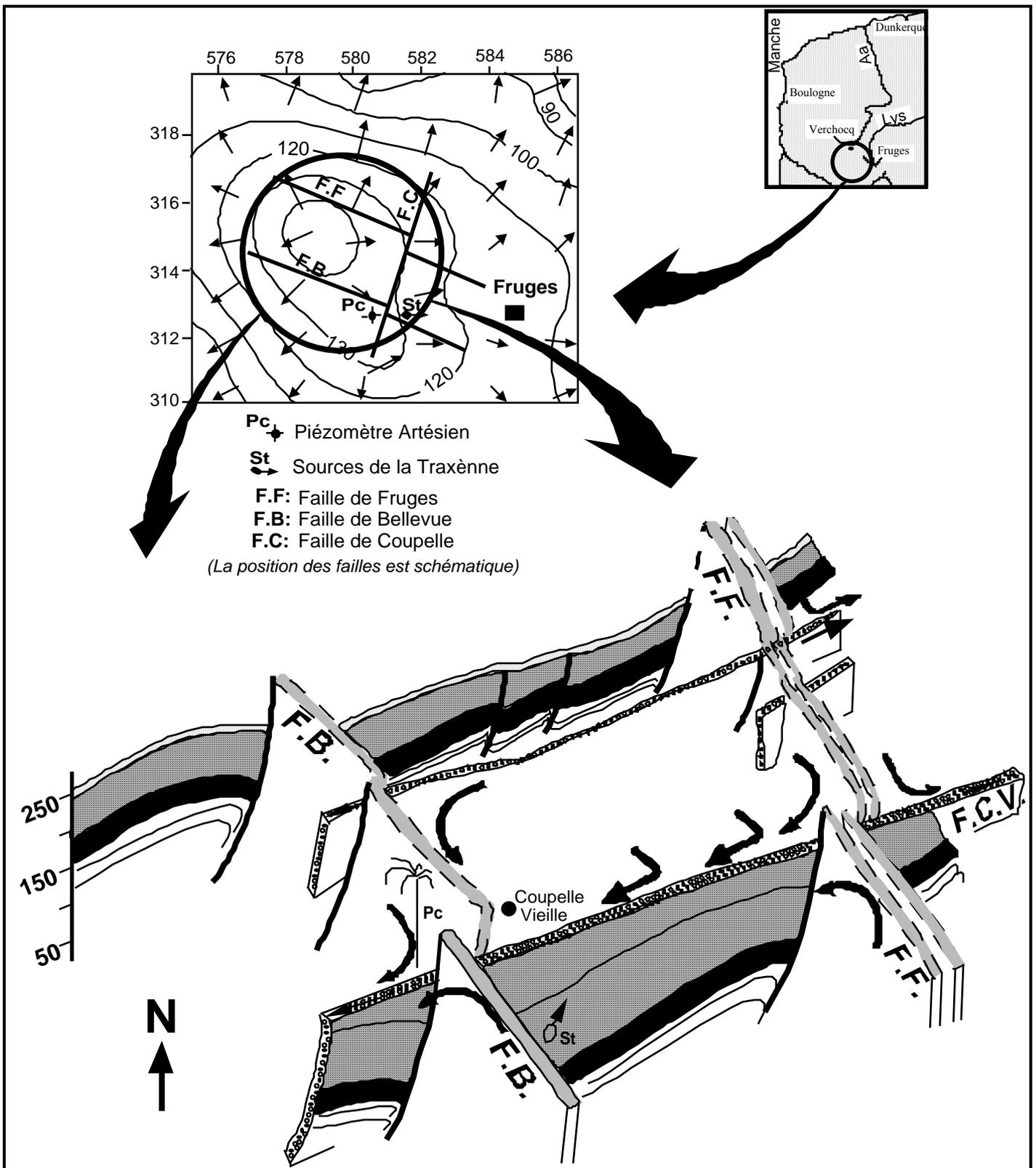


Fig. 40. Bloc diagramme schématisant les écoulements souterrains dans le secteur de Fruges

(Lallahem et al. , 2002c)

Sur le bloc diagramme ci-dessus, on peut observer les conditions imposées sur les circulations des eaux souterraines dans ce secteur : un débit et une pression importante au

niveau du piézomètre artésien Pc essentiellement pendant les périodes pluvieuses. Contrairement à la source St qui se trouve dans le même bassin versant, on enregistre un débit faible durant toute l'année voire un tarissement pendant les périodes d'étiages. D'après la figure (40), on remarque que la géométrie interne de l'aquifère a joué un rôle important dans la réponse des niveaux d'eau des deux points (Pc et St). Pc se situe dans un compartiment de « stockage » d'eau et St se situe dans un compartiment « sec ».

IX-3-Validation du modèle

Dans le second secteur celui de Lisbourg, un réseau de failles de directions respectives N110-120 et N30-40 affecte la série crayeuse mais les rejets (entre 5 et 10 m) restent faibles (Fig. 17 d, e, f). Nous retrouvons donc sensiblement le dispositif-type décrit ci-dessus : les perturbations de la dynamique d'écoulement sont, en effet, analogues. Les failles N110-120 sont globalement étanches, l'eau étant drainée par les failles N30-50 transverses à relais longitudinaux comme plus à l'Ouest de ce secteur de validation, à proximité d'une faille N50 la présence d'une source à débit important qui alimente la Lys.

En conséquence, nous pouvons considérer que le modèle est validé, puisque ce secteur comporte les éléments majeurs, murs étanches et drains pouvant expliquer les anomalies importantes, seules les perturbations kilométriques étant identifiables se développent à proximité du même dispositif de failles (Fig. 39).

A partir de l'élaboration et la validation du modèle, nous avons bien cerné l'hydrodynamique des eaux souterraines dans ce secteur. En effet, les écoulements souterrains dans le Nord et le Pas-de-Calais sont très complexes. Certes, dans le secteur de Fruges, une subdivision de l'aquifère en deux a été identifiée dans les travaux antérieurs (Philippart & Caulier, 1975 ; Mania, 1978 ; Hirech, 1992 ; Maqsoud, 1996) mais uniquement basée sur l'interprétation des niveaux piézométriques. Selon nous, l'influence du réseau de failles a été largement sous-estimée et c'est la géométrie discontinue de l'aquifère qui contrôle directement la réponse de la nappe.

X-Calcul de l'évolution de la porosité : Application à la zone de la faille de « Gournay ».

Nous présentons les principaux résultats d'un premier travail qui a été réalisé (Dupriez, 2002) sur le remplissage de cette faille (Fig. 13) dans le but de déterminer, par l'utilisation de différentes méthodes la quantification de la variation de la porosité aux alentours de la faille (Gouze et al, 2001). Cependant, la porosimétrie à l'eau nous a permis d'observer une diminution progressive de la porosité ouverte de la craie aux abords de la faille. En effet, on enregistre une diminution de la porosité verticalement (du haut vers le bas) et horizontalement (du point le plus loin de la faille jusqu'à l'axe de la faille). Par ailleurs, les analyses par diffraction des rayons X des argiles de remplissage de la faille ont mis en évidence une dissolution de la craie au niveau de la faille. L'observation des lames minces au microscope optique a montré qu'il y avait une circulation des eaux plus importante à l'approche de la faille et surtout dans les zones « non cimentées », du remplissage et les deux blocs de la craie. La cathodoluminescence a permis quant à elle d'observer une diminution progressive de la macroporosité à l'approche de la faille. Les pores sont remplis essentiellement d'argile empêchant et/ou la diminution de toute circulation d'eau en profondeur. Le calcul de l'évolution de la perméabilité aux alentours de cette faille s'avère primordial afin de bien « quantifier » et « schématiser » les eaux souterraines.

XI- Exemple de relation entre la piézométrie et la fracturation

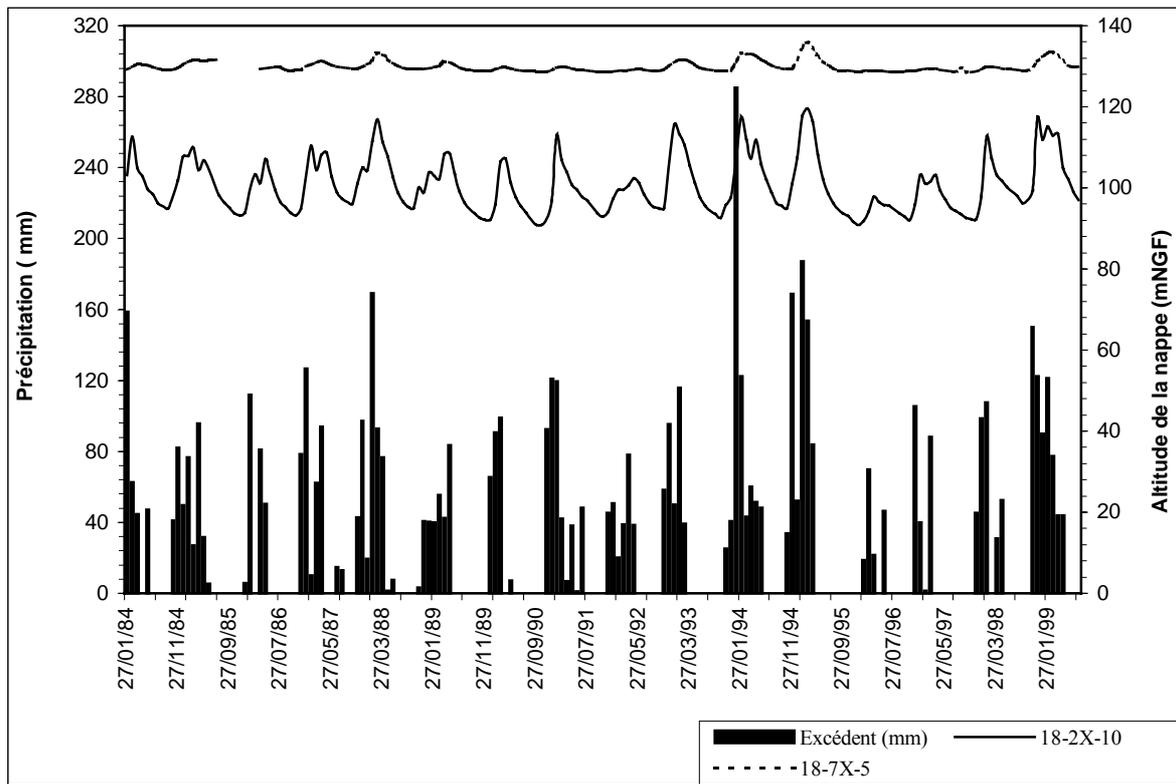
L'influence des failles sur la réponse de la nappe sera examinée par l'analyse de divers points piézométriques. Nous étudierons ensuite les relations entre cette influence et d'autres causes de la différenciation des évolutions piézométriques qui ne sont pas liées uniquement à

la structuration générale de la zone d'implantation des piézomètres mais beaucoup plus aux affleurements et aux recouvrements (Lallahem et *al.*, 2001b) : les caractéristiques de l'aquifère, le régime d'alimentation à partir des pluies, le régime libre ou captif de la nappe dans son aquifère, la profondeur du toit de l'aquifère et la position du piézomètre vis-à-vis de l'exutoire de la nappe.

Ici et dans un premier temps, on a choisi des piézomètres qui se situent à l'ouest de Fruges. Cette zone est affectée par un réseau de failles et de fractures qui perturbe l'homogénéité des formations du sous-sol et de sa couverture en augmentant les interconnexions des pores en conséquence l'augmentation de la conductivité hydraulique de la zone. Les piézomètres choisis pour cette étude sont :

- 1) les deux piézomètres 17-3X-83 et 17-7X-84, situés à Verchocq sur le plateau qui permettent d'apprécier l'évolution de cette nappe à la limite des bassins de la Lys et de l'Aa. Ils manifestent une grande sensibilité au signal pluie mais avec un retard qui peut représenter le temps de réponse et l'effet retard du milieu non saturé. Cette sensibilité du piézomètre est expliquée par un développement marqué de la fracturation.
- 2) le piézomètre 17-2X-37, qui représente la nappe Cénomaniennne, enregistre une grande variation piézométrique sous l'influence de la pluie. Au niveau de cet ouvrage, un retard dans la recharge et dans la vidange peut être remarqué. Il peut atteindre, dans certains cas un mois.

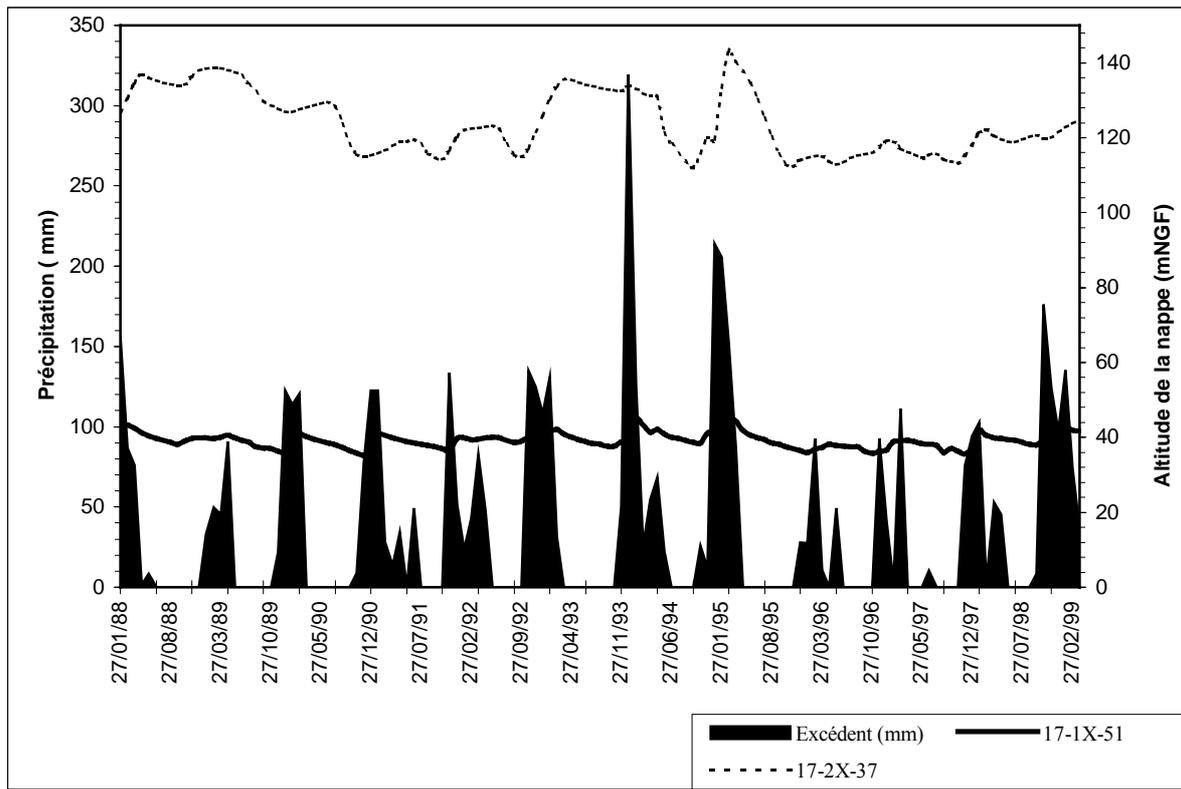
Afin de mettre en évidence l'influence des caractéristiques physiques d'un ouvrage ainsi que l'aquifère exploité sur son comportement vis-à-vis de la pluie efficace, on a choisi quatre piézomètres détectant deux aquifères différents : les piézomètres 17-1X-51 , 17-2X-37, 18-2X-10 et 18-7X-05. Nous comparons et interprétons les battements de l'aquifère crayeux par le biais de ces piézomètres dont les deux premiers implantés dans la nappe du Turonien et les deux derniers implanté dans la nappe du Cénomaniennne. Cette étude révèle des résultats différents (Fig. 41 & 42) pour tous les ouvrages même pour ceux qui sont implantés dans le même aquifère. Les réactions de la nappe par rapport aux précipitations et aux niveaux de drainage dépendent de la position des limites amont et aval des bassins, des contextes géologiques et hydrogéologiques, des caractéristiques hydrauliques de l'aquifère, de la profondeur de la nappe et du temps de tarissement. Notre comparaison des comportements des piézomètres est limitée seulement au niveau des piézomètres qui sont les plus éloignés de l'un des exutoires de la nappe afin que ces derniers n'influencent pas le comportement piézométrique des ouvrages par la relation nappe- rivière.



Sites	Zb (mNGF)	Pr. (m)	L. (m)	Dex. (m)	Nb. (mNGF)	Ep. (m)	Ampl. (m)
18-2X-10	118	16,24	9000	2000	103,21	10	28,56-10,96
18-7X-05	161	30,90	6000	4000	129	15	7,14-0,62

Zb: Altitude de l'ouvrage; **Pr.:** Profondeur de la nappe au début de l'année 1984 ; **L.:** Longueur de la ligne de courant en m; **Dex.:** Distance entre l'ouvrage et l'exutoire en m; **Nb.:** Altitude du niveau de base en mNGF; **Ep:** Epaisseur de l'aquifère en m; **Ampl.:** Amplitude annuelle moyenne des variations de la surface piézométrique en m.

Fig. 41 Caractéristiques physiques des deux piézomètres de la nappe turonienne et l'évolution de leurs niveaux sous l'influence de la pluie



Sites	Zb (mNGF)	Pr. (m)	L. (m)	Dex. (m)	Nb. (mNGF)	Ep. (m)	Ampl. (m)
17-1X-51	69,5	26,29	4000	600	43,31	20	8,4-2,38
17-2X-37	187	58,67	4500	3700	126,62	17	30,9-3,22

Zb: Altitude de l'ouvrage; **Pr.:** Profondeur de la nappe au début de l'année 1984; **L.:** Longueur de la ligne de courant en m; **Dex.:** Distance entre l'ouvrage et l'exutoire en m; **Nb.:** Altitude du niveau de base en mNGF; **Ep.:** Epaisseur de l'aquifère en m; **Ampl.:** Amplitude annuelle moyenne des variations de la surface piézométrique en m.

Fig. 42. Caractéristiques physiques des deux piézomètres de la nappe cénomaniennne et l'évolution de leurs niveaux sous l'influence de la pluie

L'analyse de ces graphiques montre l'influence de la position topographique et des caractères physiques sur les comportements piézométriques vis-à-vis des précipitations. Les niveaux piézométriques dont les ouvrages sont éloignés des exutoires de la nappe avec un minimum d'épaisseur de zone non saturée enregistrent une évolution du niveau de la nappe locale. A titre d'exemple, on enregistre une variation piézométrique importante (de 3,22 à 30,9 m) au niveau du piézomètre 17-2X-37 qui occupe la zone du plateau où la nappe est plus profonde avec des caractéristiques hydrauliques médiocres mais dans une zone faillée. Ces failles et fractures augmentent la relation entre écoulement superficiel et souterrain et les facilitent. En effet, la circulation des eaux souterraines et le transfert vers la nappe sont influencés par la géométrie du réservoir et les caractéristiques physiques de chaque ouvrage.

Après l'étude de la répartition spatiale de la piézométrie sur le secteur étudié et les évolutions locales aux niveaux de certains piézomètres, nous présenterons dans ce qui suit une méthodologie de détermination des paramètres physiques d'un aquifère à partir des battements piézométriques sous l'influence des précipitations.

XII-Détermination des paramètres physiques de l'aquifère crayeux

XII-1-Rappel sur la loi de l'évolution de la surface piézométrique

Le comportement d'une nappe initialement horizontale, à la suite d'une remontée brutale ou d'un abaissement brusque h_0 de la cote de l'exutoire, peut être exprimé par les relations suivantes équivalentes (Degallier, 1972, 1975; Mania, 1978) :

$$h(x, t) = h_0 \left(1 - \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \left[\operatorname{erfc} \frac{2nX + x}{2\sqrt{\frac{Tt}{S}}} + \operatorname{erfc} \frac{2(n+1)X - x}{2\sqrt{\frac{Tt}{S}}} \right] \right) \quad (4)$$

ou

$$h(x, t) = h_0 \frac{4}{\pi} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{(2n+1)} \cdot e^{-\frac{(2n+1)^2 \pi^2 T t}{4X^2 S}} \cdot \sin(2n+1) \frac{\pi x}{2X} \quad (5)$$

Avec

h : la charge sur un piézomètre à un instant t et situé à une distance x de l'exutoire,
 h_0 : la charge initiale de la nappe sur l'exutoire ou valeur de l'abaissement instantané de la cote de l'exutoire,
 erfc : la fonction complémentaire d'erreur :

$$\operatorname{erfc}(u) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_u^{\infty} e^{-x^2} \cdot dx \quad (6)$$

T : la transmissivité de l'aquifère,

S : le coefficient d'emménagement,

X : la distance entre des limites amont et aval de l'aquifère le long de la ligne de courant considérée,

On suppose un écoulement uni-dimensionnel et un aquifère horizontal dont la diffusivité T/S reste constante avec les conditions suivantes :

$$\left. \begin{array}{l} \text{si } x = 0 \rightarrow h_0 \\ x = X \rightarrow \frac{\partial h}{\partial X} = 0 \end{array} \right\} \cup t \quad ; \quad \left. \begin{array}{l} \text{à } t = 0 \\ h = h_0 \end{array} \right\} \cup x \in [0, X]$$

Le flux nul amont peut être représenté par une limite de bassin versant souterrain (crête piézométrique) ou par une discontinuité physique de l'aquifère (faille, versant de vallée, etc...).

XII-2-Méthodologie & Résultats

La valeur de diffusivité (T/S) peut être atteinte par l'analyse des diverses périodes de tarissement (été, automne) de la nappe à une évolution théorique à l'aide d'abaques représentatifs de la fonction analytique exposée précédemment (Degallier, 1972, 1975) (Fig. 43). Ceci nécessite l'analyse soit d'un profil piézométrique le long d'une ligne de courant à l'aide de plusieurs puits d'observation, soit l'évolution de la surface piézométrique obtenue sur un seul puits. Dans notre étude, nous avons appliqué la deuxième méthodologie.

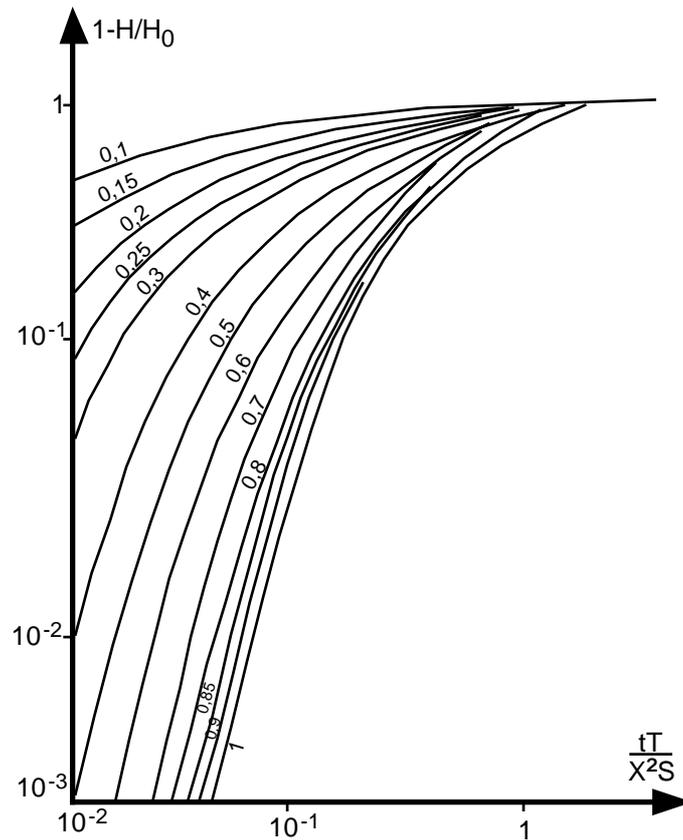


Fig. 43. Courbes théoriques du tarissement d'une nappe aquifère pour un piézomètre isolé (à partir des valeurs tabulées par Degallier, 1975)

Les valeurs expérimentales de terrain sont déduites des courbes de tarissement des piézomètres de la zone d'étude. Le choix de la période de tarissement est basé sur un repérage des périodes de vidange de l'aquifère et l'absence de toute perturbation externe (précipitation, pompage, ...). Nous présentons à titre d'exemple le tarissement du piézomètre 18-2X-10 pendant la période de décembre 1994 à décembre 1995 (Fig. 44). Cet ouvrage, se situe à Fontaine-les-Boulans, dans l'aquifère turonien, non loin de la ligne de partage des eaux de la Ternoise et de la Lys. La recharge et la vidange de cette nappe au niveau de cet ouvrage se fait lentement.

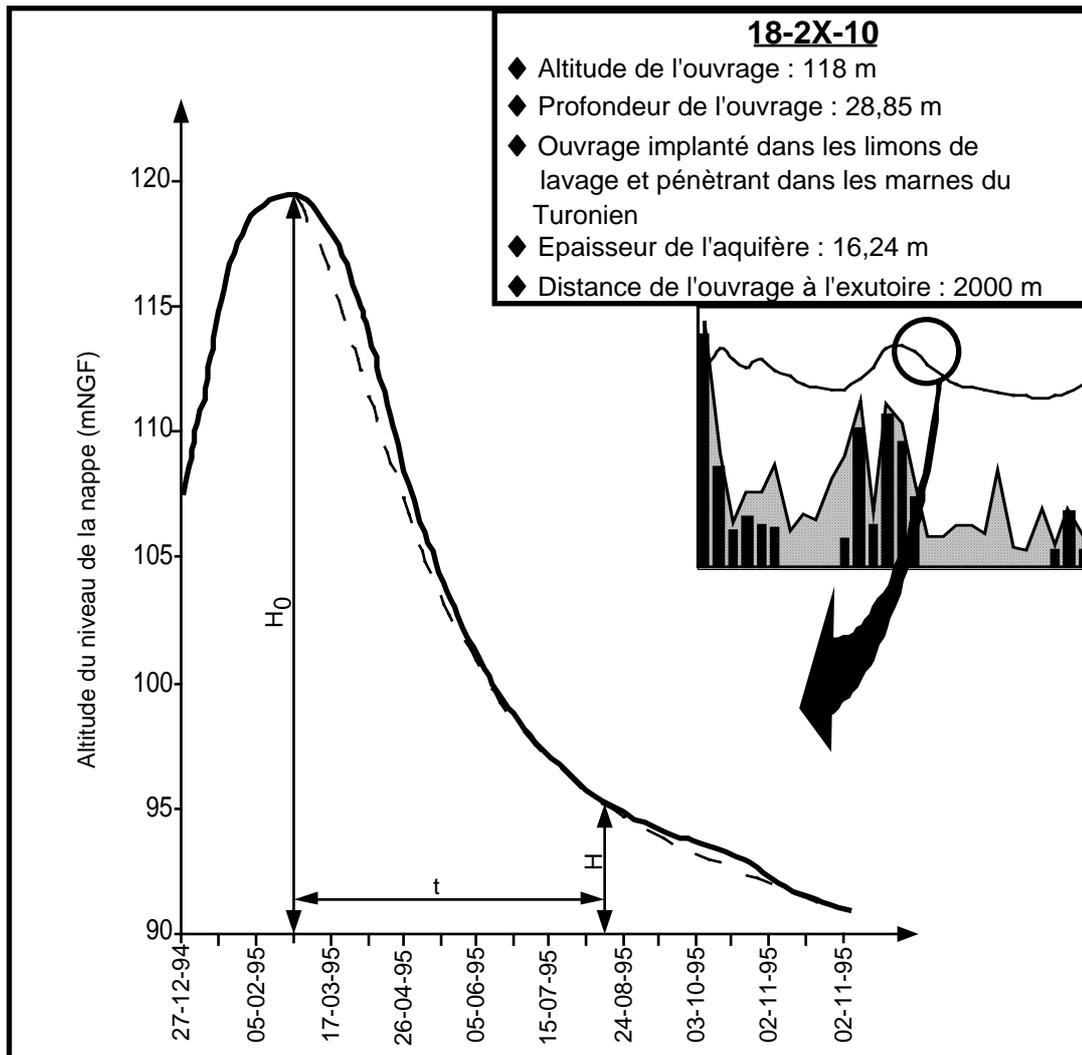


Fig. 44. Exemple de détermination des valeurs expérimentales du terrain : Application sur un piézomètre de la vallée de la Ternoise.

La deuxième étape de cette méthodologie est la confrontation des valeurs expérimentales de terrain pour laquelle nous avons choisi à titre d'exemple quatre piézomètres 18-2X-10, 18-7X-05, 17-2X-37 et 17-1X-51 (Fig. 45) avec les diverses courbes théoriques correspondant à des distances réduites x/X (x : distance du puits à l'exutoire ; X : longueur de la ligne de courant) variant de 0 à 1 (Fig. 43). Cette confrontation est basée sur la superposition des courbes de tarissement de la nappe de la zone d'étude (Fig. 44) et les courbes théoriques du tarissement d'une nappe aquifère d'un piézomètre isolé (Fig. 43). De celle-ci nous évaluons les valeurs des distances réduites puis nous calculons la diffusivité hydraulique de chaque piézomètre.

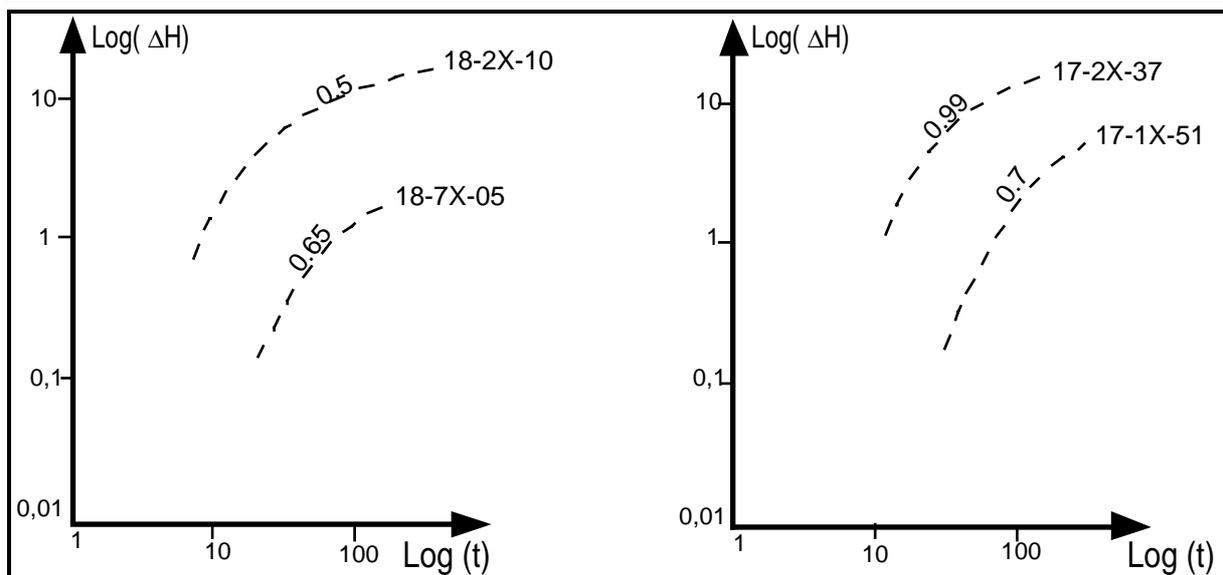


Fig. 45 Exemples d'analyse des courbes de tarissement de la nappe de la craie.
Estimation de la valeur des distances réduites

Nous avons appliqué cette méthodologie sur les quatre piézomètres cités précédemment (Lallahem et al., 2002e). L'altitude des piézomètres d'observations varie entre 69,5 m (fond de la vallée) et 187 m (NGF) (en plateau) et parallèlement la profondeur de la nappe oscille entre 16,24 et 58,67 m. La longueur des lignes de courant passant par chacun des ouvrages varie entre 4000 et 9000 m. La distance des piézomètres aux exutoires de la nappe varie de 600 à 4000 m. La fluctuation piézométrique annuelle est de 6 à 28 m. Les valeurs des distances réduites restent souvent comprises entre 0,5 et 1. Le piézomètre 17-2X-37, situant à Maninghem, a un maximum de distance réduite avec une valeur de 0,99. Cette forte valeur de la distance réduite au niveau de ce piézomètre se traduit par une vidange lente de l'aquifère. Cette explication est concordante avec les résultats trouvés lors de l'étude des fluctuations piézométriques sous l'influence des précipitations. Une recharge, rapide au niveau de ce piézomètre, est due à son implantation dans une zone faillée aboutissant à une amplitude importante de son niveau.

La longueur de la ligne de courant (X) est délicate à déterminer dans un milieu crayeux car l'exutoire de la nappe n'est pas toujours bien fixe et l'on assiste très souvent à son déplacement au cours du temps lorsqu'il s'agit d'une source. On cite l'exemple du déplacement de l'émergence de la source de la Lys à la suite d'un effondrement, en février 1984, qui a entraîné une grande partie de la route qui la longeait dans le village de Lisbourg.

Le second paramètre à estimer est celui du coefficient d'emménagement (S). Le réservoir crayeux dans son ensemble possède un coefficient d'emménagement supérieur à celui déduit des pompages d'essais régionaux de courte durée (2 à 3 jours). Dans le secteur d'étude, on enregistre des chiffres élevés du coefficient d'emménagement de l'ordre de 6 à 9% dans les vallées et des valeurs beaucoup plus basses de l'ordre de 5% sur les plateaux.

L'observation des amplitudes moyennes des variations piézométriques montre que, lorsque ces dernières sont basses, les coefficients d'emménagement sont souvent élevés. En effet, les battements saisonniers de la nappe sont responsables d'une altération accrue d'un niveau crayeux très limité en épaisseur et donc affecté d'un coefficient d'emménagement très élevé. Si ce niveau est localement dénoyé, lors d'un essai de pompage dans la nappe de la craie, les niveaux crayeux sous-jacents étant plus compacts, donc moins perméables, fournissent automatiquement des valeurs d'emménagement plus faible (2 à 3% en moyenne).

Dans notre secteur d'étude, comme nous l'avons mentionné précédemment, et pour le calcul de la transmissivité, nous avons pris une valeur moyenne du coefficient d'emmagasinement de 6% (valeur moyenne dans les vallées). Dans le tableau (9), nous reportons les valeurs de transmissivité correspondantes aux quatre piézomètres mentionnés précédemment.

Sites	L (m)	Dex (m)	x/X	T (m ² .s ⁻¹)
17-1X-51	4000	600	0.7	1 .10 ⁻³
17-2X-37	4500	3700	0.99	1.1 .10 ⁻³
18-2X-10	9000	2000	0.5	1.4 .10 ⁻³
18-7X-05	6000	4000	0.85	5 .10 ⁻⁴

Tabl. 9 Valeurs des transmissivités déterminées à partir des périodes de tarissement des piézomètres

Les variations piézométriques résultent de la somme de deux termes : la recharge et la décharge (drainage). La recharge est commandée principalement par la pluie et le drainage par les conditions de parcours jusqu'à l'exutoire (structure, distance par rapport à l'exutoire, transmissivité, différence de pression,)

L'étude des variations temporelles du niveau piézométrique a montré que la nappe présente un comportement variable dans l'espace. L'ensemble des puits indique une réaction rapide de la nappe vis-à-vis des impulsions pluviométriques suite à une fracturation bien développée du système aquifère.

La distinction de ce type d'évolution piézométrique est liée :

- 1) aux caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère, notamment à la transmissivité ;
- 2) à l'emplacement des puits dans le compartiment ou bloc tectonique ;
- 3) à la proximité d'un exutoire ou d'une zone de recharge de la nappe.

XIII-Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons démontré les variations spatio-temporelles des deux stations météorologiques ; un test d'homogénéité par rapport à la station météorologique de Boulogne-sur-mer, station de référence, est effectué sur la totalité des données pluviométriques de ces deux stations.

Nous avons étudié les évolutions piézométriques ponctuels à partir d'un nombre important de piézomètres. Afin de compléter ce travail, nous avons effectué deux campagnes piézométriques, hautes et basses eaux, afin de cerner au mieux les répartitions piézométriques dans le secteur d'étude. Une étude sur l'évolution piézométrique sous l'influence de la pluie est réalisée. Celle-ci nous a permis de quantifier les apports des pluies efficaces et par conséquent l'infiltration vers la nappe et l'influence de l'épaisseur de la zone non saturée sur le retard enregistré au niveau de la variation piézométrique.

A partir des courbes de tarissement des piézomètres, nous avons pu calculé certains paramètres physiques de la nappe du secteur d'étude afin de reconstituer une carte des paramètres physiques de tout le secteur étudié.

Afin de mieux comprendre l'influence de la géométrie interne de l'aquifère sur la circulation des eaux souterraines, nous avons mis au point un modèle conceptuel sur un secteur situant à l'ouest de Fruges. Nous l'avons validé sur un secteur « identique » situé à l'est de la même ville.

CHAPITRE IV
ETUDES HYDRODYNAMIQUES ET
HYDROGEOCHIMIQUES
DES EAUX DE QUELQUES EXUTOIRES
DE LA NAPPE DE LA CRAIE

ETUDES HYDRODYNAMIQUES ET HYDROGEOCHIMIQUES DES EAUX DE QUELQUES EXUTOIRES DE LA NAPPE DE LA CRAIE

Introduction

Dans les paragraphes précédents, nous avons étudié la dynamique spatiale des eaux souterraines. Nous avons montré l'importance de la géométrie de l'aquifère sur les circulations des eaux souterraines. Cependant, les failles ont alternativement un rôle de drain ou de barrière pour les eaux souterraines. Passons maintenant de l'échelle locale de quelques exutoires de la nappe de la craie. Afin de bien cerner l'hydrodynamisme de ces exutoires, nous avons couplé les méthodes géologiques à celles de l'hydrométrie et de l'hydrochimie pour clarifier leur mode de fonctionnement (Lallahem & Mania, 2002f). Dans un premier temps, nous allons évaluer, les débits de ces exutoires par rapport à l'apport total du bassin versant correspondant. Dans un deuxième temps, nous allons étudier l'évolution de quelques paramètres physico-chimiques dont la température, le pH, la conductivité électrique, l'oxygène dissous, le potentiel d'oxydoréduction ainsi que de quelques éléments majeurs. Enfin, nous allons effectuer une analyse en composantes principales des eaux des points de mesures.

I-Acquisition et caractéristiques des données hydrométriques

Neuf points de mesures (sources, puits artésien et exutoires de bassin versant de sources d'eau) ont été suivis. Ces points sont répartis dans l'ensemble de la zone étudiée (Fig. 46).

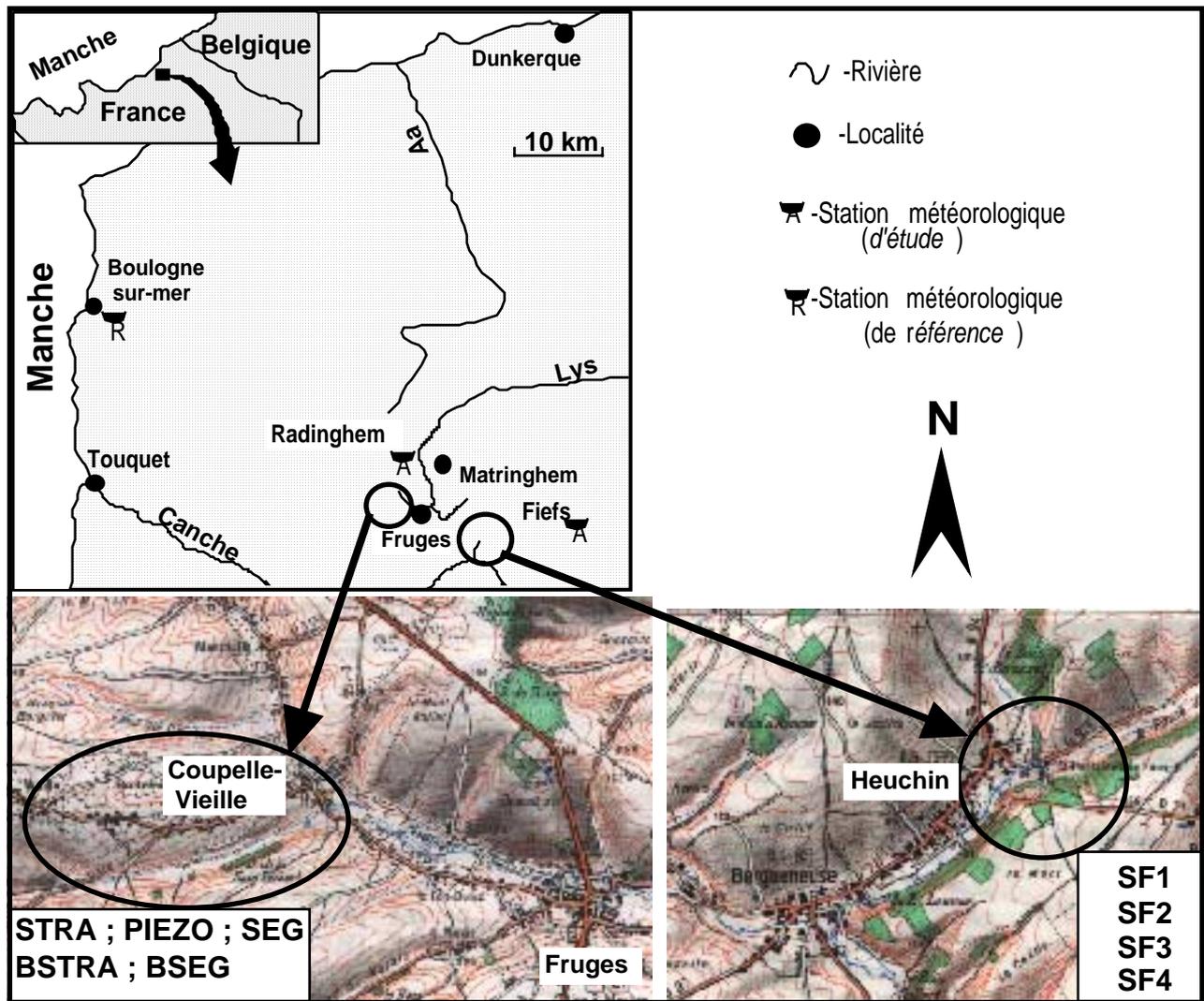


Fig. 46 Localisation des points de mesures et des stations météorologiques utilisées pour l'étude

II- Caractéristiques hydrométriques des exutoires

Avant d'entamer des analyses et les évaluations des apports en eau des exutoires, il faut évoquer la fiabilité des données. La totalité des résultats est entachée des erreurs suivantes: 1) les sections de jaugeage peuvent être mal aménagées; 2) le dépouillement manuel des jaugeages, peut conduire à des erreurs de calcul; 3) une erreur d'observation n'est pas à exclure (lecture d'échelle, etc...). Certains auteurs ont évalué l'erreur sur les jaugeages entre 10 et 30% en étiage.

Nous avons calculé l'indice de variation pour tous les points où nous avons effectué des mesures du débit. L'indice de variation est défini par :

$$I = \frac{\text{débit}_{\text{max.}}}{\text{débit}_{\text{min.}}}$$

Les débits extrêmes sont déterminés sur la totalité des périodes d'observation de tous les points de mesures. Les différents calculs sont résumés sur le tableau (10).

	Débit moyen (m ³ /s)	Débites extrêmes et date	Indice de variation	Période d'observation
Sources des Fontaines aux faux (SF1)	0,270 m ³ .s ⁻¹	0,043 m ³ .s ⁻¹ en Sep. 00 0,689 m ³ .s ⁻¹ en Déc. 99	16,02	Déc. 99 – Mars 01
Sources de la Traxenne (STRA)	0,116 m ³ .s ⁻¹	0,043 m ³ .s ⁻¹ en Mars . 01 0,162 m ³ .s ⁻¹ en Oct. 00	3,67	Janv. 99 – Mars 01
Bassin versant des sources de la Traxenne	0,189 m ³ .s ⁻¹	0,089 m ³ .s ⁻¹ en Sep . 01 0,293 m ³ .s ⁻¹ en Déc. 00	3,29	Sep. 99 – Mai 01
Source de l'Eglise (SEG)	0,044 m ³ .s ⁻¹	0,034 m ³ .s ⁻¹ en Mars 01 0,052 m ³ .s ⁻¹ en Oct. 00	1,52	Déc. 99 – Mars 01
Bassin versant de la source de l'Eglise (BSEG)	0,268 m ³ .s ⁻¹	0,152 m ³ .s ⁻¹ en Mars 01 0,710 m ³ .s ⁻¹ en Fév. 00	4,67	Fév. 00 – Mars 01

Tab. 10 Caractéristiques hydrométriques des points de mesure de débits

III- Méthodologie de quantification des apports en eau

L'étude des fluctuations du débit d'un exutoire offre aussi un moyen de caractériser le fonctionnement d'un système aquifère. Elle permet d'avoir des informations sur la structure de ce dernier ainsi que sur les capacités de stockage des eaux de pluies. Afin de quantifier les apports en continu et de présenter les hydrogrammes $Q = f(t)$, des points de mesures, nous nous sommes attachés à la mise au point de deux autres courbes :

- la courbe des variations du niveau d'un plan d'eau en fonction du temps : $H = g(t)$.

Les enregistrements limnimétriques sont obtenus de manière différente selon le point de mesure étudié ainsi nous n'avons pas pu équiper tous les points de mesures en limnigraphes. Les sources du complexe des Fontaines-Aux-Faux (SF1) à Heuchin, la source dit « de l'Eglise » (SEG) et l'exutoire du bassin versant des sources de la Traxenne à Coupelle-Vieille (BSTRA), ont été suivies grâce à des limnigraphes placés à la sortie de ces sources à l'abri du vent et sur une section à écoulement laminaire. On y effectue ainsi des mesures en continu, de la hauteur d'eau. Pour les sources de la Traxenne (SEG) et l'exutoire du bassin versant de la source de l'Eglise (BSEG), les relevés ont été effectués à l'aide d'un « Aqualog » et/ou un « Elite » (appareils à enregistrement automatique). Les suivis ont respectivement débuté en décembre 1999, août 2000 et novembre 1999, pour SF1, STRA et SEG. Pour le reste des points de mesures à Heuchin (SF2, SF3, SF4), ils n'étaient pas suivis en continu, donc des jaugeages ponctuels étaient réalisés afin d'établir leurs courbes de tarages. La courbe qui relie les fluctuations du débit à celles du niveau du plan d'eau (= courbe de tarage). Cette courbe appelée courbe de tarage est établie expérimentalement à partir de mesures ponctuelles de débit pour différentes cotes du plan d'eau $Q = k(H)$. La transformation d'une hauteur d'eau en débit nécessite un jaugeage au moulinet au droit d'une section à fond plat du ruisseau. Pour cela, des vitesses de l'eau le long de la section du cours d'eau sont mesurées sur un maximum de verticales et pour des profondeurs aussi proches que possible essentiellement pendant les périodes pluvieuses. Ces mesures doivent être faites sur un intervalle de temps le plus court possible. Les jaugeages ont été réalisés tous les quinze jours sur chacun des points de mesure de novembre 1999 à novembre 2000.

III-1-Courbes de tarage

Nous présentons la courbe de tarage de SF1 ainsi que les débits mesurés à son exutoire (Fig. 47). Nous résumons dans le tableau (11) tous les résultats trouvés. Les graphiques des courbes de tarages (SF2, SF3, SF4, STRA, SEG, Exutoire des sources de STRA) ainsi que leurs tableaux de valeurs respectifs (date, hauteur d'eau et débit jaugé) sont dans l'annexe (II).

Pour SF1, un premier suivi du débit de cette source est réalisé sur une période de deux mois (Dewez, 1997). Dans le présent travail, au début de l'étude (Novembre 1999-Novembre 2000), 20 jaugeages ont été réalisés à la sortie de cette source au niveau d'une section cimentée de 1,50 m de largeur. Ces jaugeages ont permis d'établir la courbe de tarage de cette source (Fig. 47). La courbe de cette dernière suit une loi de Puissance $Q = 5,512 \cdot h^{2,018}$ avec un coefficient de corrélation de $R = 98,6\%$.

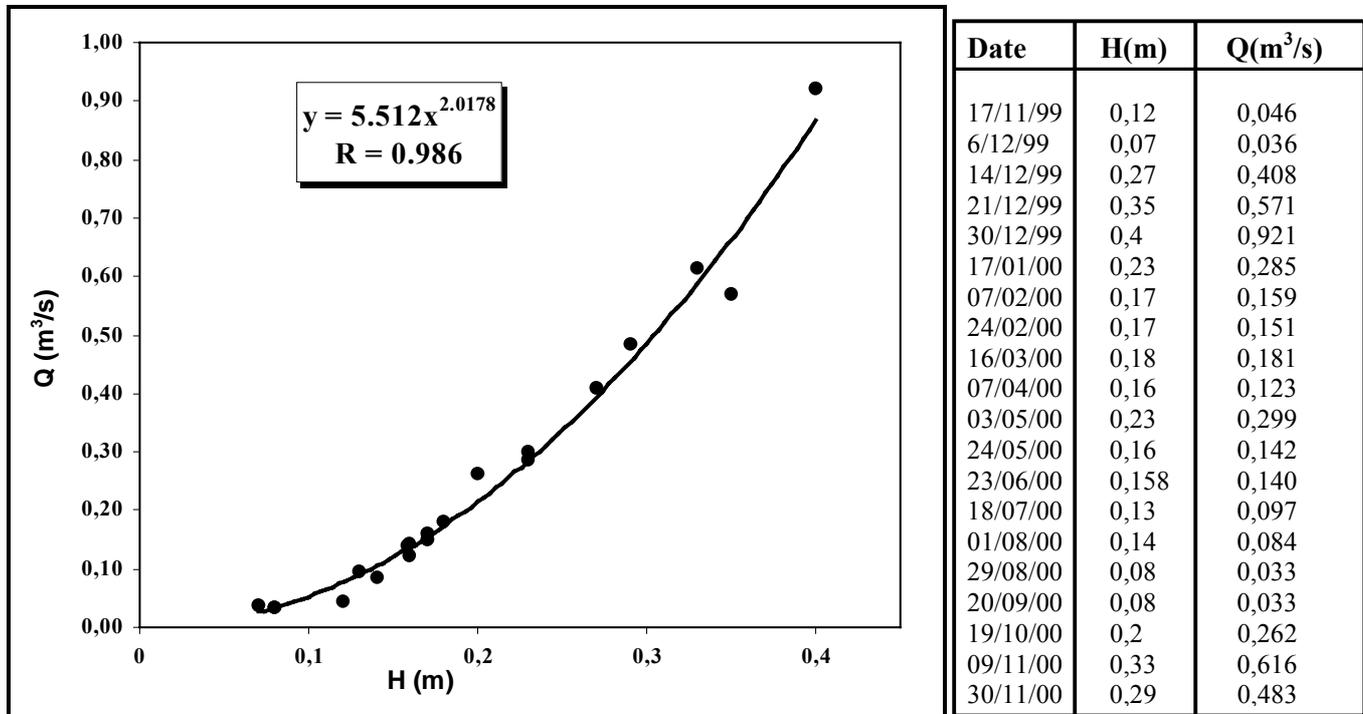


Fig. 47 Courbe de tarage et tableau des débits de SF1

Sites de jaugeage	Sections de jaugeage	Nombre de jaugeage	Equation de tarage $Q = f(h)$	Coefficient de corrélation (R)
SF1	2,40 m de largeur	20	$Q = 5,512 \times h^{2,018}$	0,986
SF2	2,40 m de largeur	8	$Q = 1,454 \times h - 0,118$	0,984
SF3+SF4	2,40 m de largeur	6	$Q = 0,001 \times e^{17,36 \times h}$	0,946
STRA	0,90 m de largeur	6	$Q = 0,004 \times e^{7,73 \times h}$	0,916
SEG	1,50 m de largeur	20	$Q = 0,013 \times e^{4,66 \times h}$	0,912
BSTRA	3,30 m de largeur	18	$Q = 1,395 \times h^{1,41}$	0,95
BSEG	4,90 m de largeur	13	$Q = 0,021 \times e^{6,44 \times h}$	0,949

Tab. 11 Eléments caractéristiques de chaque points de mesures

III-2-Résultats et interprétations des transferts Pluies-Débits

Dans le paragraphe précédent, nous avons déterminé la courbe de tarage ($Q = k(h)$) par des mesures ponctuelles et la courbe de variation du plan d'eau en fonction du temps ($H = g(t)$) de chaque point de mesure. En se basant sur l'équation de cette courbe, nous avons calculé le débit d'eau en continu ($Q = F(t)$) à la sortie de chaque source. Les résultats de la variation du débit sous l'influence de la pluie sont illustrés sous la forme de chroniques sur la figure (48).

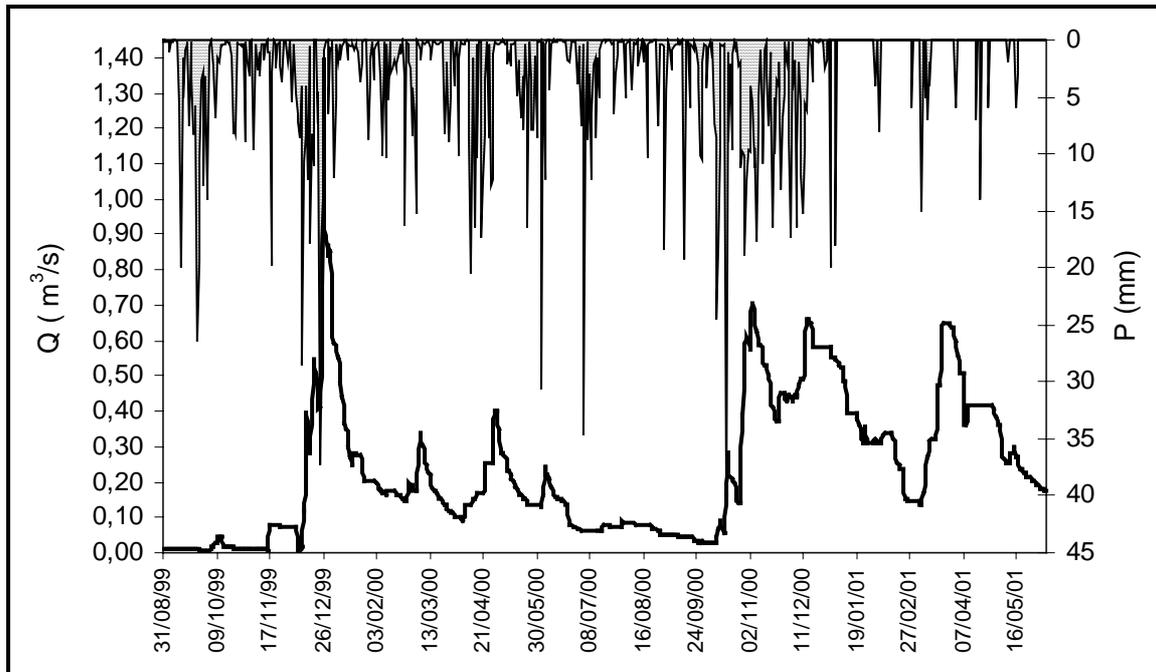


Fig. 48 Evolution du débit de SF1 sous l'influence de la pluie (Station de Fiefs)

L'analyse de ce graphique montre la présence de quatre crues durant la période de suivi (Août 1999 – Mai 2001). La première crue est la plus importante avec un débit de 1400 l.s^{-1} sous une pluie intense de 37,6 mm de 24 Décembre 1999. Trois autres périodes de fort débit sont visibles durant la période de Novembre 2000 à Avril 2001. Un tarissement lent peut être également remarqué. Pendant la saison d'été, les variations du débit sous l'influence des précipitations sont insignifiantes. En effet, l'eau qui se trouve momentanément absorbée par le sol est, presque toujours, évaporée à peu près entièrement, avant d'avoir atteint la nappe. L'exutoire du bassin versant de la source, voire même de la nappe est représenté par une réponse très stable des débits. Pendant les périodes pluvieuses, les débits et les précipitations sont corrélés. Une réaction rapide de SF1 est enregistrée vis-à-vis de la pluie qui a entraîné une turbidité importante des eaux lors des premières phases de précipitation. En effet, cette charge solide (argile, limons, ...) véhiculée par les eaux de SF1 est certainement favorisée par une karstification marquée du Turonien moyen bien indiquée par plusieurs effondrements et dolines qui sont recensés dans la région et particulièrement dans la région de Fiefs (à 2 km de l'emplacement de SF1). Par temps de pluie, elles peuvent absorber les eaux de ruissellement chargées de boues. Ces dolines (effondrement ou dépressions) communiquent directement ou indirectement avec l'aquifère par un jeu de fractures ou de diaclases importantes.

Ces résultats nous laissent penser à une liaison rapide, même temporaire, entre l'endokarst et la surface qui se traduit par un apport en matières en suspension de type limons et argiles (Lallahem *et al.*, 2001a). L'alimentation de ces sources s'effectue en proportions diverses par des terrains de milieux poreux et par l'intermédiaire d'un système karstique « ouvert ». Nous avons schématisé le système d'alimentation, en eau, de ces sources comme cela est indiqué sur la figure (49).

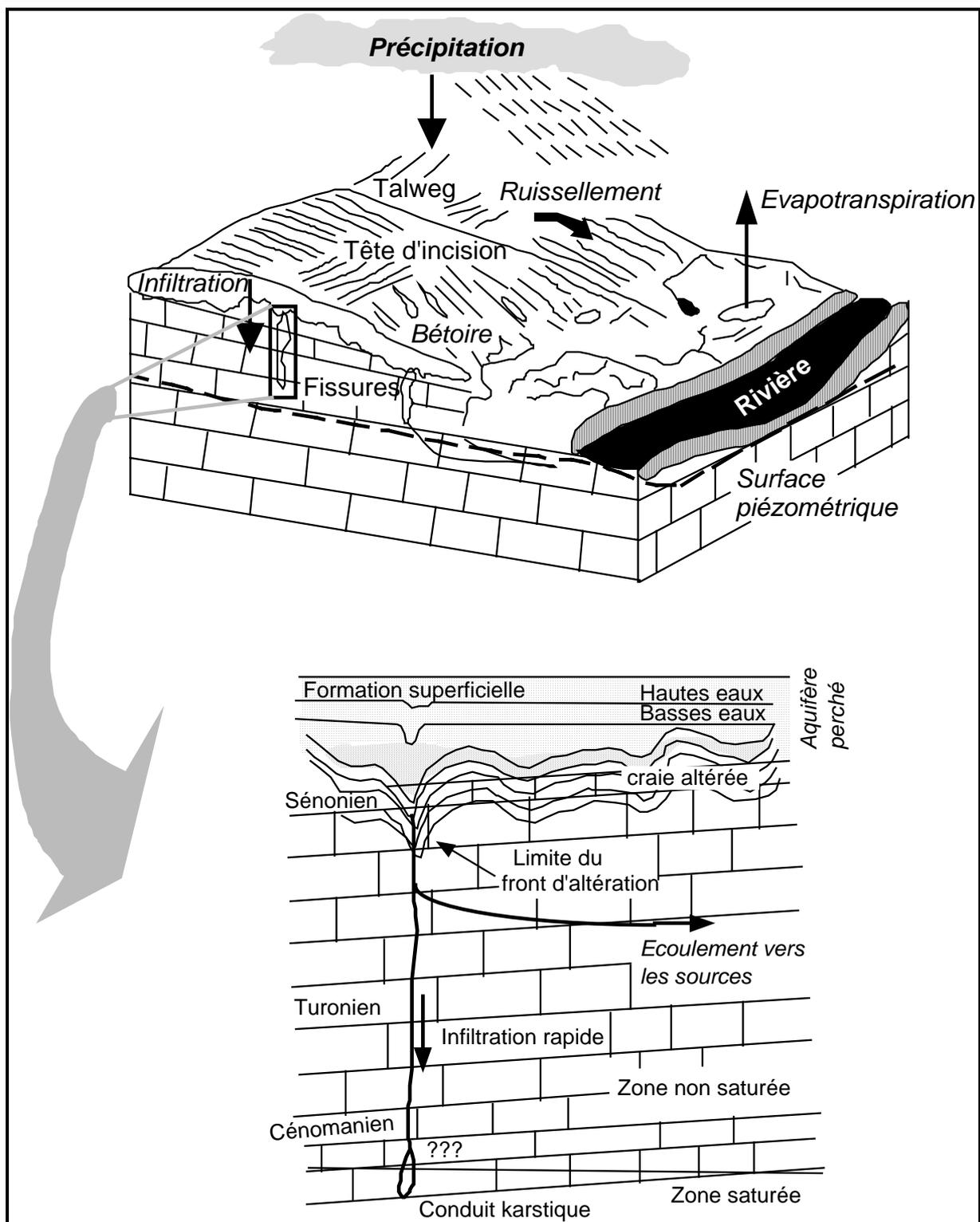


Fig. 49 Relation entre l'endokarst et la surface relative à SF1.

(Lacroix, 2000, modifiée)

De même que précédemment, la connaissance des débits en fonction du temps, grâce aux enregistrements en continu et aux courbes de tarage, permet de présenter graphiquement l'hydrogramme de la source dit de l'Eglise (SEG) à Coupelle-Vieille (fig. 50).

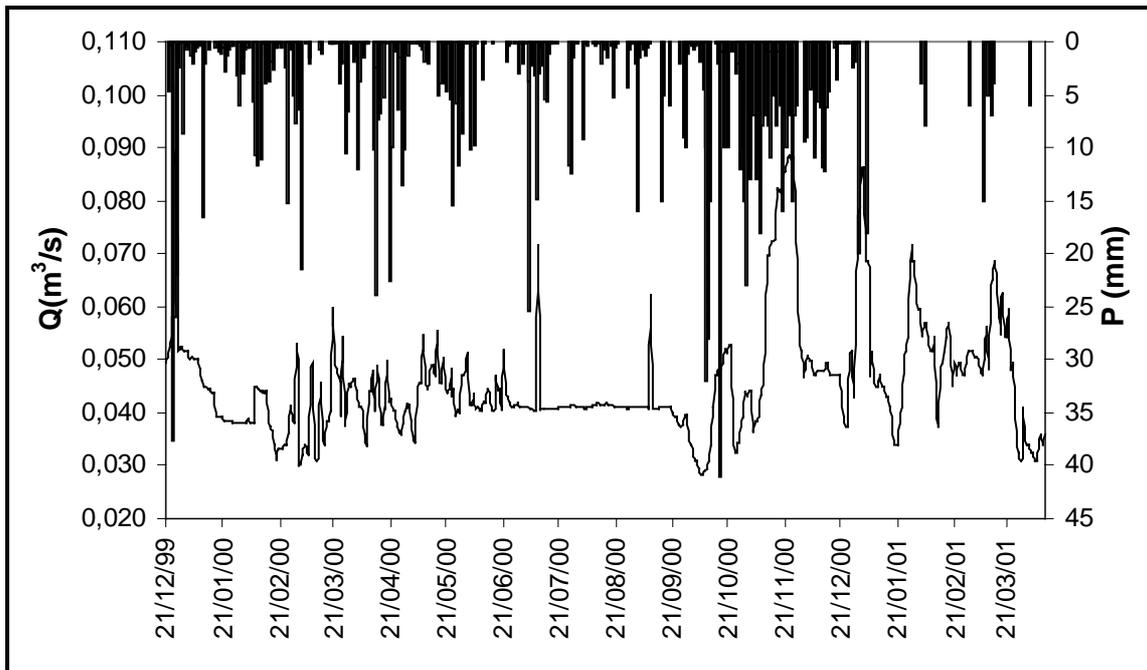


Fig. 50 . Evolution du débit de SEG sous l'influence de la pluie (Station de Radinghem)

L'analyse de ce graphique nous montre que le débit de cette source varie très faiblement sauf pendant la période allant de Novembre 2000 à Janvier 2001. Pendant cette période, on enregistre une variation du débit suite à une précipitation en continu. C'est pendant cette période qu'on enregistre le maximum de débit mesuré. En effet, on note une relation tardive entre le flux sortant au niveau de la source de l'Eglise et les précipitations. Pendant ou en dehors des périodes pluvieuses, nous n'avons jamais enregistré une turbidité des eaux de cette source comme c'est d'ailleurs aussi le cas pour le débit de la Traxenne (STRA). L'absence quasi totale de turbidité indique clairement qu'il existe deux possibilités : soit une filtration à travers un manteau poreux de l'eau de la source, soit une vidange d'un aquifère sous-jacent sous pression. Cette dernière est la plus probable.

Sur la figure (51), nous avons présenté l'évolution du débit à l'exutoire de la source de la Traxenne (STRA) sous l'influence des précipitations enregistrées à la station météorologique de Radinghem.

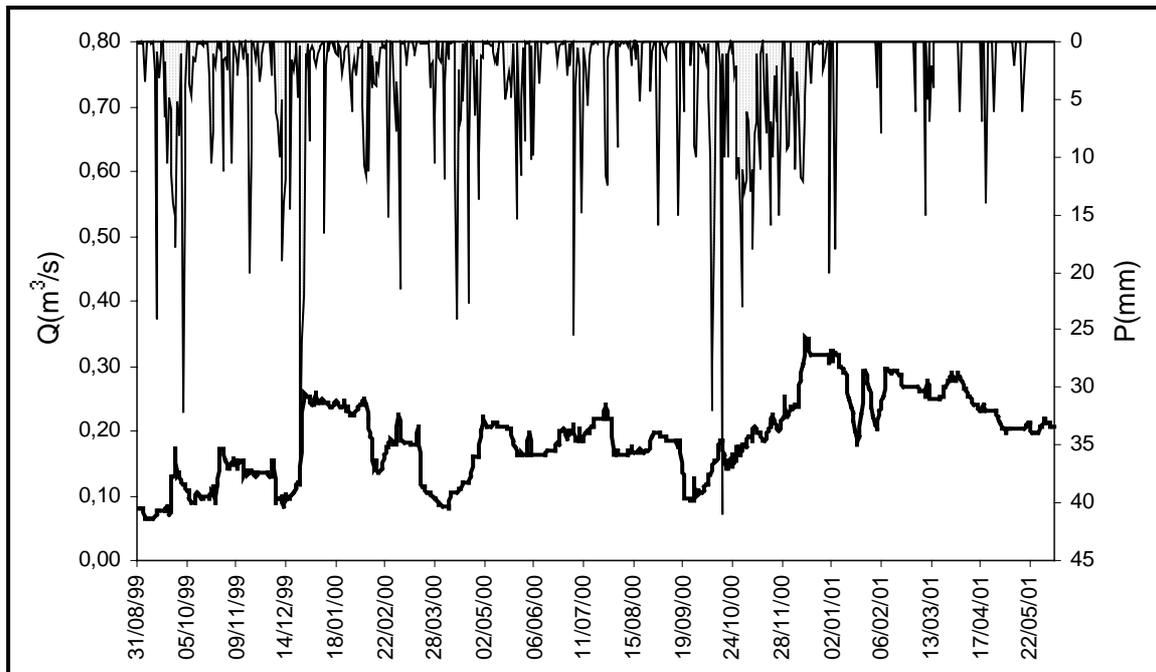


Fig. 51. Evolution du débit à l'exutoire du bassin versant de STRA sous l'influence de la pluie (Station de Radinghem)

Le débit à ce point est le cumul des débits de la source de la Traxenne (STRA), du débit d'évacuation du PIEZO ainsi que du débit de ruissellement dans le bassin versant de STRA. Ce graphique montre une réponse tardive à l'exutoire du bassin versant autrement dit au niveau du point de mesure.

Afin de quantifier et d'étudier l'évolution du débit de la source de Traxenne (STRA), nous avons présenté sur la figure (52) l'hydrogramme des débits de cette source. *Les discontinuités de la courbe sont dues à des pannes d'enregistrements.*

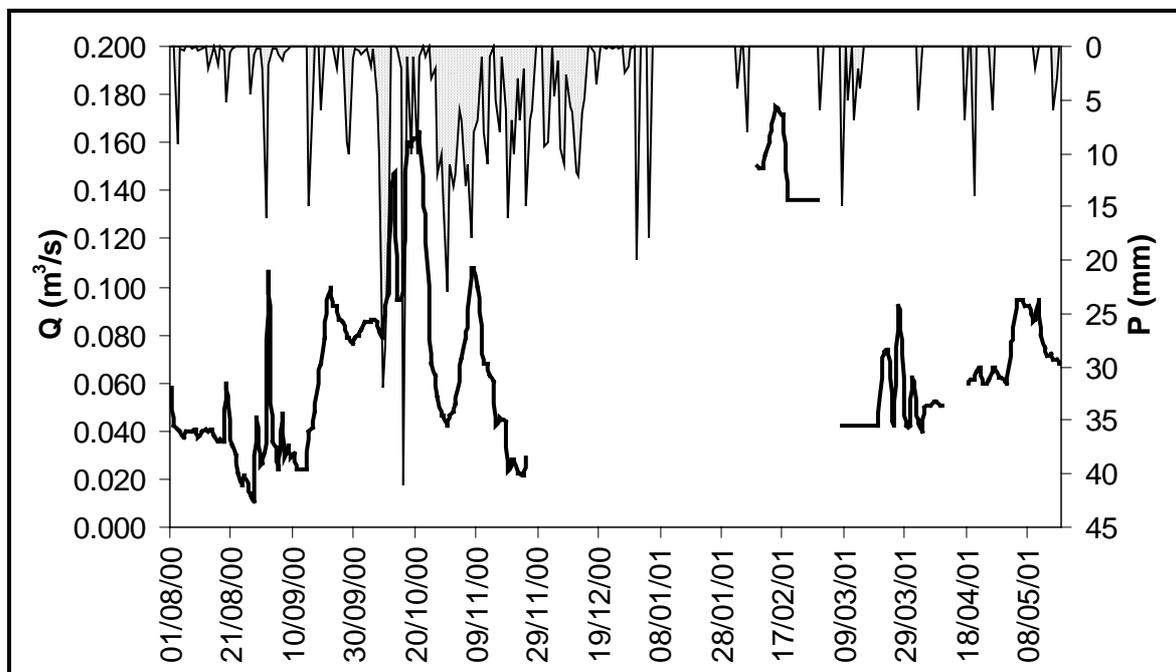


Fig. 52 Evolution du débit de STRA sous l'influence de la pluie (Station de Radinghem)

Le graphique ci-dessus montre une très faible variation durant les périodes de hautes et basses eaux. En effet, on note une relation tardive entre la pluie et le débit sortant au niveau

de STRA. De plus, pendant ou en dehors des périodes pluvieuses, nous n'avons jamais enregistré une turbidité des eaux comme pour SF1, SF2, SF3, SF4

IV- Détermination des caractéristiques hydrochimiques de la nappe du site

Dans le deuxième chapitre de ce travail, il a été montré à quel point la structure et le fonctionnement de l'aquifère crayeux étaient complexes. Afin de préciser les résultats trouvés dans le paragraphe précédent de l'hydrodynamisme des sources d'eau et du puits artésien, nous utilisons l'hydrochimie. En effet, le contenu chimique des eaux à l'émergence est sous la dépendance étroite des conditions hydrodynamiques (Benkadja, 1987). En effet, l'hydrogéochimie constitue depuis plusieurs années un moyen d'investigation privilégié de la structure et du fonctionnement de l'aquifère karstique. Les notions de transfert et de transit étant nettement dissociées en ce qui concerne les aquifères karstiques, l'hydrochimie apparaît comme un moyen complémentaire d'étude de la structure et du fonctionnement de ces aquifères (Bakalowicz, 1979 ; Lepiller, 1980 ; Mudry, 1987).

Au cours de l'infiltration et de leur transit dans le réservoir, les eaux acquièrent leur minéralisation par interaction avec l'encaissant rocheux. A l'émergence, certaines propriétés chimiques acquises lors de ce transit profond seront conservées et constitueraient des moyens de traçages et de prospection de ces circulations. Parallèlement aux mesures hydrométriques effectuées sur chaque point de mesure, nous avons effectué, *in situ*, des séries de mesure de la température de l'eau (t_{eau}), du pH, de la Conductivité électrique (CE), du Potentiel d'oxydo-réduction (Eh) et de quelques éléments majeurs comme le Nitrate (NO_3), le Nitrite (NO_2), le Phosphate (PO_4) et le Fer total. La température, pH, potentiel Redox et conductivité ont été mesurés *in situ* à l'aide d'une sonde multiparamètres de marque WTW (Multiline P3 PH/LF-SET). L'oxygène dissous est déterminé sur place à l'aide d'une sonde de type WTW (Oxi330/SET).

Le fer, manganèse, phosphore total sont dosés par colorimétrie sur un spectrophotomètre de type WTW (Photolab spektral)

IV-1-Résultats des mesures et des analyses chimiques de l'eau.

Afin de bien montrer, de comprendre et de quantifier les variations de chacun des paramètres étudiés, nous avons utilisé une seule représentation des données. Cette représentation est basée sur le calcul de quelques paramètres statistiques, présentant les valeurs maximales, moyennes, minimales et les écarts types.

Pour faciliter la comparaison et mieux interpréter les résultats obtenus, nous avons ajouté, dans le même tableau, les différentes normes maximales de potabilité des eaux destinées à la consommation humaine selon le conseil des communautés européennes du 15 juillet 1980 (*in* Rodier, 1996), qui est remplacé par la Directive du Conseil de l'Union Européen 98/83/CE du 3 Novembre 1998, ainsi que les caractéristiques techniques de l'appareillage (l'intervalle de mesure de l'appareil et la précision des mesures).

IV-2-Les paramètres physico-chimiques (mesure *in situ*)

IV-2-1-Température de l'eau (T)

Elle joue un rôle important dans l'augmentation de l'activité chimique ou bactérienne et de l'évaporation des eaux. La température des eaux dépend des conditions d'écoulement et de la structure des aquifères. Les anomalies de température des eaux sont contrôlées par les structures géologiques qui conditionnent la géométrie des aquifères et le type de la circulation souterraine des eaux (Faillat & Puradimaja, 1995). Des variations de température peuvent correspondre à une circulation de l'eau relativement rapide par des réseaux karstiques (Faillat, 1984). En effet, la température de l'eau est un élément essentiel dans le fonctionnement des systèmes aquifères. Elle varie en fonction de la température extérieure (l'air), des saisons, de la nature géologique et de la profondeur du niveau de l'eau par rapport à la surface du sol. Les valeurs observées sont reportées dans le tableau (12).

Paramètres	SF1	SF2	SF3	SF4	STRA	PIEZO	SEG	
Paramètres	Max	11,05	11,50	11,30	11,10	11	14,35	13,45
	Moy	10,32	10,23	10,40	10,29	10,10	11,10	11
	Min	9,70	9,60	9,50	9,40	9,40	10,50	9,27
	Ecart type	0,42	0,55	0,55	0,50	0,40	1,11	1,40
	T_{\max}/t_{\min}	1,14	1,2	1,19	1,18	1,17	1,37	1,45
	$\Delta t = t_{\max}-t_{\min}$	1,35	1,9	1,8	1,7	1,6	3,85	4,18
Normes CCE	< 25							
Appareillage	<i>Intervalle de mesure :</i> -5 à +100				<i>Précision des mesures :</i> +/- 0,01			

Tab. 12 Variation de la température de l'eau (Décembre 1999- Mars 2001)

Les températures enregistrées sont inférieures à la norme de potabilité. Tous les points de mesures ont le même ordre de grandeur de température. Elle est de l'ordre de 10,5°C. Les eaux des points de mesure ne sont pas trop influencées par les conditions atmosphériques, en effet un écart type faible pour les sources SF1, SF2, SF3, SF4, STRA de l'ordre de 0,48 °C. Un écart plus important est observé pour le piézomètre artésien (PIEZO) et la source de l'Eglise (SEG) de l'ordre de 1,25 °C.

IV-2-2-Conductivité Electrique (CE)

Les eaux qui émergent du système aquifère présentent globalement une minéralisation importante. Cette conductivité est liée à la présence des espèces ioniques en solution. Les résultats obtenus sont résumés dans le tableau (13). La précision des mesures sont de l'ordre de +/- 1%.

Paramètres	SF1	SF2	SF3	SF4	STRA	PIEZO	SEG	
Paramètres statistiques	Max	650	649	632	632	704	565	637
	Moy	617,63	612,89	600,75	604,39	635,96	540,70	572,43
	Min	585	525	500	556	400	466	476
	Écart type	19,28	29,58	38,55	26,87	72,72	34,50	34,73
Normes CCE	< 400							
Appareillage	<i>Intervalle de mesure :</i> 1 µS/cm à 500 mS/cm				<i>Précision des mesures :</i> +/- 1%			

Tab. 13 Variation de conductivité électrique en $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (Décembre 1999- Mars 2001)

A partir de ce tableau, les valeurs de la conductivité électrique mesurées oscillent entre 400 et 704 $\mu\text{S}/\text{cm}$ observées au niveau de STRA.

IV-2-3-Le Potentiel Hydrogène (pH)

Il est très dépendant des mécanismes chimiques. C'est un paramètre qui détermine l'acidité ou l'alcalinité d'une eau ainsi que l'état d'équilibre des éléments chimiques dans les diagrammes Eh-pH.

Les valeurs du pH varient très peu à cause de la couverture sableuse ou argileuse qui l'isole de l'air et à cause de l'absence des autres apports acides ou alcalins. Suivant les valeurs du pH, trois cas peuvent se présenter (Bakalowicz & Mangin, 1980) :

- 1) $\Delta\text{pH} > 0$: l'eau sursaturée en calcite tend à favoriser la précipitation d'une partie des carbonates dissous.
- 2) $\Delta\text{pH} = 0$: l'eau est à l'équilibre et saturée vis-à-vis de la calcite.
- 3) $\Delta\text{pH} < 0$: l'eau est sous-saturée et peut encore dissoudre des carbonates.

Nous présentons sur le tableau (14) les valeurs mesurées dans des points de mesures. La précision de ces mesures sont de +/- 0,01.

Paramètres		SF1	SF2	SF3	SF4	STRA	PIEZO	SEG	
Paramètres statistiques	Max	7,40	7,28	7,03	6,98	7,26	7,05	6,93	
	Moy	7	6,82	6,32	6,42	5,93	5,84	6,02	
	Min	6,50	6,28	5,74	5,04	4,64	4,76	4,82	
	Ecart type	0,25	0,25	0,37	0,53	0,79	0,70	0,74	
Normes CCE		6,5 < pH > 9,5							
Appareillage		Intervalle de mesure : 0 – 14				Précision des mesures : +/- 0,01			

Tab. 14 Variation du pH (Décembre 1999- Mars 2001)

A partir de ces données, on remarque bien que l'on a deux groupes. Le premier groupe rassemble les quatre premiers points de mesure (SF1, SF2, SF3 et SF4). Le deuxième groupe réunit le reste des points autrement dit STRA, PIEZO et SEG. Une variation de 2,36 et de 2,62 est notée respectivement pour le premier et le deuxième groupe. Cette faible variation dépend essentiellement de l'importance de la couverture sableuse ou argileuse qui isole l'aquifère de l'air atmosphérique et de l'absence des apports acides ou alcalins. Donc, nous sommes dans une zone non polluée.

IV-2-4-Oxygène dissous (O_2)

La quantité d'oxygène en solution dans une eau régit les réactions d'oxydoréduction et présente une évolution identique à celle du Eh. Les différentes concentrations mesurées aux niveaux des points d'observations sont résumées dans le tableau (15). La précision des mesures est de $\pm 0,01 \text{ mg.l}^{-1}$.

Paramètres		SF1	SF2	SF3	SF4	STRA	PIEZO	SEG	
Paramètres statistiques	Max	5,80	5,50	4,72	5,58	6,45	6,21	6,25	
	Moy	2,84	3	2,68	2,72	3,39	2,96	3,65	
	Min	0,30	0,10	0,10	0,10	0,30	0,20	0,20	
	Ecart type	1,99	1,94	1,66	2,03	2,25	1,99	2,12	
Appareillage		Intervalle de mesure : 0 – 50 mg.l^{-1}				Précision des mesures : +/- 0,01			

Tab. 15 Variation de l'oxygène dissous (Décembre 1999- Mars 2001)

Toutes les concentrations mesurées sont proches d'une valeur de 3 mg.l⁻¹ indiquant un état naturel des eaux. Aux niveaux de STRA et SEG, on a enregistré des concentrations importantes, avec une moyenne de 3,52 mg.l⁻¹ qui dépasse la valeur naturelle des eaux. Ces teneurs reflètent que ces points se localisent dans des endroits où l'on a des formations perméables et/ou un contact existe entre les eaux de surface et les eaux souterraines par le biais de réseau de failles et de fractures qui affecte la zone étudiée. Une alimentation de l'aquifère par les eaux d'infiltration, de surface, est très possible dans ce cas. La situation de ces points de mesure dans une partie oxygénée confirme la dernière constatation.

IV-2-5-Le Potentiel d'Oxydo-Réduction (Eh)

Ce paramètre nous permet de prévoir l'état des ions chimiques dans l'eau et la direction des réactions chimiques (oxydation ou réduction). Les résultats des mesures *in situ* sont présentés dans le tableau (16). La précision de ces mesures est de 1 mv.

Paramètres	SF1	SF2	SF3	SF4	STRA	PIEZO	SEG	
Paramètres statistiques	Max	195	206	196	191	190	224	208
	Moy	171,80	161,18	159,89	157,68	151,74	159,61	128,30
	Min	148	118	107	107	109	133,5	72
	Écart type	14,73	21,59	22,66	19,56	19,05	25,47	32,62
Appareillage	Intervalle de mesure : -1250 mv+1250 mv				Précision des mesures : +/- 1			

Tab. 16 Variation du potentiel d'oxydoréduction (Décembre 1999- Mars 2001)

La lecture de ce tableau montre que le potentiel d'oxydoréduction toujours positif oscille entre 72 mv mesurée à SEG et 224 mv au niveau de PIEZO. Cependant les variations de Eh sont importantes au niveau de ce dernier point ; une variation de 32,62 mv. L'examen des coupes lithologiques dans ce secteur montre la présence d'une couche mince d'argile et de sable qui ne peut pas empêcher l'oxygénation de la nappe et par conséquent des variations importantes des paramètres physico-chimiques.

IV-3-Les éléments de la pollution

IV-3-1- Cycle de l'azote

L'azote est présent au niveau du secteur d'étude et précisément au niveau des points de mesure sous trois formes chimiques (nitrates, nitrite et ammonium). Les résultats obtenus au cours des campagnes de mesure sont résumés dans le tableau (17).

Paramètres	SF1			SF2		SF3			SF4			STRA			PIEZO		SEG		
	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	NH ₃ ⁺	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	NH ₃ ⁺	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	NH ₃ ⁺	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	NH ₃ ⁺	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	
Paramètres statistiques	Max	11,96	0,05	0,67	10,19	0,06	15	0,03	4,01	8	0,02	0,57	23,48	0,03	0,30	10	0,02	31,01	0,04
	Moy	7,46	0,01	0,32	7	0,03	7,90	0,01	0,90	4,32	0,01	0,28	12,5	0,02	0,21	4,81	0,02	11,56	0,03
	Min	0	0	0,12	3,10	0	1,77	0,01	0,18	0,88	0,01	0,12	4,87	0,01	0,11	2,22	0,01	4,43	0,01
	Ecart type	3,68	0,01	0,21	2,61	0,02	4,82	0,00	1,24	2,49	0,01	0,18	6,67	0,01	0,06	3,25	0,01	9,84	0,01
Normes CCE	NO ₃ ⁻ : 50 ; NO ₂ ⁻ : 0,1 ; NH ₃ ⁺ : 0,5																		
Appareillage	Intervalle de mesure : NO ₃ ⁻ : 0-30 ; NO ₂ ⁻ : 0 – 0,35 ; NH ₃ ⁺ : 0 - 3										Précision des mesures : NO ₃ ⁻ : +/- 0,1 ; NO ₂ ⁻ : +/- 0,02 ; NH ₃ ⁺ : +/- 0,04								

Tab. 17 Variation des concentrations de nitrate, de nitrite et d'ammonium (Juillet 2000- Mars 2001)

1) les nitrates (NO_3^-), représentent la forme la plus oxygénée de l'azote, c'est une forme très soluble. Sa présence dans les eaux souterraines est en général liée à l'utilisation intensive des engrais chimiques. Les teneurs maximales sont observées dans les eaux des sources d'Eglise ($31,01 \text{ mg.l}^{-1}$). Dans ce même secteur, on enregistre une concentration importante au niveau des eaux des sources de la Traxenne ($23,48 \text{ mg.l}^{-1}$). Ces concentrations importantes soulignent que ces eaux proviennent d'une nappe « superficielle », la nappe du Turonien qui peut être contaminée par les infiltrations. La présence d'une forte concentration importante peut être expliquée par l'utilisation des engrais chimiques puisque la zone est occupée par des champs de maïs. Contrairement aux concentrations enregistrées au niveau du piézomètre artésien où elle restent faibles malgré une localisation dans le bassin hydrologique des sources de la Traxenne. Cette faible concentration peut être expliquée car la profondeur de la nappe de ce piézomètre qui est celle du Cénomani « peu contaminée ». Dans le reste des points de mesure (SF1, SF2, SF3 et SF4), on enregistre des concentrations faibles (de l'ordre de 10 mg.l^{-1}), bien que la nappe exploitée dans ce secteur soit celle du Turonien moyen. La présence de marne dans la composition lithologique a joué, dans ce secteur, le rôle d'un filtre de protection. Toutes les concentrations mesurées au niveau des points de mesure présentent des teneurs peu variables et des teneurs moyennes inférieures à la norme de potabilité.

2) Les nitrites (NO_2^-) ou azote nitreux, présentent une forme moins oxygénée et moins stable, elle présente la forme de passage entre les nitrates et l'ammonium, c'est une forme toxique. Pour la totalité des points, les teneurs en nitrites sont très faibles. Elles ne dépassent pas $0,06 \text{ mg.l}^{-1}$ (mesurée à SF2). En conséquence, les teneurs des concentrations au niveau de ces points sont inférieures à la norme de potabilité.

3) L'ammonium (NH_4^+) est la forme d'azote la plus toxique. Dans le secteur étudié, sa présence dans l'eau est liée à la réduction des formes azotées (nitrates et nitrites) en conditions réduites. Les concentrations observées sont inférieures à la norme de potabilité. Dans l'ensemble, on enregistre des concentrations très peu variables.

Le transfert naturel de l'azote dans les eaux se fait selon les conditions d'oxydoréduction et les réactions biologiques que nous avons schématisées sur la figure (53).

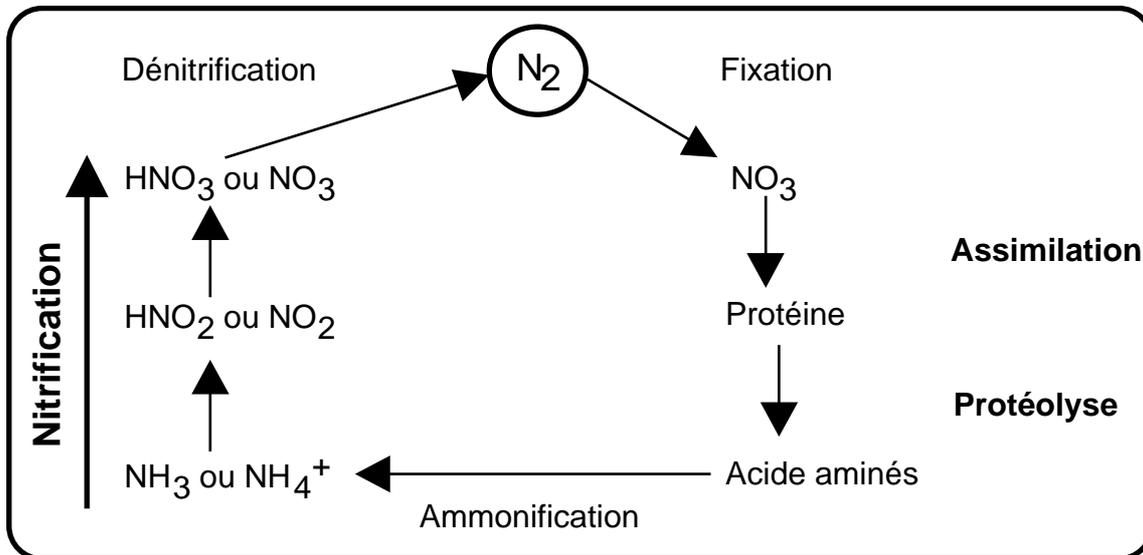


Fig. 53 Cycle de l'azote

Le transfert de la forme ammonium vers les nitrites et les nitrates se fait par oxydation, cette réaction est rapide en présence de l'oxygène. La forte teneur en CO_2 et la faible teneur en oxygène accroissent la concentration en ammonium dans l'eau.

IV-3-2-Eléments mineurs naturel
Phosphates (PO_4^{3-})

Le phosphate peut se trouver sous différentes formes oxydées, méta HPO_3 , pyro $H_4P_2O_7$ et ortho H_3PO_4 en milieu aqueux, les formes méta et pyro tendant vers la forme ortho pour les pH de 5 à 8. Cet élément chimique est souvent rencontré en milieu aquatique sous l'effet de rejets urbains, industriels et agricoles et aussi sous l'effet des réactions biologiques. Divers facteurs chimiques et biologiques peuvent réagir sur la mobilisation du phosphate et sur l'évolution des composés azotés à l'interface eau/sédiments : la température, l'oxygène dissous (O_2), le potentiel d'oxydoréduction (Eh) et le pH (Boers 1991 ; Jensen & Andersen, 1992).

Les concentrations observées au niveau des points de mesures ont été mesurées avec une précision de $0,04 \text{ mg.l}^{-1}$ (Tab. 18).

Paramètres	SF1	SF2	SF3	SF4	STRA	PIEZO	SEG	
Paramètres statistiques	Max	1,17	1,78	2,63	0,50	1,48	2,47	2,34
	Moy	0,58	0,90	0,78	0,34	0,53	0,75	0,71
	Min	0,19	0,18	0,00	0,12	0,14	0,10	0,17
	Écart type	0,33	0,53	0,88	0,13	0,41	1,02	0,67
Normes CCE	6,7							
Appareillage	<i>Intervalle de mesure :</i> 0 – 2,5				<i>Précision des mesures :</i> +/- 0,04			

Tab. 18 Variation des concentrations du phosphate (Décembre 1999- Mars 2001)

La concentration minimale observée au niveau des eaux de la source SF3 ($0,00 \text{ mg.l}^{-1}$) n'est pas significative parce qu'elle est inférieure à la précision de mesure analytique. Les autres concentrations sont inférieures à la norme de potabilité.

IV-3-3-Eléments métalliques en traces
Fer ($Fe(T)$)

Il peut se rencontrer dans l'eau sous différentes formes. Dans les conditions habituelles, c'est-à-dire pour un pH variant entre 4,5 et 9, le fer soluble présent est généralement à l'état ferreux. Dans les eaux souterraines, et si le milieu est réducteur, le fer ferreux peut atteindre des teneurs élevées. Le fer peut être en solution vraie, à l'état colloïdal, plus ou moins combiné à la matière organique, sous forme de complexes organiques ou minéraux ou sous forme de particules en suspension. Schématiquement, le fer total peut se trouver à l'état de :

- fer en suspension (à l'état ferrique principalement),
- fer dissous $\left\{ \begin{array}{l} \text{fer à l'état ferrique solubilisé} \\ \text{fer à l'état ferreux} \end{array} \right\}$

La présence de fer dans l'eau peut avoir diverses origines : naturelle par lessivage des terrains argileux, ou industrielle (métallurgiques, sidérurgiques). Les concentrations observées pour cet élément sont données dans le tableau (19) avec une précision de $0,02 \text{ mg.l}^{-1}$.

Paramètres		SF1	SF2	SF3	SF4	STRA	PIEZO	SEG
Paramètres statistiques	Max	0,10	0,87	1,10	0,90	0,45	0,39	1,50
	Moy	0,074	0,26	0,56	0,26	0,18	0,18	0,30
	Min	0,02	0,10	0,16	0,01	0,00	0,10	0,03
	Ecart type	0,028	0,25	0,35	0,32	0,13	0,11	0,46
Normes CCE		0,2						
Appareillage		<i>Intervalle de mesure :</i> 0 – 5			<i>Précision des mesures :</i> +/- 0,02			

Tab. 19 Variation des concentrations du fer (Décembre 1999- Mars 2001)

La lecture de ce tableau montre que les teneurs en fer total mesurées aux niveaux des points de mesure pour certains d'entre eux (SF1, SF2, SF3, SF4 et SEG) sont supérieures à la norme de potabilité. Nous avons une grande variation de concentration qui oscille entre 0,00 mg.l⁻¹ (à STRA) et 1,5 mg.l⁻¹ (à SEG).

V-Evolution spatio-temporelle des paramètres physico-chimiques

Dans ce paragraphe, nous présentons les résultats des suivis de quelques paramètres physico-chimiques dont le pH, Température de l'eau (t_{eau}), Conductivité Electrique (CE), Oxygène dissous (O₂), Potentiel d'Oxydoréduction (Eh) pour chaque point de mesure sous l'influence des pluies enregistrées aux stations météorologiques de Fiefs et de Radinghem gérées par Météo - France.

Dans un premier temps, nous présentons tous les résultats sous la forme de graphiques (Fig. 54) (*nous ne présentons que le graphique de SF1. Les graphiques de SF2, SF3, SF4, STRA, PIEZO et SEG seront dans la partie annexe (III) avec le même format que celui de SF1*) suivi par des interprétations et des discussions des résultats.

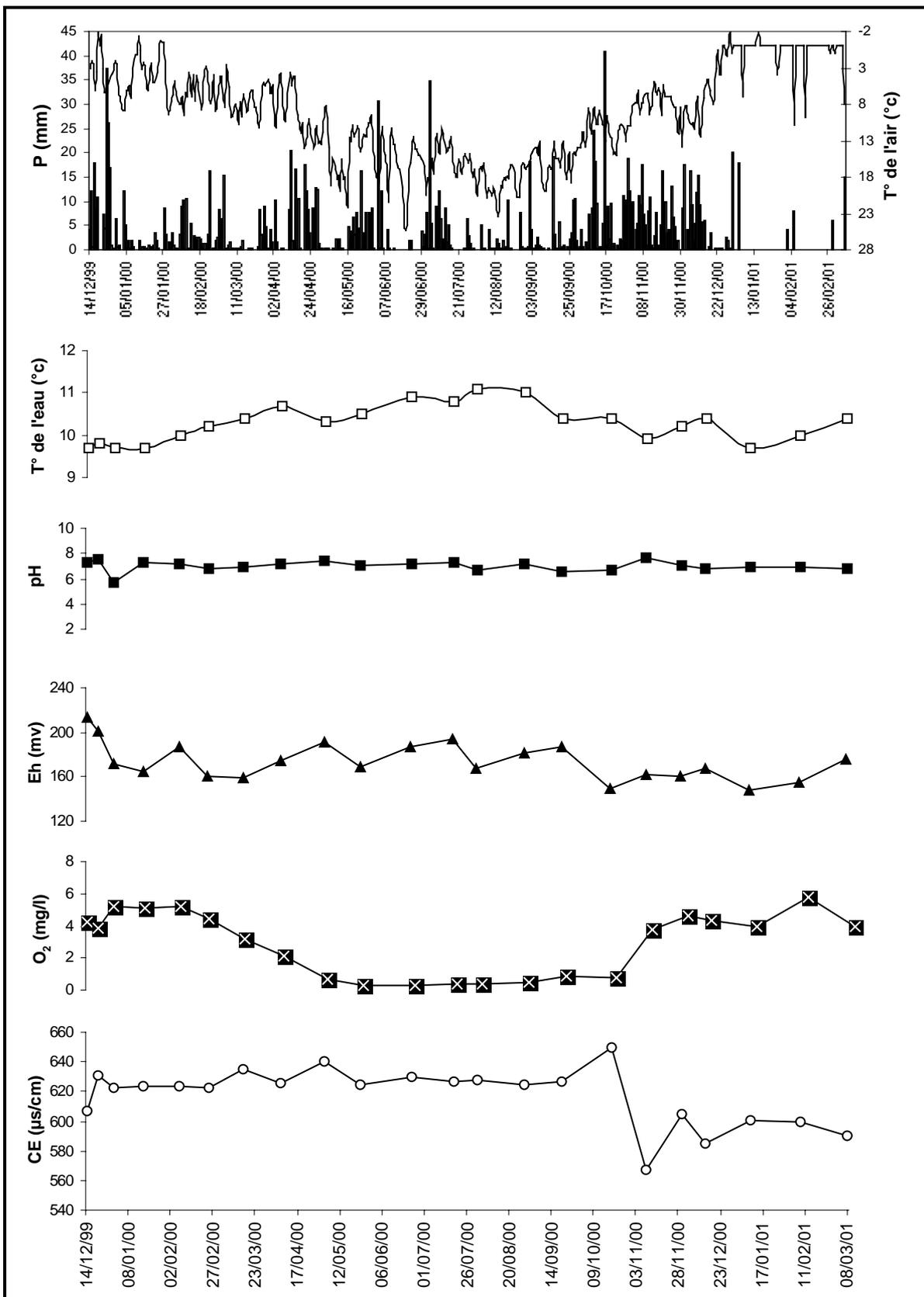


Fig. 54 Evolution des paramètres physico-chimiques au niveau de SF1

V-1-La conductivité électrique

L'analyse de tous les résultats, ci-dessus, révèle que les courbes de variation saisonnière suivent assez bien le schéma classique proposé par certains auteurs (Bakalowicz, 1982 ;

Structure et modélisation hydrodynamique des eaux souterraines : Application à l'aquifère crayeux de la bordure nord du Bassin de Paris / S. LALLAHEM/2002

Mangin, 1982) ; à savoir un minimum en saison pluvieuse suivi par une augmentation sans que le débit varie beaucoup. Comme l'indiquent les figures ci-dessus, la conductivité montre une irrégularité des valeurs, variation au cours des cycles hydrologiques et un grand étalement de ces valeurs, témoignant des impulsions au niveau de l'exutoire, alors que la variation du débit est difficile à déceler.

Dans le tableau (20), nous présentons la variation de la conductivité sur chaque point de mesure ainsi que les dates correspondant à la valeur minimale et maximale de la conductivité.

	SF1	SF2	SF3	SF4	STRA	SEG	PIEZO
ΔCE ($\mu S/cm$)	65	124	132	76	304	161	99
Date du CE_{max}	Octobre 2000	Octobre 2000	Octobre 2000	Octobre 2000	Octobre 2000	Avril 2000	Juin 2000
Date du CE_{min}	Décembre 2000	Mars 2000	Février 2001	Décembre 2000	Mars 2001	Février 2001	Mars 2001

Tab. 20 Variation de la conductivité électrique (CE) (Déc. 00-Mars 01)

A partir des résultats indiqués dans ce tableau, on remarque que pour la majorité des points de mesure, une conductivité maximale est observée pendant le mois d'octobre. On remarque aussi que ce paramètre présente une très forte variation au cours des cycles hydrologiques et un grand étalement de ces valeurs. Ceci semble montrer que l'on est en présence d'un système aquifère carbonaté possédant un degré de karstification ou de fissuration fonctionnelle assez développé (Bakalowicz, 1979). La grande dispersion des valeurs de la conductivité peut être reliée à la rapidité de l'infiltration favorisée par la forte fissuration de l'aquifère. La comparaison entre l'évolution de la conductivité électrique et celle des précipitations indique des variations sous une pluie intense et continue. Cette variation s'explique par la continuité et l'intensité des précipitations. On remarque que l'effet d'une pluie intense n'est sensible qu'avec un certain décalage. Ces faits confortent l'hypothèse d'un karst noyé situé dans une zone homothermique profonde. Sur toutes les courbes de suivi et à partir d'Octobre 2000, on enregistre une chute des valeurs de la conductivité électrique pendant une période moins pluvieuse. Ceci peut être expliqué par le décalage des réactions chimiques. Dans ces cas, l'eau a suivi le chemin le plus long en remplissant le réservoir puis le trop plein qui alimente les sources.

V-2-Le pH

La courbe des pH montre une faible variation durant toute la période des mesures. Cependant, afin de quantifier les variations de ce paramètre, nous avons effectué une comparaison des valeurs de pH mesuré aux niveaux de tous les exutoires (sources et piézomètre artésien). Les résultats de cette comparaison sont illustrés dans le tableau (21) .

	SF1	SF2	SF3	SF4	STRA	SEG	PIEZO
ΔpH	0,9	1	1,29	1,94	2,62	2,11	2,29
Date du pH_{max}	Novembre 2000	Janvier 2000	Avril 2000	Avril 2000	Décembre 2000	Avril 2000	Avril 2000
Date du pH_{min}	Septembre 2000	Septembre 2000	Décembre 2000	Septembre 2000	Février 2000	Février 2000	Février 2000

Tab. 21. Variation du pH (Déc. 00-Mars 01)

Comme l'indique le tableau ci-dessus, deux groupes peuvent être dégagés. Le premier rassemble SF1, SF2, SF3 et SF4 dont les variations du pH sont relativement faibles et comparables entre tous les points de ce groupe : un maximum de variation, de 1,94, enregistré au niveau de SF4 et un minimum de 0,9 enregistré au niveau de SF1. La moyenne de variation pour tous les points est de 1,28.

Le deuxième groupe rassemble STRA, SEG et PIEZO où la variation du pH est de l'ordre de 2,34 en moyenne.

Cette différence de variation entre les points est probablement due à l'épaisseur de la couche d'argile et de sable recouvrant l'aquifère qui peut jouer le rôle d'obstacle contre l'influence des variations atmosphériques sur les eaux souterraines.

V-3-La température de l'eau (t_{eau})

L'analyse de l'évolution de la température sous l'influence de la pluie enregistrée au niveau des stations météorologiques de Fiefs et de Radinghem montre une augmentation suite à une précipitation intense et continue, puis une diminution, ce qui reflète l'arrivée d'eau de surface après la chasse d'une eau chaude ayant séjourné dans les conduits. Tous les résultats mesurés sont réunis dans le tableau (22).

	SF1	SF2	SF3	SF4	STRA	SEG	PIEZO
Δt_{eau}	1,35	1,8	1,8	1,70	1,6	4,18	3,85
Date de t_{max}	Août 2000	Juillet 2000	Août 2000	Septembre 2000	Septembre 2000	Août 2000	Juillet 2000
$\Delta T = t_{\text{air}} - t_{\text{eau max}}$	7,67	4,24	7,42	4,82	4,78	4,19	0,94
Date de t_{min}	janvier 2001	Février 2001	Décembre 2000	Février 2001	Décembre 1999	Décembre 1999	Décembre 1999
$\Delta T = t_{\text{air}} - t_{\text{eau min}}$	-8,69	-6,12	-3,48	-5,92	-6,45	-6,32	-7,55

Tab. 22 Variation de la température de l'eau (Déc. 00-Mars 01)

L'amplitude de variation de la température de l'eau reste minimale pour le premier groupe SF1, SF2, SF3, SF4 et STRA en général $\Delta T (< 2^\circ\text{C})$ et elle est plus importante pour le deuxième groupe (SEG et PIEZO). La température du premier groupe peu variable au cours du temps, permet de parler d'un aquifère homothermique, peu sensible aux variations de la température atmosphérique. Autrement dit, il s'agit d'un aquifère plus important dont la température généralement varie faiblement.

Afin de bien comprendre l'évolution de la température de l'eau des points de mesure, nous avons effectué des corrélations entre la température de l'eau des deux groupes par rapport à la pluie et la température de l'air enregistrées au niveau de la station météorologique de Fiefs et de Radinghem. Les résultats issus de ces corrélations sont résumés dans le tableau (23).

Corrélation ($t_{\text{eau}}/t_{\text{air}}$)	Pluie à la station de Fiefs	T° à la station de Fiefs	T° de SF1	T° de SF2	T° de SF3	T° de SF4
Pluie à la station de Fiefs	<u>1,00</u>					
T° à la station de Fiefs	-0,28	<u>1,00</u>				
T° de SF1	-0,30	0,77	<u>1,00</u>			
T° de SF2	-0,23	0,82	0,87	<u>1,00</u>		
T° de SF3	-0,30	0,83	0,85	0,94	<u>1,00</u>	
T° de SF4	-0,21	0,85	0,76	0,89	0,83	<u>1,00</u>

Tab. 23 Corrélations entre les températures de l'eau et de l'air (station de Fiefs)

A partir de ce tableau, ci-dessus, nous remarquons que la comparaison de l'évolution des températures de l'eau et la pluie ne montre aucune corrélation possible. Contrairement à l'évolution des températures de l'eau et la température de l'air, des bonnes corrélations positives sont notées. Ces corrélations ($0,94 > r > 0,76$) montrent que la température des eaux au niveau de ces points est liée à la variation de la température ambiante pour un aquifère peu profond. Afin de confirmer ou infirmer ces résultats nous avons étudié l'évolution de la température de l'eau et du débit, dans le cas où l'on possède un jaugeage de ces points sous l'influence de la pluie et de la température enregistrées au niveau de la station de Fiefs. Les résultats issus de ces comparaisons sont donnés sous la forme de graphique sur la figure (55).

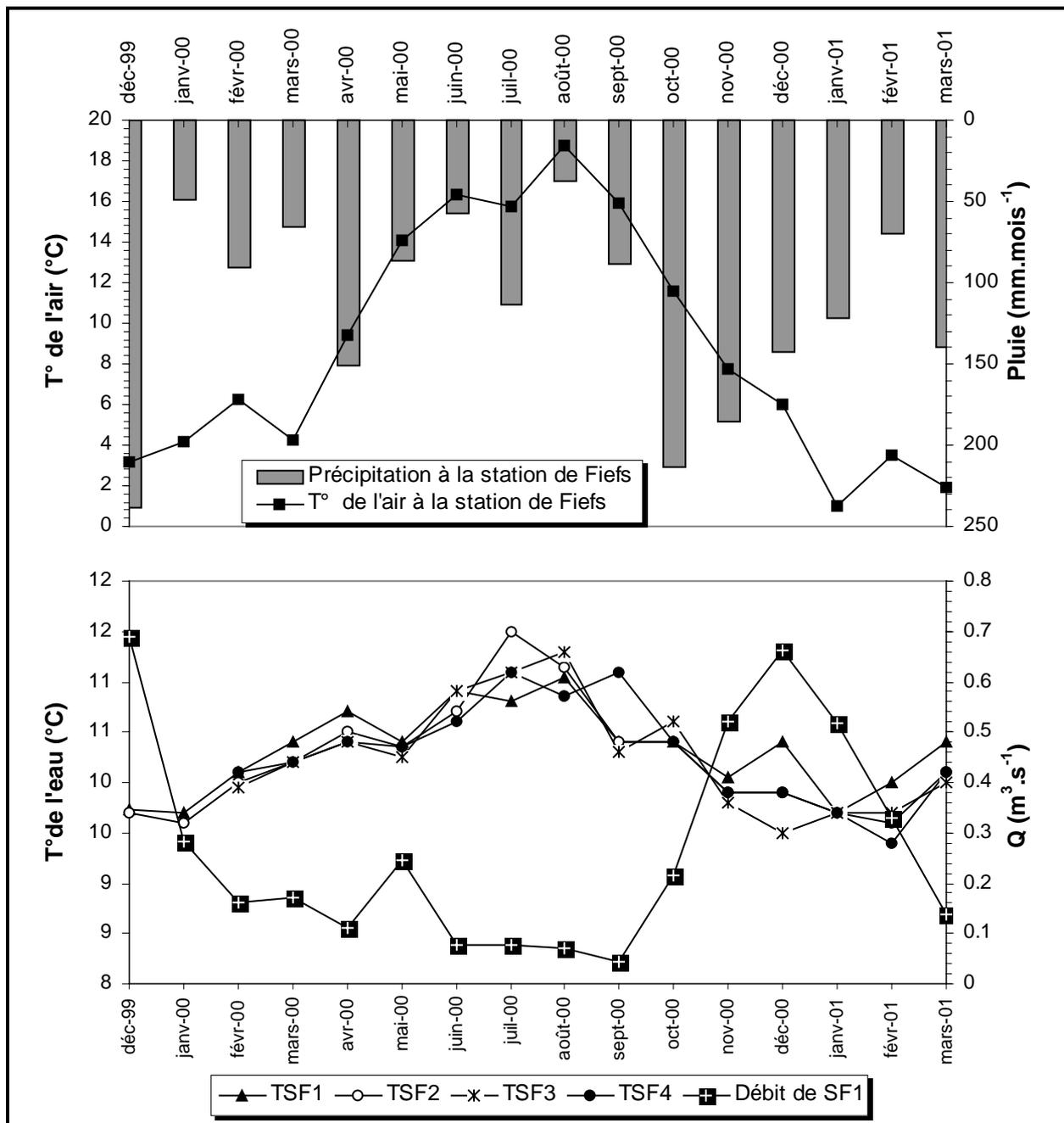


Fig. 55 Evolution de la température de l'eau et le débit de SF1 sous la pluie et la température à la station de Fiefs

Les constatations qui peuvent être dégagées à partir de ces graphiques sont les suivantes :

- 1) Les courbes des températures de l'eau ont une allure générale identique pour les quatre points du premier groupe.
- 2) Une pluie intense et continue entre octobre et décembre 2000, est enregistrée. Cependant, une augmentation du débit à l'exutoire accompagnée par une augmentation de la température de l'eau par rapport à la température initiale de celle-ci. En effet l'infiltration des eaux de pluie déclenche l'augmentation de débit qui chasse l'eau ayant séjourné dans l'aquifère, il s'ensuit une diminution de la température de l'eau.
- 3) La réponse, en débit, des points d'eau sous l'influence de la pluie est mesurée après un décalage dans le temps.

Un travail analogue que celui effectué pour les points de mesure du premier groupe est appliqué sur les points du deuxième groupe réunissant STRA, PIEZO et SEG.

Les résultats issus de cette étude sont résumés dans le tableau (24)

Corrélation ($t_{\text{eau}}/t_{\text{air}}$)	Pluie à la station de Radinghem	T° à la station de Radinghem	T° de STRA	T° de PIEZO	T° de SEG
Pluie à la station de Radinghem	<u>1,00</u>				
T° à la station de Radinghem	-0,17	<u>1,00</u>			
T° de STRA	0,02	0,15	<u>1,00</u>		
T° de PIEZO	-0,32	0,67	0,14	<u>1,00</u>	
T° de SEG	-0,37	0,69	0,26	0,69	<u>1,00</u>

Tab. 24 Corrélations entre les températures de l'eau et de l'air (*station de Radinghem*)

A partir de ce tableau, on remarque une bonne corrélation entre la température de l'eau aux niveaux de PIEZO et SEG et la température de l'air enregistrée à la station météorologique de Radinghem. Aucune corrélation n'apparaît entre la température de l'air et la température de l'eau au niveau de STRA et entre la pluie à la station de Radinghem et les températures des eaux aux niveaux de STRA, PIEZO et SEG.

Une comparaison de l'évolution de la température de ces points ainsi que les débits à l'exutoire, s'il est jaugé, et de la température ainsi que la pluie enregistrée à la station météorologique de Radinghem sont possibles en figure (56).

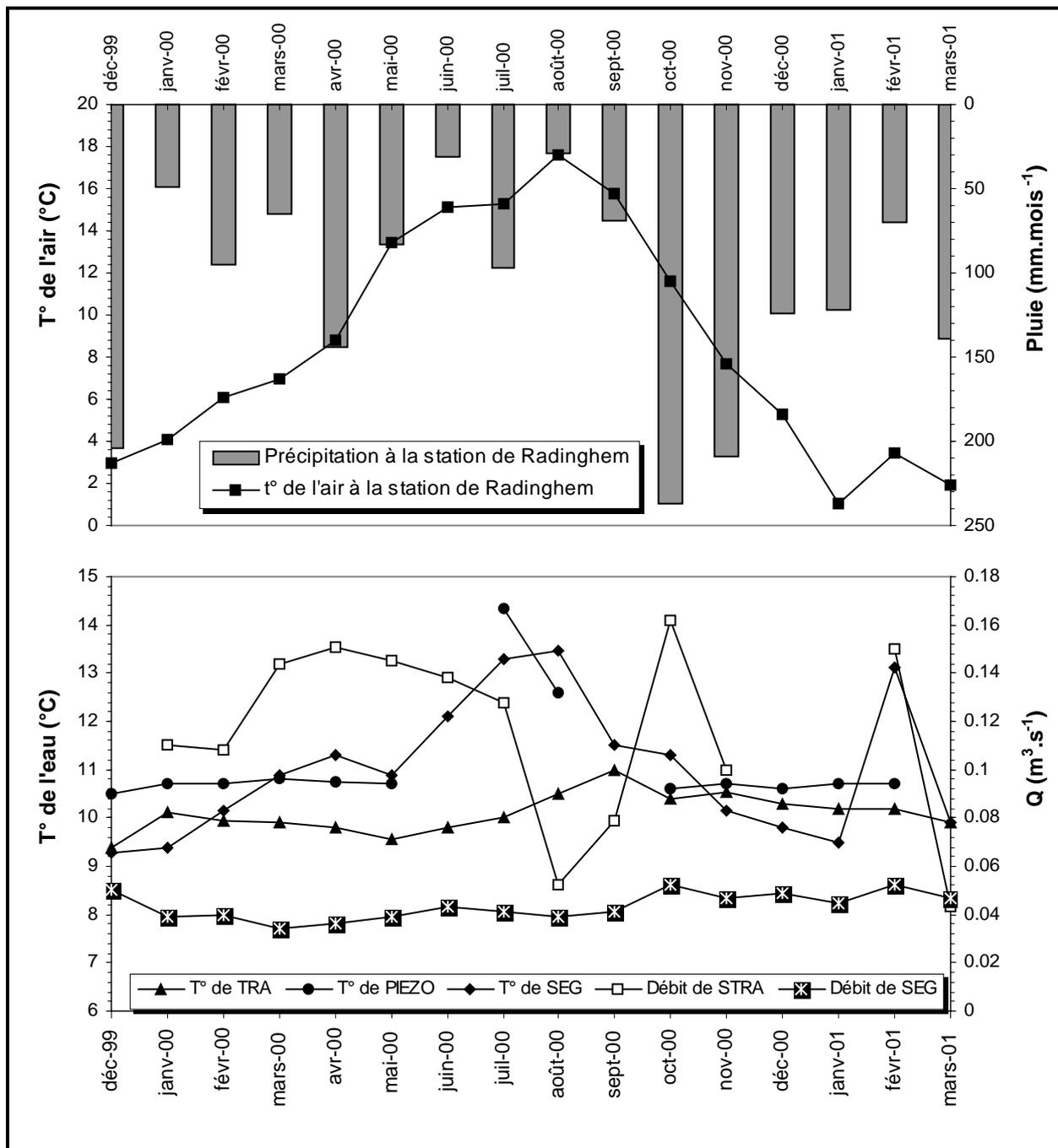


Fig. 56 Evolution de la température de l'eau et le débit de STRA et de SEG sous la pluie et la température à la station de Radinghem.

A partir de ces graphiques, on remarque que :

- 1) Le débit au niveau de SEG évolue très faiblement sous l'influence de la pluie. On n'enregistre qu'une variation de $0,018 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ durant toute la période du suivi (Décembre 1999 – Mars 2001).
- 2) Le débit au niveau de STRA est irrégulier et parfois difficile à interpréter. En effet, les mesures du débit sont perturbées par le petit ravin évacuant le volume ruisselé au niveau du bassin versant hydrologique. Une autre hypothèse serait que des ruissellements superficiels faussent les mesures essentiellement pendant les périodes hivernales et les périodes estivales lors d'orages.

- 3) L'évolution des températures des eaux de ces points a une allure générale identique. Une diminution de la température de l'eau sous une pluie intense et continue peut être expliquée par les mêmes causes.

Afin de mieux expliquer l'évolution des températures dans chaque point, nous avons effectué des corrélations entre les températures de l'eau de tous ces points de mesure. Les résultats de ces corrélations sont illustrés dans le tableau (25).

Corrélation ($t_{\text{eau}}/t_{\text{air}}$)	T° de SF1	T° de SF2	T° de SF3	T° de SF4	T° de STRA	T° de PIEZO	T° de SEG
T° de SF1	1,00						
T° de SF2	0,88	1,00					
T° de SF3	0,84	0,94	1,00				
T° de SF4	0,86	0,98	0,92	1,00			
T° de STRA	-0,07	-0,09	0,00	-0,15	1,00		
T° de PIEZO	0,63	0,86	0,75	0,77	0,05	1,00	
T° de SEG	0,62	0,65	0,71	0,50	0,07	0,69	1,00

Tab. 25 Matrice des corrélations entre les températures des eaux de l'ensemble des points de mesure (SF1, SF2, SF3, SF4, STRA, SEG, PIEZO)

En se basant sur les résultats indiqués dans le tableau ci-dessus ainsi que la tableau (28), on peut déduire que les points SF1, SF2, SF3, SF4 et STRA captent le même aquifère peu sensible aux variations atmosphériques. Les points SEG et PIEZO captent un deuxième aquifère plus sensible aux variations atmosphériques. Les points SEG, PIEZO et STRA se localisent dans la même région, mais d'après les mesures de la température, on constate qu'ils ne réagissent pas dans le même ordre de grandeur, l'hypothèse de l'influence de la structure régionale sur les eaux souterraines pourrait se manifester.

V-4-Le Potentiel d'Oxydo-Réduction (Eh)

Le suivi temporel du potentiel d'oxydo-réduction (Eh) met en évidence des fluctuations plus ou moins importantes durant toute l'année. Une comparaison des variations des concentrations de Eh est effectuée au niveau de chaque point de mesure. Les résultats issus de ces comparaisons sont reportés dans le tableau (26).

	SF1	SF2	SF3	SF4	STRA	SEG	PIEZO
ΔEh	47	88	89	84	81	136	90,5
Date du Eh_{max}	Décembre 1999	Juillet 2000	Mars 2000	Mars 2000	Février 2001	Janvier 2000	Janvier 2000
Date du Eh_{min}	Janvier 2001	Octobre 2000	Octobre 2000	Octobre 2000	Juillet 2000	Décembre 2000	Novembre 2000

Tab. 26 Variation du Potentiel d'oxydoréduction en millivolts (Déc. 00-Mars 01)

L'analyse de ce tableau montre qu'une nette augmentation du pouvoir oxydant de l'eau a été enregistrée dans SEG avec une concentration de 136 mv. Contrairement au SEG, une

réduction très significative du pouvoir oxydant est observée dans SF1 avec une concentration de 47 mv. Ici, on va s'intéresser aux variations de concentration de SF2, SF3, SF4 et STRA relatives aux périodes des hautes et basses eaux. On remarque que pour tous ces points, on enregistre une variation du même ordre de grandeur.

Afin de mieux comprendre et comparer l'évolution du potentiel d'oxydoréduction des points, nous avons comparé leur évolution par rapport aux précipitations mesurées au niveau des stations météorologiques de Fiefs et de Radinghem. Les résultats issus des comparaisons de SF1, SF2, SF3, SF4, sont illustrés dans la figure (57).

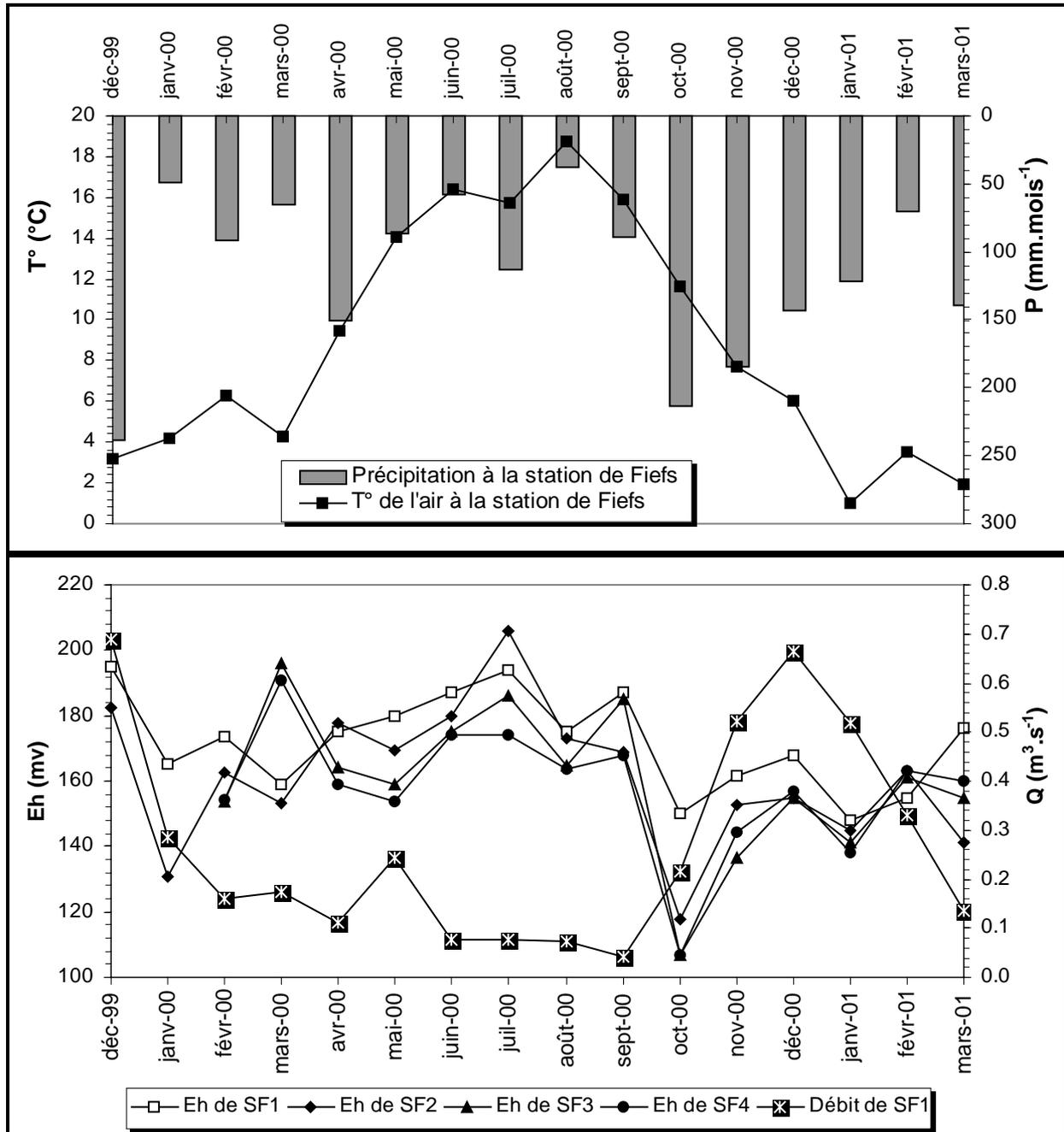


Fig. 57 Evolution des Potentiels d'oxydoréduction sous l'influence de la pluie

Comme on peut le remarquer sur cette figure, les courbes de ces quatre points, possédant une allure générale identique avec une diminution en période pluvieuse suivi par une augmentation des concentrations. La comparaison entre la pluie et l'évolution des potentiels

d'oxydoréduction montre bien la présence d'un phénomène dit « piston ». Une augmentation de pluie tombée entraîne automatiquement une augmentation de flux sortant et une diminution de la valeur de Eh. Ce qui est intéressant ici, c'est que le temps de décalage de la réponse à l'exutoire, SF1, et la réaction des Eh est quasi nul. La cause principale est sans doute la présence d'une intense fracturation, augmentant l'interconnexion entre la surface du sol et l'aquifère.

La même méthodologie est appliquée sur le reste des points de mesure, STRA, PIEZO, SEG. Les résultats sont illustrés sous forme de graphiques dans la figure (58).

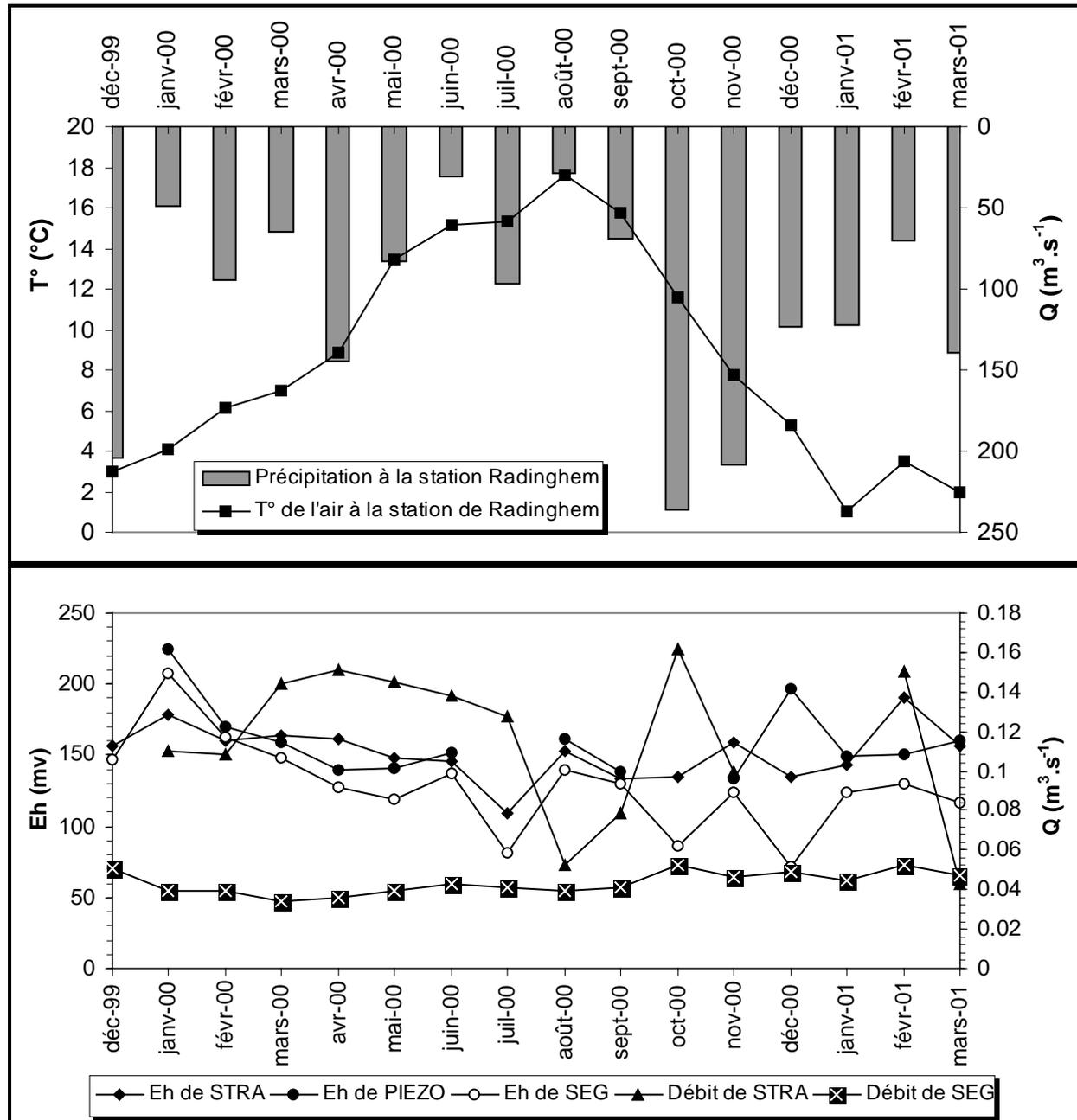


Fig. 58 Evolution des potentiels d'oxydoréduction

L'analyse de ces graphiques montrent que nous avons les mêmes réactions que précédemment mais avec les amplitudes de variations plus importantes surtout les variations de SEG durant la période de Septembre 2000- Janvier 2001.

V-5-L'oxygène dissous (O₂)

Le suivi spatio-temporel de l'oxygène dissous au niveau de tous les points de mesure a montré que la moyenne de variation de leurs concentrations est de 5,60 mg.l⁻¹. Les comparaisons des concentrations ainsi que la date des concentrations maximales et minimales sont dressées dans le tableau (27).

	SF1	SF2	SF3	SF4	STRA	SEG	PIEZO
ΔO_2	5,5	5,4	4,62	5,48	6,15	6,05	6,01
Date du O _{2(max)}	Février 2001	Février 2000	Novembre 2000	Novembre 2000	Janvier 2000	Février 2000	Février 2000
Date du O _{2(min)}	Janvier 2000	Juin 2000	Juin 2000	Juin 2000	Juillet 2000	Juin 2000	Juin 2000

Tab. 27. Variations des concentration de l'oxygène dissous (O₂) (Déc. 00-Mars 01)

A partir de ce tableau, on remarque que les valeurs maximales et minimales de concentration, au moins pour les points SF2, SF3, SF4, STRA, SEG et PIEZO, sont enregistrées respectivement pendant les périodes de hautes et basses eaux. Cependant au niveau de ces points, se sont les conditions oxydantes caractérisent l'aquifère de captage. Afin de mieux cerner l'évolution des concentrations d'oxygène dissous au niveau des points étudiés, nous avons comparé l'évolution de leurs concentrations sous l'influence de la pluie enregistrée dans les stations météorologiques de Fiefs et de Radinghem. Les résultats de ces suivis sont illustrés dans la figure (59 & 60).

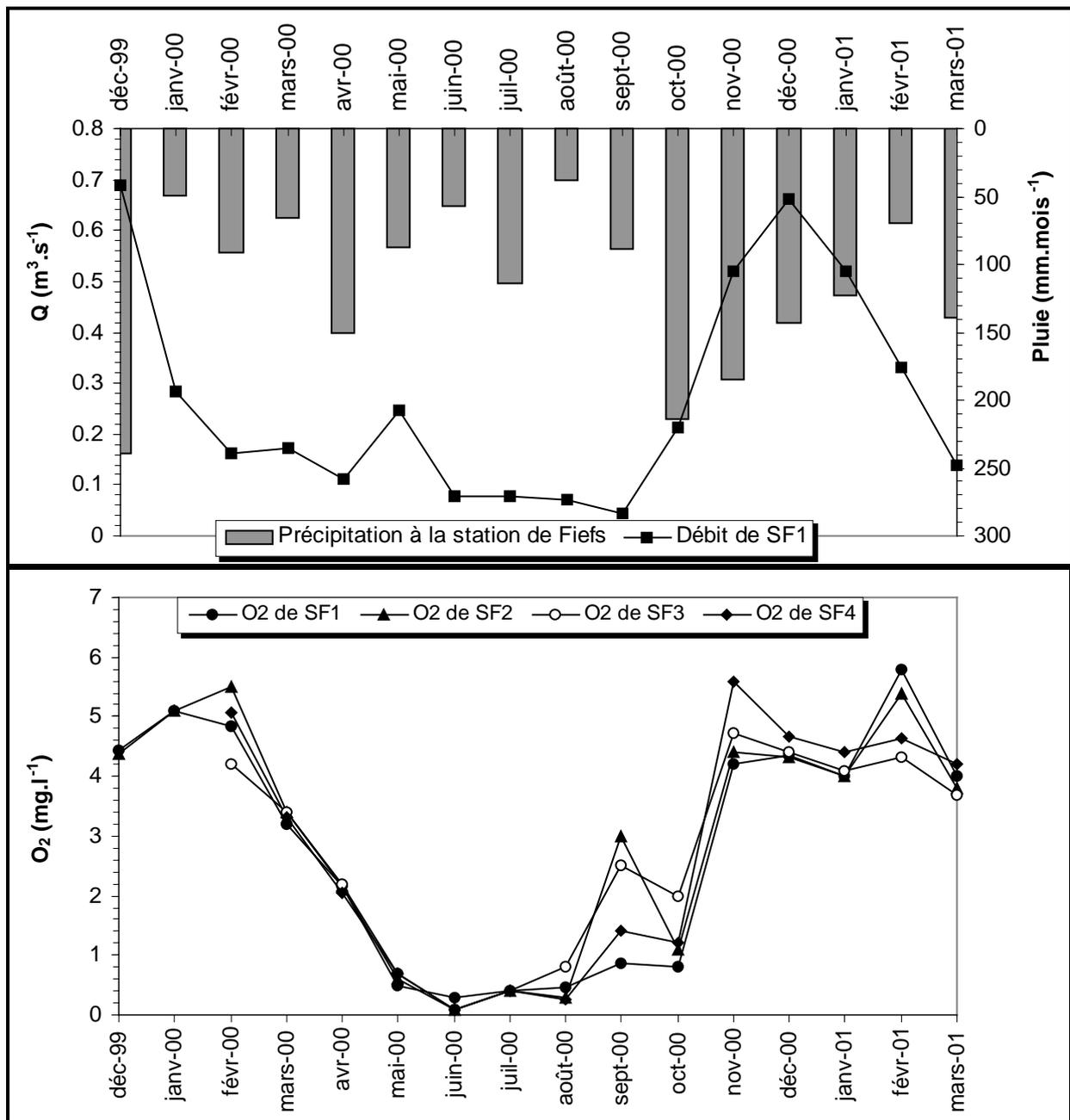


Fig. 59 Evolution des concentrations d'oxygène dissous de SF1, SF2, SF3, SF4 sous l'influence de la pluie (Station Météorologique de Fiefs).

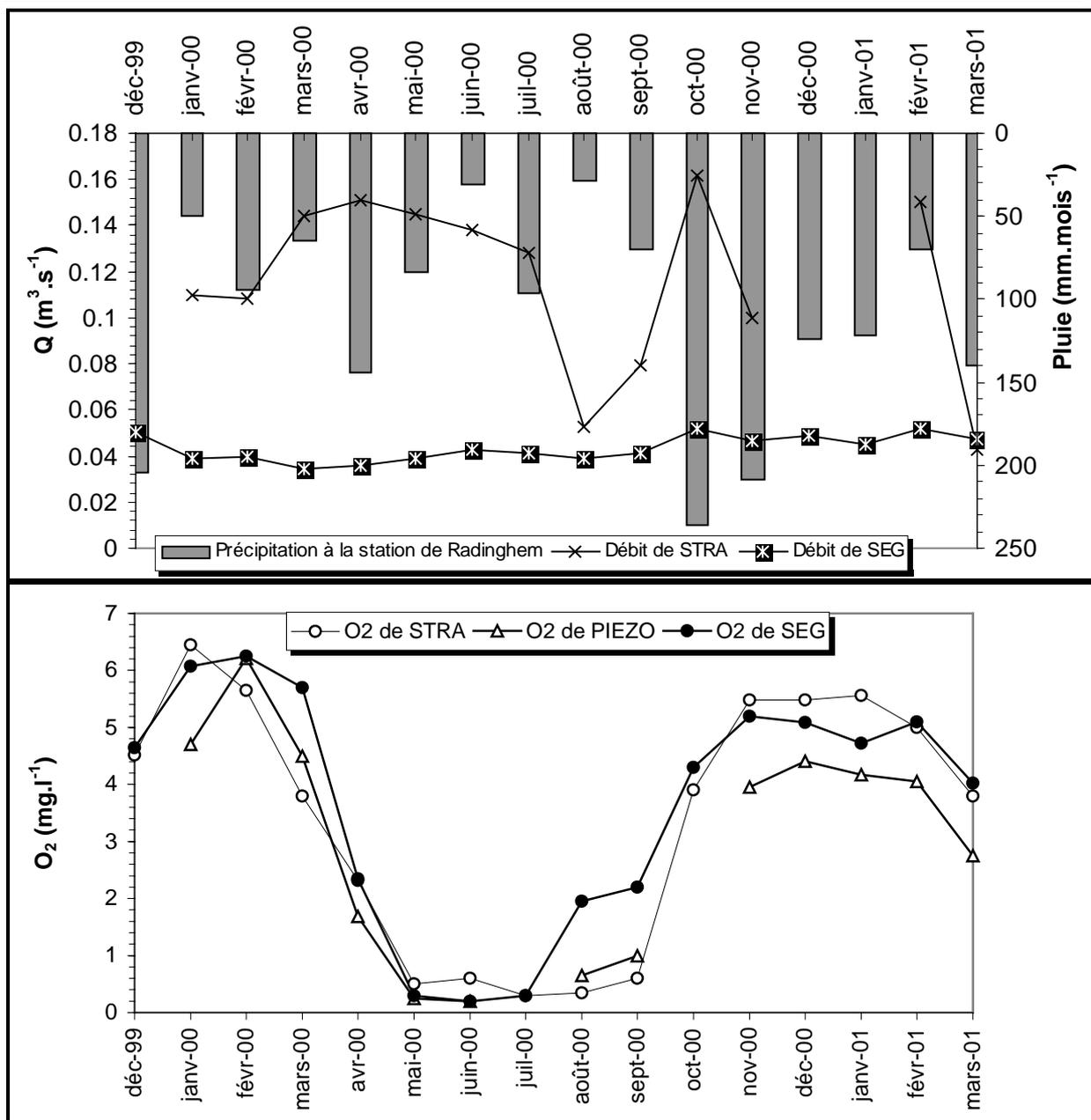


Fig. 60 Evolution des concentrations d'oxygène dissous des STRA, PIEZO, SEG sous l'influence de la pluie (Station Météorologique de Radinghem).

Sur les figures (59 & 60), on remarque que les courbes de l'oxygène dissous passent par un minimum proche de zéro. Cette période coïncide avec la période d'été où les pluies ne profitent guère à l'aquifère car l'eau qui s'y trouve momentanément absorbée par le sol est, presque toujours évaporée à peu près entièrement, avant d'avoir atteint la nappe. Pendant les périodes pluvieuses, on enregistre des concentrations variables. Une augmentation du pouvoir oxydant du milieu et par conséquent une augmentation de la consommation d'oxygène indique la présence de réactions chimiques. L'eau de pluie s'infiltré donc rapidement et chasse devant elle l'eau très minéralisée présente dans le système aquifère. Ce phénomène est en relation avec :

- le temps de séjour de l'eau dans l'aquifère, permettant l'acquisition d'une forte minéralisation au cours du temps
- le développement des structures conductrices d'eau, qui sont matérialisées par des failles.

VI- Evolution de la qualité des eaux souterraines de la zone étudiée

La composition chimique de l'eau qui s'écoule aux exutoires des aquifères, présente des variations au cours d'un cycle hydrologique. Celles-ci sont généralement consécutives à la succession des événements hydrologiques (qui modifient la qualité et la quantité de l'eau contenue dans l'aquifère), auxquels peuvent s'ajouter d'autres processus internes au système (telles que les interactions physico-chimiques entre phases) (Bakalowicz, 1979 ; Mudry, 1987). La composition chimique de l'eau subit donc une évolution selon son temps de séjour dans le système aquifère et ses conditions d'écoulement et aussi en fonction des modalités d'infiltration et de la nature lithologique des formations aquifères. Le signal chimique aux exutoires permettra donc d'obtenir des informations sur l'origine de l'acquisition de la composition chimique de l'eau ainsi que sur ses conditions d'écoulement.

Dans notre région d'étude, les eaux souterraines représentent la ressource principale. Leur qualité chimique naturelle dépend essentiellement de leur origine, de la nature des couches superficielles couvrant le sous-sol et des roches qui emmagasinent l'eau, ainsi que des conditions physico-chimiques caractéristiques du milieu. Dans ce paragraphe, on va examiner l'évolution de quelques polluants chimiques ainsi que leur évolution en fonction des paramètres physico-chimiques étudiés dans le paragraphe précédent. Les résultats trouvés sont illustrés sous forme de graphiques dans les figures (61 & 62). Nous présentons seulement les graphiques de SF1 et de SEG. Les graphiques de SF2, de SF3, de SF4, de STRA et de PIEZO sont dans la partie annexe (Annexe IV).

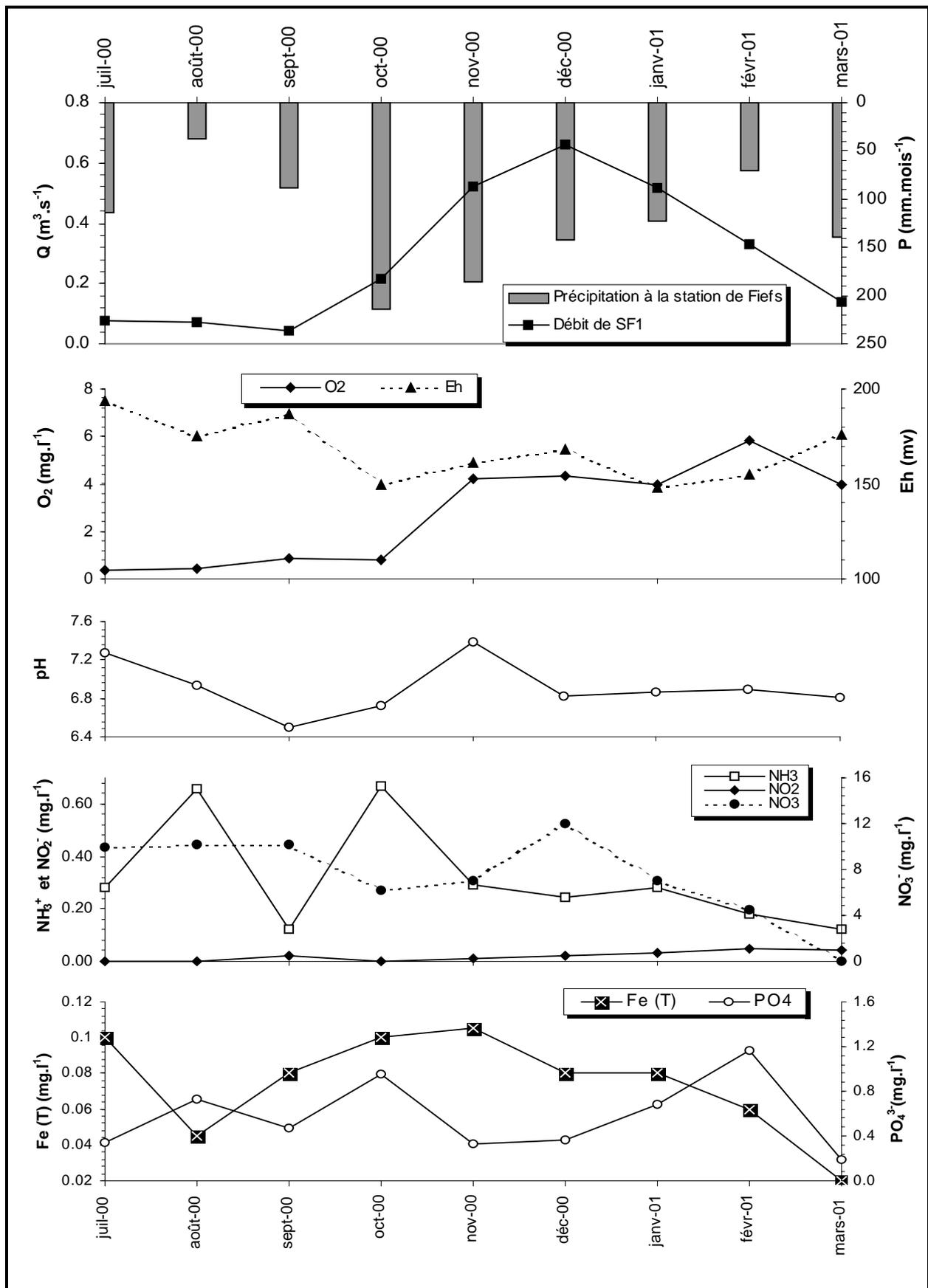


Fig. 61 Evolution des éléments chimiques de SF1

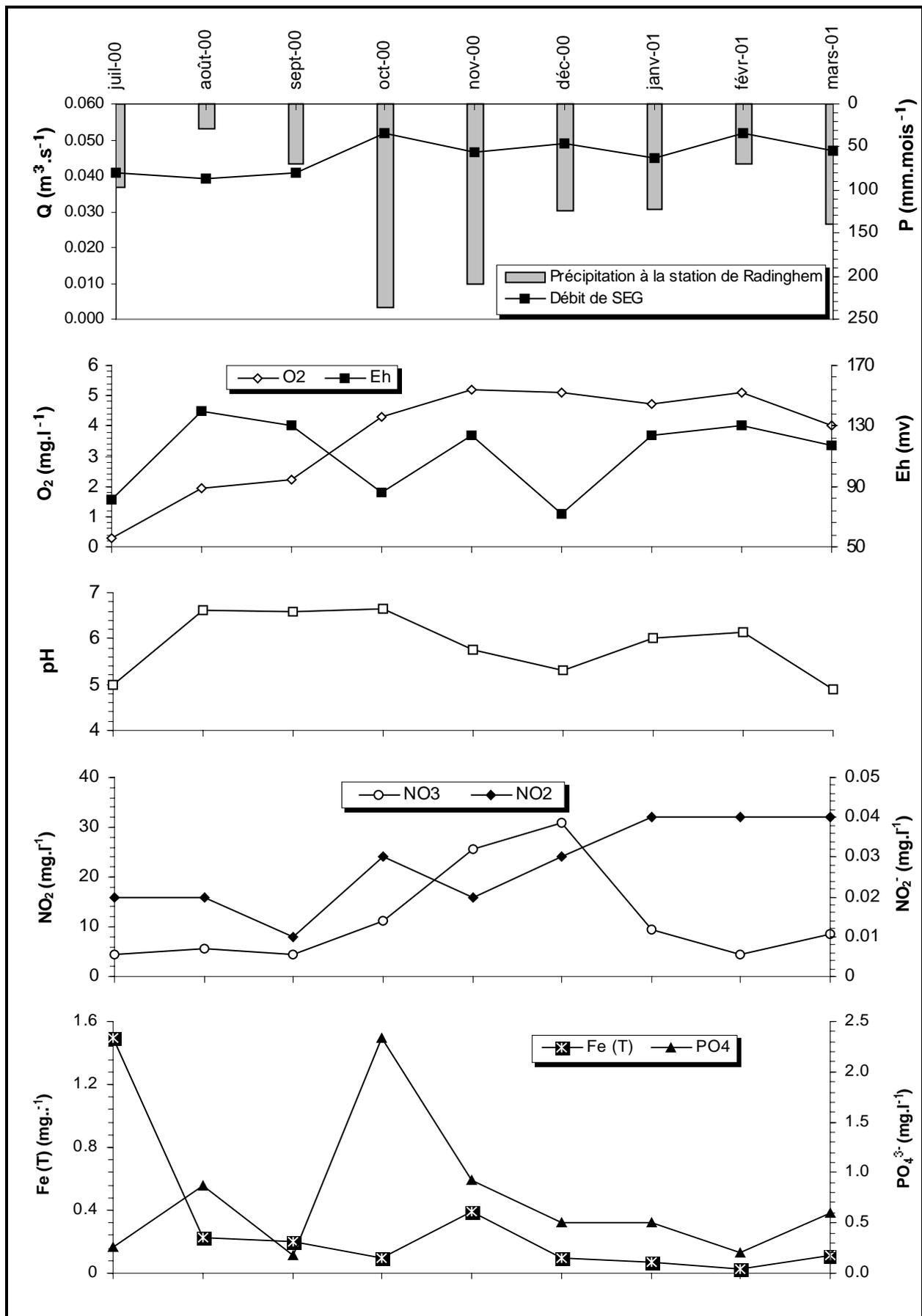


Fig. 62 Evolution des éléments chimiques de SEG

A partir des résultats présentés dans les figures ci-dessus, on remarque que pendant :

- 1) la période des hautes eaux, les éléments chimiques apparaissent à faible concentration dans la majorité des points. A titre d'exemple, au niveau de SF1, on enregistre une concentration de 0,02 mg.l⁻¹ de Fer total, de 0,19 mg.l⁻¹ de phosphate, de 0,00 mg.l⁻¹ de nitrate, de 0,04 mg.l⁻¹ de nitrite et de 0,13 mg.l⁻¹ d'ammonium. Cette diminution de concentration est due à l'effet de la dilution par l'infiltration des précipitations.
- 2) la période des basses eaux où une augmentation des teneurs en éléments chimiques a été observée dans la majorité des points de mesure. Cela est dû à la diminution des apports météoriques et à l'évaporation qui augmente la concentration des ions dissous.
- 3) L'évolution des teneurs en nitrite et en nitrate ne présente aucune relation avec l'évolution de l'ammonium. Les teneurs augmentent avec les premières pluies qui lessivent les terrains agricoles et accroissent les teneurs en nitrates au niveau des points d'émergences de la nappe. Par contre, pendant les fortes pluies cet effet n'apparaît plus et transite rapidement (forte dilution et oxygénation). Les concentrations en nitrite sont trop faibles pour la totalité des points mesurés. Cependant, les teneurs ne dépassent pas 0,06 mg.l⁻¹ mesurées dans SF2.
- 4) Le point commun entre tous les points mesurés, exceptée STRA, réside dans le fait que les teneurs en nitrates augmentent suite à des quantités de pluie importante. Cependant la courbe de nitrate commence à augmenter suite aux pluies de septembre – novembre 2000. Après cette date, la courbe des teneurs en nitrate décroît jusqu'à atteindre le seuil zéro pour SF1. Le maximum de variation, en nitrate, est enregistré au niveau de SEG, allant de 4,43 mg.l⁻¹ à 31,01 mg.l⁻¹ pour les mois de septembre et novembre respectivement.

L'évolution du fer total est très influencé par le pH, l'Eh, et les précipitations météoriques:

- l'effet du pH est observé pendant les mois d'août et septembre, où la diminution du pH de 6,94 à 6,5 (SF1) a provoqué une augmentation rapide des teneurs en fer, au niveau du même point, de 0,045 mg.l⁻¹ à 0,8 mg.l⁻¹. Cette augmentation est due à l'infiltration des eaux météoriques acides lors de leur passage dans les couches géologiques qui font diminuer le pH et ramènent de nouveaux ions ferreux.
- l'effet des pluies est observé pendant le mois d'octobre (213,7 mm), la teneur en fer est relativement importante (0,10 mg.l⁻¹), les pluies et par conséquent les eaux infiltrées dans la nappe ont augmenté cette concentration.
- l'effet combiné du pH et des pluies est observé pendant la période d'octobre et novembre 2000. En effet, une augmentation du pH (de 6,73 à 7,40) et une diminution de la pluie (de 213,7 mm à 185,1 mm) n'ont pas provoqué une diminution des teneurs en fer, à cause de l'importance des apports en ions par les eaux d'infiltration des mois précédents (213,7 mm de pluie pendant le mois d'octobre).

VII-Mesures des décalages des paramètres physico-chimiques

L'étude des chroniques enregistrées des différents points (SF1, SF2, SF3, SF4, STRA, PIEZO, SEG) nous a conduit à des analyses des diverses périodes (hiver, printemps). Durant cette étude, nous avons constaté pour la plupart des exutoires de la nappe un retard de la réponse: niveaux d'eaux pour les piézomètres et les puits et des débits pour des sources et des rivières. Ces paramètres en cause cités précédemment (évolution des niveaux piézométriques, distance séparant l'ouvrage à son exutoire, le niveau initial de la nappe, la profondeur et l'épaisseur de l'aquifère...) influencent directement le comportement hydrodynamique des ouvrages et des exutoires vis-à-vis des quantités de pluie infiltrée. Le même phénomène de décalage est constaté lors de l'étude de l'évolution des paramètres physico-chimiques sous l'influence des précipitations. Nous avons proposé une méthodologie pour un calcul rapide des décalages des paramètres physico-chimiques (Lallahem et *al*, 2001a). Dans ce travail,

nous présentons les résultats issus de l'application de la méthodologie sur les données de SF1 (Tab. 28).

	Décalages sous l'influence de la pluie En jours									Variations des mesures				
	Pt Mm	ETPt mm	Date	Pi mm	T	pH	Eh	O ₂	CE	Δt °C	ΔpH	ΔEh mv	ΔO ₂ mg/l	ΔCE μS/cm
Hivers	380	64	24/12/99	37,3	24	7	24	7	7	0	3	48	1	15
Printemps	303	164	12/04/00	20,4	22	22	22	22	22	0,1	0,51	32	2,5	5

Tab. 28 Calcul de décalage des paramètres physico-chimiques sous l'influence des pluies d'Hiver et de Printemps (*Application à SF1*)

A partir de ce tableau, on remarque que le décalage, en jours, au niveau des réponses des paramètres physico-chimiques est moins important en hiver qu'au printemps. D'une façon générale, ces résultats sont acceptables. Pendant l'hiver, le nombre de jours de décalage est moins important que celui trouvé pendant le printemps. En effet, pendant l'hiver les quantités de pluie évaporée sont minimales et des quantités importantes de pluie peuvent s'infiltrer pour alimenter la nappe ou ruisseler, récupérées par les rivières qui draineront la nappe.

Sous l'influence des pluies d'hiver, le temps de décalage varie de 7 à 24 jours. Un minimum est atteint pour le pH, l'oxygène dissous (O₂) et la conductivité électrique (CE) avec un décalage de 7 jours en hiver et 22 jours en printemps. En effet, avant l'alimentation de la nappe, une quantité non négligeable tendra à s'évaporer et le reste alimentera la zone non saturée avant son passage à la zone saturée et par conséquent les exutoires de la nappe et/ou les ouvrages contrôlant le niveau de la nappe.

VIII-Analyse en Composantes Principales (ACP)

Les données hydrochimiques sont regroupées dans un tableau à n lignes et p colonnes représentant les n échantillons prélevés appelés aussi unités statistiques (u.s) et sur lesquelles p variables ont été dosées. Chaque u.s. peut être représentée dans un espace à p dimensions appelé espace des u.s. par un vecteur ou un point dont les coordonnées sont les valeurs prises par les variables.

De même, dans l'espace des variables à n dimensions, une variable peut être assimilée à un vecteur ou un point dont les coordonnées sont les valeurs prises par la variable pour chaque u.s. Ainsi, l'ensemble des données peut être représenté par un nuage de points dans un espace à p ou n dimensions. Au-delà d'une dimension d'ordre 3, la représentation graphique devient difficile. L'analyse en composantes principales est une méthode descriptive qui permet de réduire le nombre des variables afin de projeter le nuage de points dans un sous-espace bidimensionnel engendré par des couples d'axes factoriels ou facteurs. Cette projection cherche à minimiser l'erreur commise sur la représentation du nuage. Cet objectif est atteint en travaillant sur des données centrées, ce qui revient à faire passer le plan de projection du nuage par son centre de gravité. D'autre part, les erreurs de projection devraient être minimisées, ce sera l'inertie du nuage par rapport à l'hyperplan de projection, ce qui revient à centrer les variables par rapport à leur moyenne. La première étape consiste à

calculer les coefficients de corrélation entre les variables. Ensuite, les axes de projection ou facteurs sont assimilés aux vecteurs propres de la matrice de corrélation dont les valeurs sont calculées à l'aide de l'algorithme d'itération-déflation. Le premier axe passe par le centre de gravité du nuage de points et représente le maximum de la variance du nuage. En d'autres termes, il passe par la direction maximale d'élongation du nuage.

Le deuxième axe est perpendiculaire au premier et correspond au maximum de variance résiduelle, le troisième est orthogonal aux deux premiers et représente le maximum de variance restante.

En raison du nombre restreint des données, seule une analyse en composante principale a été réalisée. L'analyse a été effectuée avec 9 observations et 7 variables. Les variables utilisées sont le potentiel oxydoréduction (Eh), l'oxygène dissous (O₂), la conductivité électrique (CE), le phosphate (PO₄), les nitrates (NO₃), les nitrites (NO₂), et le fer total (Fe_{tot}). L'analyse des variables montre que l'axe I exprime 28,5% de la variance, l'axe II exprime 20% et l'axe III exprime 15%. La matrice de corrélation (Tab. 29) montre que l'axe 1 est corrélé positivement avec l'oxydoréduction (Eh), corrélé négativement avec l'oxygène dissous (O₂) (-63,21%), le phosphate (PO₄) (-67,74%) et le Fer total (Fe)(-60,30%). Par ailleurs, l'axe 2 présente une bonne corrélation avec la conductivité électrique (CE)(74,72%) et les nitrites (NO₂)(68,17%).

	Axe 1	Axe 2
O ₂	-0,6321	-0,4261
CE	0,1478	0,7472
Eh	0,6372	-0,1813
NO ₂	-0,4762	0,6817
NO ₃	-0,3443	0,3103
PO ₄	-0,6774	-0,2434
Fe (t)	-0,6030	-0,0036

Tab. 29. Corrélations entre les variables et les axes principaux pour l'ensemble des points d'eau

Après l'utilisation dans le cas précédent de deux axes, nous présentons les résultats mesurés dans le cas où on utilise trois axes. La matrice de corrélation (Tab. 30) montre que l'axe I n'est corrélé à aucune variable. L'axe II présente une corrélation acceptable avec la conductivité électrique (CE)(53,63%). Par ailleurs, l'axe III a une bonne corrélation avec les nitrates (NO₃)(73,04%).

	Axe 1	Axe 2	Axe 3
O ₂	-0,3168	-0,3058	0,0235
CE	0,0741	0,5363	-0,2080
Eh	0,3193	-0,1301	-0,3344
NO ₂	-0,2386	0,4893	-0,2629
NO ₃	-0,1725	0,2227	0,7304
PO ₄	-0,3394	-0,1747	-0,2299
Fe	-0,3022	-0,0026	-0,3803

Tab. 30 Corrélations entre les variables et les axes principaux pour l'ensemble des points d'eau

La représentation des variables dans le plan I-II (Fig. 63A) montre que l'axe I est représenté par l'oxydoréduction (Eh) dans sa partie positive et par le fer total (Fe), le phosphate (PO_4), l'oxygène dissous (O_2) et à une moindre échelle par le nitrate (NO_3) et le Nitrite (NO_2). Cet axe peut traduire l'influence des conditions du milieu sur la répartition des éléments. L'axe II est bien représenté surtout le CE, porté positivement et n'est opposé à aucun élément. C'est un axe de minéralisation. Sur le plan I-III des variables (Fig. 63B), l'axe I oppose l'oxydoréduction (Eh) à l'ensemble des éléments de la pollution excepté le nitrate (NO_3) et la conductivité électrique (CE) (dans ce cas, elle est neutre). Cet axe peut traduire l'influence de l'oxydoréduction (Eh). L'axe III est porté par les nitrates (NO_3) qui ne sont opposés à aucun élément. C'est un axe de pollution. SF1 et SEG sont les plus représentatifs du passage du milieu riche en Eh vers le milieu contaminé par le phosphate (PO_4), le fer total (Fe) et le nitrite (NO_2). L'étirement vertical de l'ensemble des points montre que la pollution par les nitrates est sous l'influence des facteurs climatiques.

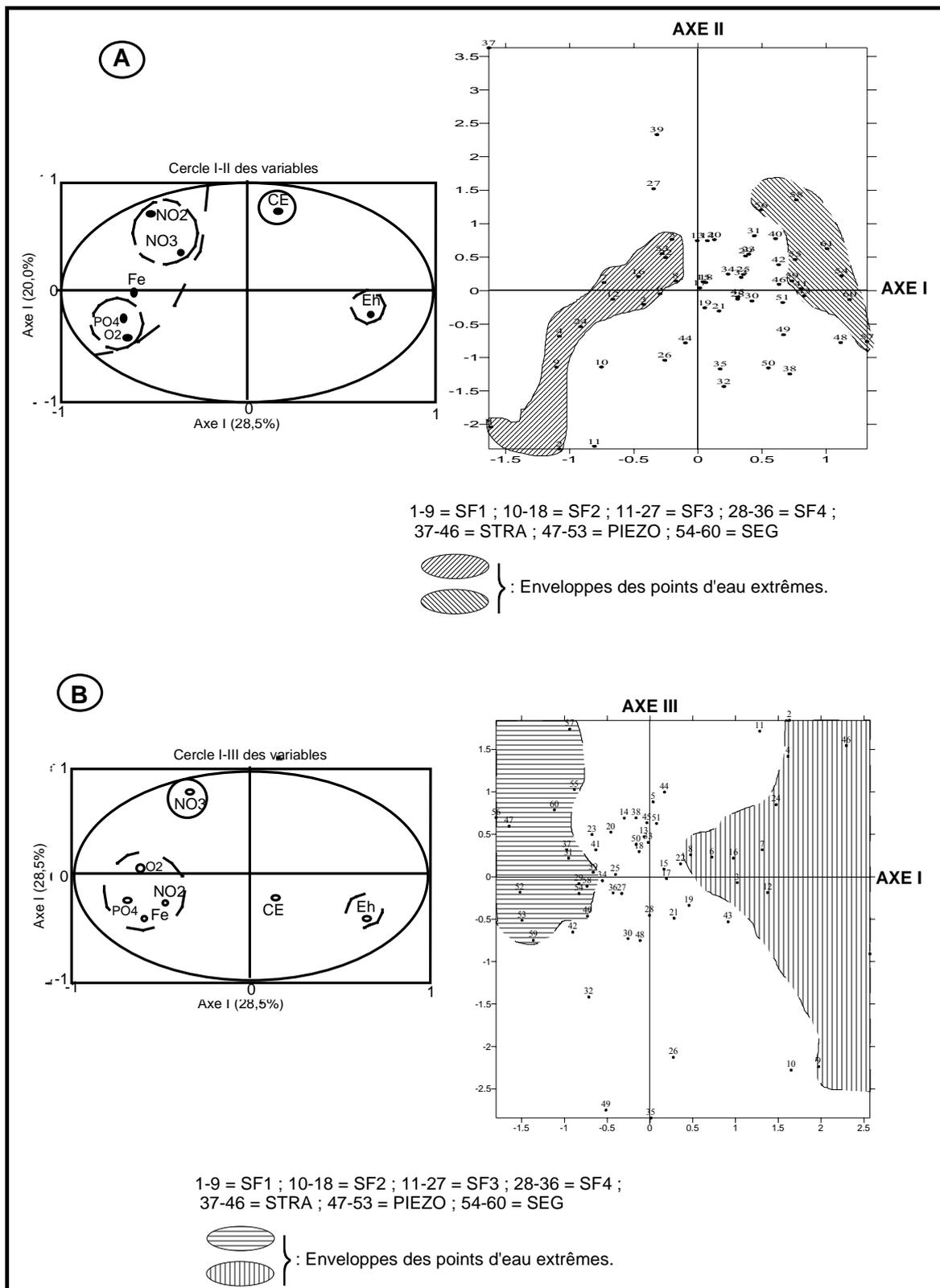


Fig. 63 A, B. Représentations de l'ACP des SF1, SF2, SF3, SF4, PIEZO, SEG et STRA. Espace des variables et des échantillons dans les plans : I-II (A) et I-III (B)

IX- Conclusion

La compilation des résultats a été obtenue d'une part grâce à l'étude de l'évolution : 1) des débits au niveau des points de mesure sous l'influence de la pluie ; 2) à l'évolution des

différents paramètres physico-chimiques sur le secteur d'étude et d'autre part au moyen de l'analyse en composantes principales.

Les deux premières études ont permis tout d'abord de démontrer l'existence de liaisons rapides, même temporaire entre l'endokarst et la surface, au niveau des sources du complexe des Fontaines-Aux-Faux (SF1), qui se traduit par un apport en matières en suspension de type limons et argiles essentiellement dans les premières périodes pluvieuses. En effet, l'alimentation de ces sources s'effectue en proportions diverses par des terrains de milieux poreux et par l'intermédiaire d'un système karstique « ouvert ». Dans d'autres points de mesures, nous avons enregistré des réactions plus tardives sous l'influence de la pluie et par conséquent un décalage dans l'hydrogramme des débits. A partir des décalages sur les hydrogrammes, nous avons pu mesurer les décalages de tous les paramètres physico-chimiques étudiés. L'analyse en composantes principales a permis de mettre en évidence l'influence des conditions du milieu sur la répartition des éléments (Eh, Fe, PO₄, O₂, NO₃, NO₂).

CHAPITRE V

MODELISATIONS HYDRODYNAMIQUES (linéaire & non linéaire)

On pense communément que « l'ordinateur de l'avenir » sera massivement parallèle et tolérera les erreurs. Toutefois la conception d'une telle machine s'étant avérée étonnamment difficile, nous aurions abandonné depuis longtemps si le cerveau n'était pas une preuve vivante que le traitement parallèle et tolérant les erreurs est possible et très efficace.

John S. Denker, 1985

(Dans les Rêves de la Raison, Heinz Pagels, pp.118, InterEditions, 1990)

MODELISATIONS HYDRODYNAMIQUES

(linéaire & non linéaire)

Introduction

Dans ce chapitre, nous allons appliquer deux modèles pour modéliser l'hydrodynamisme des eaux souterraines de la nappe de la craie du secteur étudié. Afin d'analyser les fluctuations des débits issus de la vidange des formations aquifères, en se basant sur les données météorologiques journalières, sur les valeurs des paramètres d'alimentation des nappes d'eau souterraine et sur les coefficients de temps de tarissement de chaque aquifère, nous avons utilisé un premier modèle de simulation dite MMO8. Le deuxième modèle appliqué est celui des réseaux neuronaux. Ce modèle est utilisé avec la combinaison du premier modèle pour la détermination des paramètres qui influencent sur les débits des sources d'eau, pour la simulation et la prévision des débits. Afin de cerner au mieux l'hydrodynamisme des eaux souterraines du secteur étudié, nous avons appliqué le deuxième modèle pour la simulation et la prévision de la piézométrie.

I- Rappel de la méthode du modèle (MMO8)

La conception du modèle déterministe, (MMO8), est basée sur la vidange de réservoirs multiples représentant des unités hydrogéologiques composant le système aquifère (Méro & Gilboa, 1974 ; Birtles, 1978). Le volume total de l'eau écouable stockée dans un système aquifère peut s'écrire (*in Mania, 1982*) :

$$\sum_{j=1}^N V_j = \sum_{j=1}^n \int_0^{\infty} Q_j(t) \cdot dt = \sum_{j=1}^n \int_0^{\infty} Q_{0,j} \cdot e^{\left(\frac{-t}{T_{0,j}}\right)} dt \quad (7)$$

avec

j: le numéro d'ordre de l'unité de stockage (aquifères superficiels ou profonds, surfaces de ruissellement).

$Q_{0,j}$: le débit initial au début du cycle hydrologique de la j^{ème} unité,

$T_{0,j}$: le coefficient du temps de tarissement de la j^{ème} unité = $\frac{1}{\alpha_j}$.

La décharge Q d'une unité de stockage est proportionnelle au chargement de volume (V) et à la variation de la surface piézométrique (h) des nappes d'où :

$$\sum_{j=1}^N \frac{dV}{dt} = \sum_{j=1}^N S_j A_j \cdot \frac{dh_j}{dt} = \sum_{j=1}^N Q_j(t) \quad (8)$$

avec

\bar{h}_j : la profondeur moyenne de la nappe pour la j^{ème} unité,

t : le temps,

S_j : le coefficient d'emmagasinement de la j^{ème} unité,

A_j : la surface équivalente de l'affleurement des unités de recharge (quand le mouvement libre de l'eau peut prendre place) estimée à partir des cartes géologiques puis réajustée au cours du calage du modèle.

De l'équation (7) on tire : $Q_j(t) = Q_{0j} \cdot e^{-\alpha_j \cdot t}$ d'où :

$$\frac{Q_j(t)}{Q_{0,j}} = e^{-\frac{t}{t_0}} = e^{-1} = 0,3678 \text{ pour } t = t_0 = \frac{1}{\alpha_j} \quad (9)$$

La recherche des différentes valeurs de coefficients du temps de tarissement s'effectue par l'analyse de l'hydrogramme à partir d'un graphique semi-logarithmique.

Aux données de base qui sont celles des pluies, des débits et des valeurs de l'évaporation potentielle (calculée par la méthode de Thornthwaite) s'ajoutent des paramètres physiques modifiables par ajustements successifs au cours de la phase de calage qui a nécessité de nombreuses simulations au cours desquelles ont été testées plusieurs hypothèses hydrologiques relatives à la variation des :

- surfaces des affleurements des unités de stockage : aquifère principal (A_1), aquifère secondaire (A_2), formations semi-perméables (A_3), surface totale du bassin (A_4)
- caractéristiques du temps de tarissement (pendant la durée de ce coefficient de temps le débit du réservoir est réduit des 2/3 de l'aquifère principal (t_{01}), de l'aquifère secondaire (t_{02}), de l'unité à écoulement retardé hypodermique (t_{03}) et de l'unité dont l'écoulement est dû à une concentration rapide (t_{04}).
- limite de rétention capillaire, valeurs maximale et initiale de l'humidité du sol, l'équivalent maximum de l'interception de l'eau de surface,
- paramètres d'ajustement relatifs à la valeur limite de l'infiltration sur les surfaces semi-perméables.

Le programme de calcul (Méro, 1978) restitue respectivement :

- au pas journalier :
 - les valeurs de débit calculées des quatre unités de stockage ainsi que le débit total à l'exutoire,
 - les valeurs des précipitations, de la lame d'eau qui s'infiltré au niveau des affleurements vers la nappe,
 - les valeurs du bilan hydrique au niveau des deux réservoirs de régulation des échanges d'évapotranspiration et de ruissellement,
 - les valeurs de débit total mesurées à la station de jaugeage.
- au pas mensuel : une partie des données précédentes ainsi que les valeurs d'évapotranspiration (potentielle et réelle) et l'équivalent en débit de la lame d'eau infiltrée sur le bassin sont restitués.
- au pas annuel : la fin de chaque cycle hydrologique, les sommes de tous les éléments calculés (soit au pas journalier, soit au pas mensuel) sont exprimées.

Une analyse statistique globale des valeurs de débit observées et calculées, annuelle et inter-annuelle, permet d'appréhender la validité de l'ajustement. Enfin, une sortie graphique permet d'apprécier quantitativement les courbes d'évaluation des débits totaux calculés et mesurés. Sur la figure (63), nous présentons la diagramme schématique du fonctionnement du modèle MMO8.

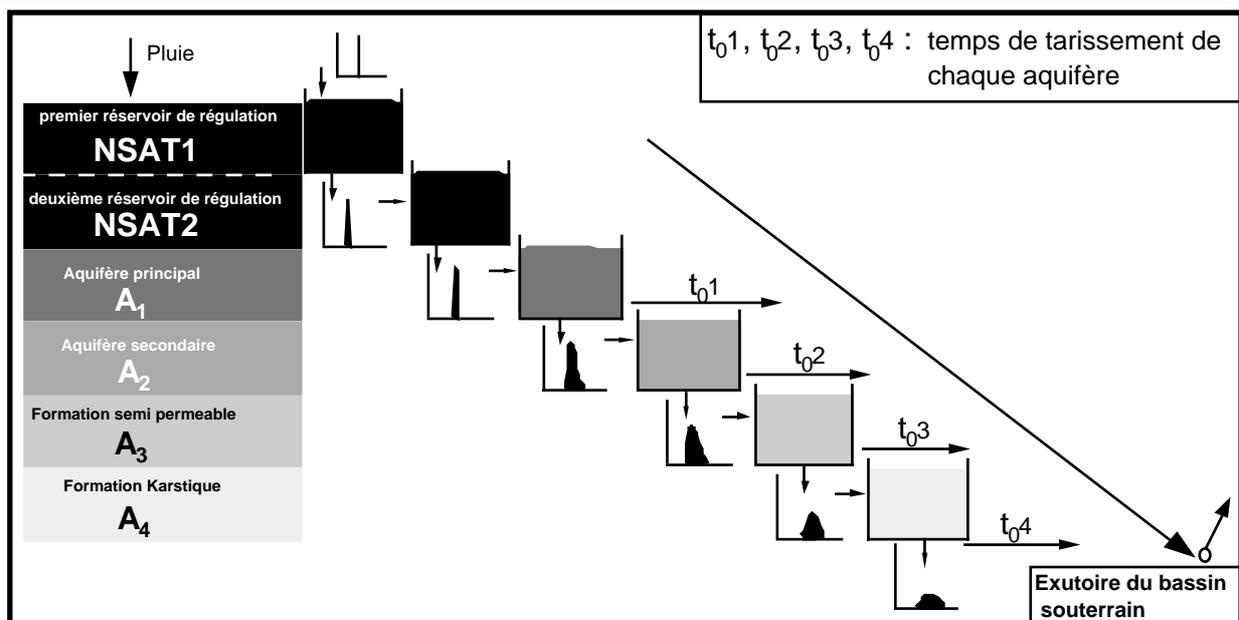


Fig. 64 Diagramme schématique du modèle MMO8

II- Application du modèle MMO8 sur la zone étudiée

Le secteur étudié (bassin de faux et bassin de la Traxenne) fait partie des bassins versants de la Canche et de la Lys situés dans le département du Pas-de-Calais. Il est intégré dans la partie la plus septentrionale de l'auréole crayeuse du Bassin de Paris. Le climat est de type océanique, avec une pluviosité annuelle de 960 mm (période 1984-1998). Ce secteur d'étude s'individualise en trois sous-bassins versants : le complexe des Fontaines-aux-Faux (SF1) à un lieu dit « Heuchin », les sources de la Traxenne ainsi que la source de l'Eglise à un lieu dit « Coupelle-Vieille » dans la région de Fruges (bordure nord du Bassin de Paris). La surface du bassin versant des sources du complexe Fontaines-Aux-Faux (SF1) est d'une vingtaine de km², constituée de terrains crayeux d'âge du Sénonien et Turonien supérieur à moyen. Des affleurements marneux apparaissent au niveau de l'emplacement des sources. Des alluvions argilo-sableuses tourbeuses tapissent des talwegs. Les cartes piézométriques dressées pendant la période des hautes (Mai 2001) et basses eaux (Octobre 2001) indiquent un drainage généralisé de la nappe de la craie par la Faux (Affluent de la Ternoise). L'analyse des fluctuations des débits issue de la vidange des formations aquifères permet en se basant sur les données météorologiques journalières de définir les valeurs des paramètres d'alimentation de la nappe de la craie et des coefficients de temps du tarissement. L'application de ce modèle a permis de préciser les mécanismes d'infiltration et de la vidange des unités physiques de stockage sur une seule année hydrologique.

Les unités physiques de stockage comportent :

- 1) Un écoulement lent, à grande inertie vis-à-vis des précipitations, issu du drainage de l'eau souterraine stockée dans la craie fissurée et altérée des vallées sèches et actives à écoulement rapide de type matriciel (Q_{mat}). Le débit issu de ce réservoir est de 23,77% du débit total.
- 2) Un écoulement plus rapide dans un aquifère de type fissural (Q_{fiss}). L'eau provient du drainage de l'eau circulant dans la craie peu fissurée des plateaux. Le débit issu de ce réservoir est de 21,96% du débit total.
- 3) Un écoulement rapide dans un aquifère hypothermique (Q_{hyp}). L'eau provient du drainage des marnes altérées semi-perméables et des alluvions argilo-sableuses. Le débit issu de ce réservoir est de 42,00% du débit total.

- 4) Un écoulement très rapide dans une unité karstique et de ruissellement (Qruis). Le débit issu de cette unité est de 12,18% du débit total.

Les résultats de comparaison entre les différents débits issus de toutes les unités de stockage sont résumés sous forme de graphique sur la figure (65).

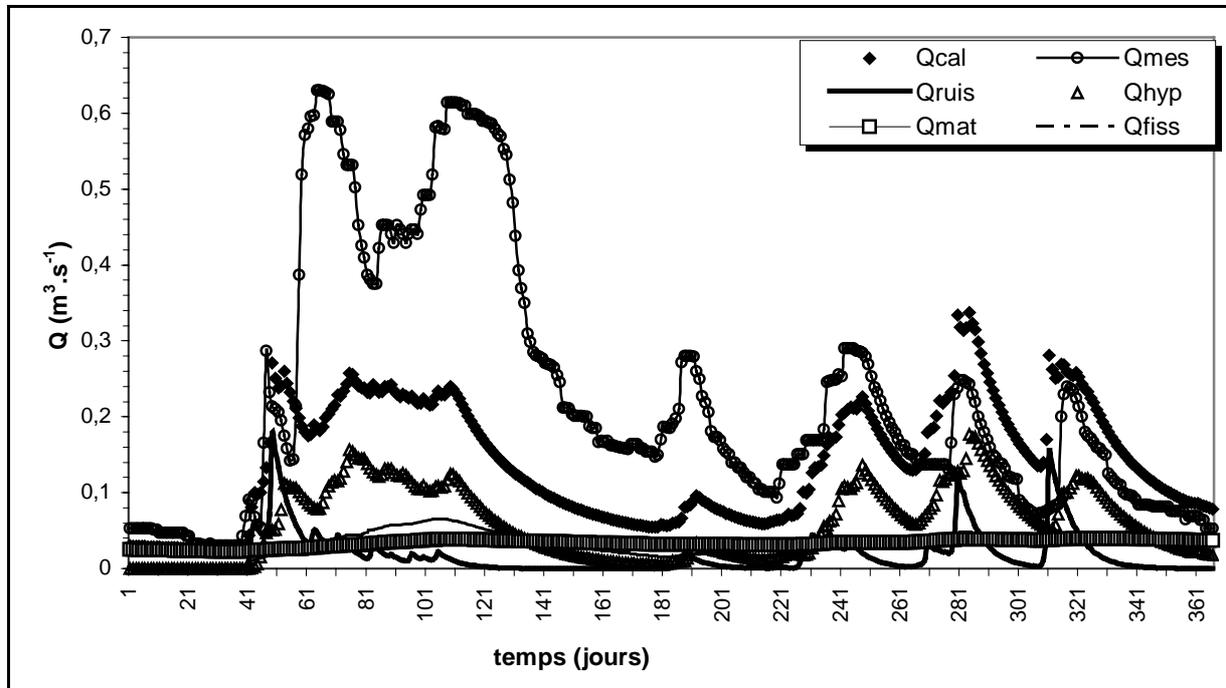


Fig. 65 Comparaison des hydrogrammes des débits issus de chaque réservoir (1999-2000)

Afin de cerner au mieux les comportements des deux réservoirs de régulation (NSAT1 & NSAT2) ainsi que les quantités d'eau infiltrées (IINFgw) sous l'influence de la pluie efficace, nous avons comparé leurs hydrogrammes de débits par rapport à la pluie efficace à la station météorologique de Fiefs. Les résultats de cette comparaison sont illustrés sur la figure (66).

L'analyse des graphiques de la figure montre que pendant les premières pluies, c'est le premier réservoir de régulation qui réagit sous l'influence de la pluie efficace. Pendant les périodes où on enregistre des quantités de pluie faible (période du 121^{ème} jour au 181^{ème} jour) le débit d'infiltration ainsi que le débit du deuxième réservoir de régulation décroissent jusqu'à leur annulation. Pendant cette période, on enregistre un écoulement provenant du premier réservoir de régulation. Le débit de ce dernier décroît mais il ne s'annule pas comme c'est le cas pour les deux autres débits.

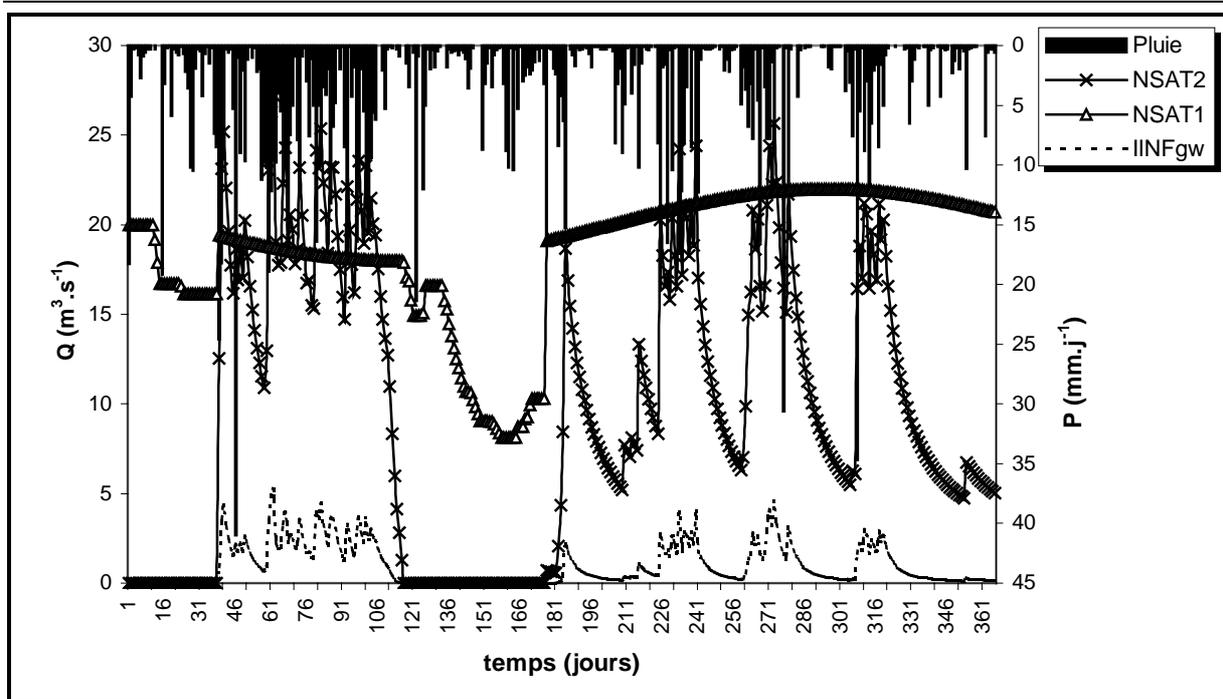


Fig. 66 Evolutions des débits des réservoirs de régulation et d'infiltration sous l'influence de la pluie efficace (*Station météorologique de Fiefs*)

III- Présentation de la méthode des Réseaux Neuronaux

Les réseaux de neurones artificiels ou réseaux connexionnistes sont fondés sur des modèles qui tentent d'expliquer comment les cellules du cerveau et leurs interconnexions parviennent, d'un point de vue global, à exécuter des calculs complexes.

Les architectures connexionnistes s'inspirent de l'organisation neuronale du cerveau humain. Dans les réseaux de neurones artificiels de nombreux processeurs appelés cellules ou unités, capables de réaliser des calculs élémentaires, sont structurés en couches successives capables d'échanger des informations au moyen de connexions qui les relient. Nous donnerons dans ce qui suit des notions de base pour la compréhension des réseaux de neurones.

III-1-Les neurones

Un modèle de réseau neuronal (ou modèle neuronal) est un modèle connexionniste qui simule le traitement de l'information ayant lieu dans le système nerveux. Cependant, ce réseau est composé par un ensemble de nœuds (les unités) connectés par des liens orientés ou connexions. Les modèles connexionnistes utilisent une information numérique et sont des systèmes dynamiques qui effectuent des calculs analogues à ceux d'un neurone. En effet, un réseau connexionniste est constitué d'éléments extrêmement simples qui interagissent pour donner au réseau son comportement global. Ces éléments sont des processeurs élémentaires dont la définition est faite en analogie avec les cellules nerveuses, les neurones. Ces unités de base reçoivent des signaux provenant de l'extérieur ou d'autres neurones du réseau. Ils calculent une fonction, simple en général, de ces signaux et envoient à leur tour des signaux vers un ou plusieurs autres neurones ou vers l'extérieur. La figure (67) montre un schéma comportant les organes principaux d'un neurone artificiel. Nous caractérisons un neurone par trois concepts : son état, ses connexions avec d'autres neurones et sa fonction de transition.

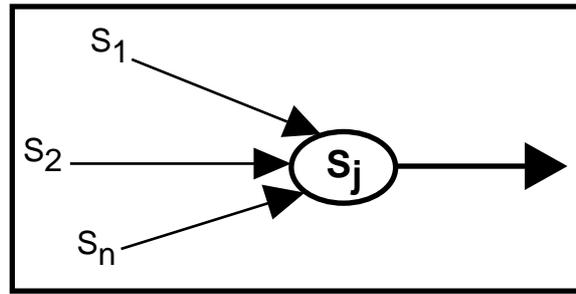


Fig. 67 Représentation d'un neurone.

L'état S_j du neurone est une fonction des entrées S_1, S_2, \dots, S_n . Le neurone produit une sortie qui sera transmise aux neurones reliés.

III-1-1-L'état des neurones

Un neurone artificiel est un élément qui possède un état interne. Il reçoit des signaux qui lui permettent éventuellement, de changer d'état. Nous noterons S l'ensemble des états possibles d'un neurone. S pourra être par exemple $\{0, 1\}$ où 0 sera interprété comme l'état inactif et 1 l'état actif. S pourra également prendre un nombre plus grand de valeurs $\{0, 1, \dots, P\}$ pour une image en $P+1$ niveaux de gris ou même, par extension, un continuum de valeurs $[-1, 1]$ ou \mathbb{R} tout entier. Un neurone possède une fonction qui lui permet de changer d'état en fonction des signaux qu'il reçoit : c'est la fonction de transition.

III-1-2-Les connexions entre neurones

L'état d'un neurone est fonction des états des neurones auxquels il est relié. Pour calculer un tel état, il faut donc considérer les connexions entre ce neurone et ceux qui l'entourent. Cependant dans le modèle connexionniste, chaque nœud i du réseau a un niveau d'activation numérique $a_i(t)$ qui lui est associé au temps t et le schéma d'activation correspondant est un vecteur $a(t) = (a_1(t), a_2(t), \dots)$ qui représente l'état courant du réseau au temps t . A chaque instant, le niveau d'activation de chaque nœud, ou plus généralement chaque sorte qui en dépend fonctionnellement, est communiqué aux nœuds voisins. On parle de voisinage d'ordre n pour un neurone i , s'il y a n neurones connectés à ce neurone. La quantité totale d'activation en entrée $e_j(t)$ que le nœud j reçoit de ses voisins à chaque instant est utilisée par ce nœud pour mettre à jour son niveau d'activation. Une connexion entre deux neurones a une valeur numérique associée appelée poids de connexion. Ces poids sont utilisés pendant les calculs qui mettent à jour les liens de chaque nœud. Dans la suite, le poids du lien reliant le nœud i au nœud j est noté w_{ji} . La matrice W des poids des connexions est généralement choisie pour représenter la mémoire à long terme et peut donc être une fonction du temps.

Dans le cadre de ce travail, nous utilisons des connexions où les neurones sont organisés par couches. Dans ce cas, les connexions sont exclusivement entre un ou plusieurs neurones appartenant à une couche du réseau et un neurone d'une couche différente. Il n'y a pas de connexions entre les unités appartenant à la même couche de neurones (Fig. 68).

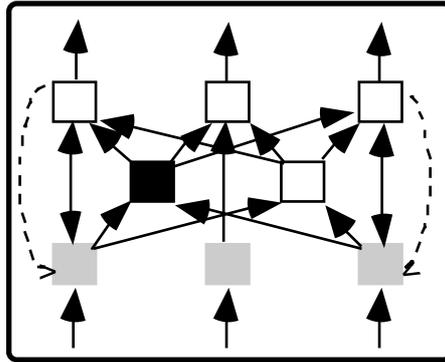


Fig. 68 Organisation et voisinage dans un réseau de neurones.

Les neurones sont organisés par couches, il y a des connexions seulement entre les neurones de couches différentes. En gris est signalé le voisinage du neurone en noir.

III-1-3-La fonction de transition

Nous nous intéressons ici aux neurones qui calculent leur état à partir de l'information qu'ils reçoivent. Nous utiliserons par la suite la notation suivante :

S : l'ensemble d'états possibles des neurones, x_i l'état d'un neurone i , où $x_i \in S$, A_i est l'activité du neurone i , W_{ij} est le poids reliant la cellule j à la cellule i , W_0 est une constante. L'activité d'un neurone est calculée en fonction des états des neurones, de son voisinage et des poids de leurs connexions, selon la formule suivante :

$$A_i = W_0 + \sum_j W_{ij} x_j \quad (10)$$

Comme il est illustré dans la figure (69), l'état x_i du neurone i est une fonction en activité A_i :

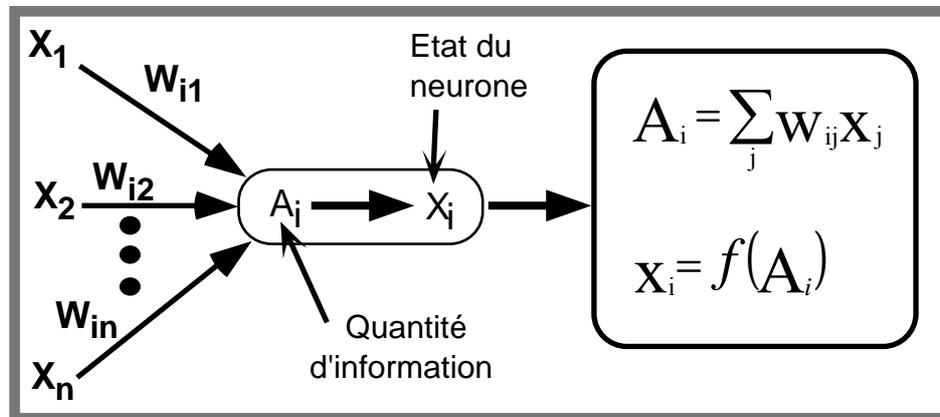
$$x_i = f(A_i)$$


Fig. 69. Calcul de l'état d'un neurone

L'état x_i d'un neurone i est une fonction des états des neurones j , de son voisinage, et des poids des connexions w_{ij} .

La fonction f , appelée fonction de transition peut avoir plusieurs formes différentes. Dans le cadre des réseaux neuronaux, les fonctions utilisées sont : la fonction identique, la fonction à seuil et la fonction sigmoïde. Dans le cadre de ce travail, nous utilisons la fonction sigmoïde. Cette fonction est continue, différentiable et bornée. Dans ce qui suit, nous détaillerons les caractéristiques de cette fonction. La fonction sigmoïde est inspirée directement de l'examen du comportement des cellules nerveuses face aux signaux qui leur arrivent. Elle est la plus utilisée car elle introduit de la non-linéarité, mais c'est aussi une fonction continue, différentiable. Elle peut être définie par l'une des deux formes suivantes :

$$F(x) = A \frac{e^{kx} - 1}{e^{kx} + 1} = A \tanh\left(\frac{k}{2}x\right) \quad (11)$$

Ou bien

$$F(x) = \frac{A}{e^{-kx} + 1} \quad (12)$$

La forme de cette fonction a été initialement inspirée par le modèle de neurone formel, de petites unités élémentaires, de McCulloch & Pitts (1943).

Contrairement à la fonction identité, ces fonctions sont bornées. Cependant quand $x \rightarrow \infty$

l'expression $A \frac{e^{kx} - 1}{e^{kx} + 1}$ tend vers :

$$\lim_{x \rightarrow \infty} \left[A \frac{e^{kx} - 1}{e^{kx} + 1} \right] = A \quad (13)$$

La fonction exponentielle est souvent utilisée au niveau de la couche de sortie afin d'assurer des valeurs de sorties positives et non bornées. Le paramètre A règle alors la valeur de saturation ; le paramètre k, réel positif, sert à réguler la pente de la courbe en tout point hors saturation. Le paramètre $\frac{Ak}{2}$ spécifie la pente à l'origine.

III-2-Les Perceptrons Multicouches

Les Perceptrons Multicouches (MLP) (Bishop, 1995 ; Haykin, 1996 ; Reed & Marks, 1998 ; Thiria, Mejia, Badran & Crépon, 1993) sont des réseaux de neurones pour lesquels les neurones sont organisés en couches successives, les connexions sont toujours dirigées des couches inférieures vers les couches supérieures. En effet, les couches sont connectées aux unités du niveau suivant et seulement à celles-là. C'est un réseau composé de couches successives et les neurones d'une même couche ne sont pas interconnectés. Un neurone ne peut donc transmettre son état qu'à un neurone situé dans une couche postérieure à la sienne. Le réseau est donc sans rétroaction, comporte une ou plusieurs couches d'unités « cachées » (le plus souvent une) et une couche de sortie. Les unités « cachées » sont celles qui ne sont ni en entrée ni en sortie d'un réseau. Choisir l'architecture d'un MLP consiste à fixer le nombre de couches, le nombre de cellules par couche, la nature des différentes connexions entre les neurones et la nature des neurones sur chaque couche.

La première couche du réseau est la couche d'entrée (où sont présentées les entrées du système), on suppose qu'elle contient p neurones, la dernière couche du réseau est sa couche de sortie (où sont lues les sorties calculées par le système), on suppose qu'elle contient q neurones. Les états des neurones de la première couche seront fixés par le problème traité à travers un vecteur $x = (x_1 ; x_2 ; \dots ; x_p)$. Les états de la première couche étant fixés, le réseau va pouvoir calculer les états de ses autres neurones en appliquant l'équation (10) de proche en proche d'une couche vers les couches supérieures. Cette partie du calcul est appelée propagation. Cette dernière permet de récupérer sur la couche de sortie un vecteur $y = (y_1 ; y_2 ; \dots ; y_q)$. C'est pourquoi un PMC définit une fonction de R^p dans R^q . Pour un PMC d'architecture fixé, la fonction définie par le réseau dépend des valeurs des poids W de ses différentes connexions. Une architecture génère donc une famille de fonctions :

$$R^p \rightarrow R^q \quad (14)$$

$$x \rightarrow y = F(x_1, \dots, x_n; W)$$

Tenant compte de l'équation (10) et du fait que les fonctions de transfert des différents neurones sont indéfiniment dérivables, cette famille est formée de fonctions non-linéaires et indéfiniment dérivables.

En ce qui concerne le choix du nombre d'unités cachées nécessaires, il doit obéir à un compromis optimisant l'apprentissage en évitant le surapprentissage qui serait la conséquence d'un trop grand nombre d'unités cachées.

IV- Application de la méthode Neuronale sur la zone étudiée

Les Réseaux de Neurones Artificiels (RNA ou ANN) sont une nouvelle approche d'approximation des systèmes complexes difficiles à modéliser à l'aide des approches stochastiques classiques. Cette technique est utilisée dans de nombreux aspects de la science et de l'ingénierie vu son succès dans la modélisation des systèmes linéaire et non linéaire. Pour un certain nombre de problèmes hydrologiques, les réseaux neuronaux sont utilisés pour modéliser la relation Pluie - Débit (Hsu et al., 1995 ; Smith & Eli, 1995 ; Tokar, 1996 ; Tokar & Johnson, 1999 ; Zhu & Fujita, 1994), et la prévision des débits des réservoirs et des rivières (Coulibaly et al., 2000 ; Karunanithi et al., 1994). En outre, la méthode des réseaux neuronaux est appliquée pour déterminer les paramètres d'un aquifère (Abd Aziz & Wong, 1992), l'optimisation des simulations (Johson & Rogers, 2000). Dans le domaine de la prévision des pluies, cette méthode est utilisée dans un certain nombre d'occasions (Elshorbagy et al., 2000 ; Luk et al., 2001 ; French et al., 1992; Kang et al., 1993). Parkin et al., (2001) ont utilisé cette méthode pour modéliser l'interaction nappe - rivière. Dans le domaine de la géotechnique, nous citons les travaux de U. Kurup & Dudani (2002) qui ont appliqué les réseaux neuronaux pour profiler l'histoire du stress d'argiles suite aux épreuves de pénétration du piézocone. Dans le domaine de la qualité de l'eau, cette méthode est appliquée pour la prévision des paramètres de la qualité de l'eau (Maier & Dandy, 1996). Dans le domaine de l'hydrogéologie crayeuse, peu de travaux sont réalisés par cette méthode. Nous citons Beaudeau et al. (2000) qui ont utilisé cette méthode pour la prévision de la turbidité de l'eau dans un milieu karstique et Lallahem & Mania (2002a, 2002g) qui ont utilisé cette méthode pour déterminer les paramètres qui influencent sur les débits, la simulation et la prévision des débits dans un milieu crayeux fissuré.

Les processus hydrologiques et/ou hydrogéologiques telles les relations pluie - débit, la distribution spatio-temporelle des précipitations et l'évolution quantitative et qualitative des ressources en eau sous emprises anthropiques croissantes, sont tous fortement non linéaires et parfois à tendance chaotique, d'où l'intérêt d'explorer le potentiel de l'approche connexionniste (ou neuronale). La théorie et le langage connexionnistes sont encore peu connus de la communauté des hydrologues et surtout des hydrogéologues. Dans le cadre de ce travail, nous appliquons ce type de modèle afin de déterminer les paramètres qui influencent le débit des sources d'eau, de simuler le débit sortant (Lallahem & Mania, 2002a) et dans la dernière étape, de faire des prévisions du débit (Lallahem & Mania, 2002g)

IV-1- Collecte des données

Les données ont été collectées sur une année, de Janvier 2000 à Décembre 2000, avec un intervalle de temps d'un jour. Nous sommes intéressés par le niveau d'eau à la sortie de la source, le débit d'eau mesuré à la sortie de la source. Ce sont des données propres à l'exutoire de la source, alors que les données des précipitations ont été obtenues à la station météorologique de Fiefs. Les données disponibles au niveau de cette station sont la hauteur de précipitation (**RAIN**) et la température moyenne (**MTEMP**). Le travail personnel consiste aux calculs et mesures du débit sortant de la source (**OFLOW**), de la pluie efficace (**EFRAIN**), de la hauteur d'eau mesurée à l'exutoire de la source (**SWLEVEL**), de l'évapotranspiration potentielle (calculée par la formule de Thornthwaite, **PET**) et d'autres données déduites du modèle MMO8 (Modèle linéaire) ; comprenant le débit de fissure

(**FFLOW**) et le débit d'infiltration (**INFLOW**). Toutes les données sont fournies avec un pas de temps d'un jour.

Le calcul du flux sortant est basé sur le dépouillement graphique OTT (les limnigraphes de type OTT assurent les jaugeages des niveaux d'eau avec une précision, approximativement, égale à 1 cm). L'évapotranspiration potentielle (**PET**) est calculée par la formule de Thornthwaite.

Comme nous l'avons indiqué précédemment, la réponse de la nappe dans un milieu calcaire fissuré dépend indirectement du réseau de fissures et de failles qui affectent le secteur de l'étude. Cependant, nous avons introduit les débits de fissure ainsi que d'infiltration comme deux paramètres dans la couche de l'entrée. Ces deux débits étaient calculés par le modèle de simulation appelé MMO8 (Méro, 1978). Un bref aperçu sur le fonctionnement de ce modèle est décrit dans le paragraphe précédent. On présente sur la figure (70) le schéma global de la méthodologie de combinaison des deux modèles MMO8 (linéaire) et ANN (non linéaire).

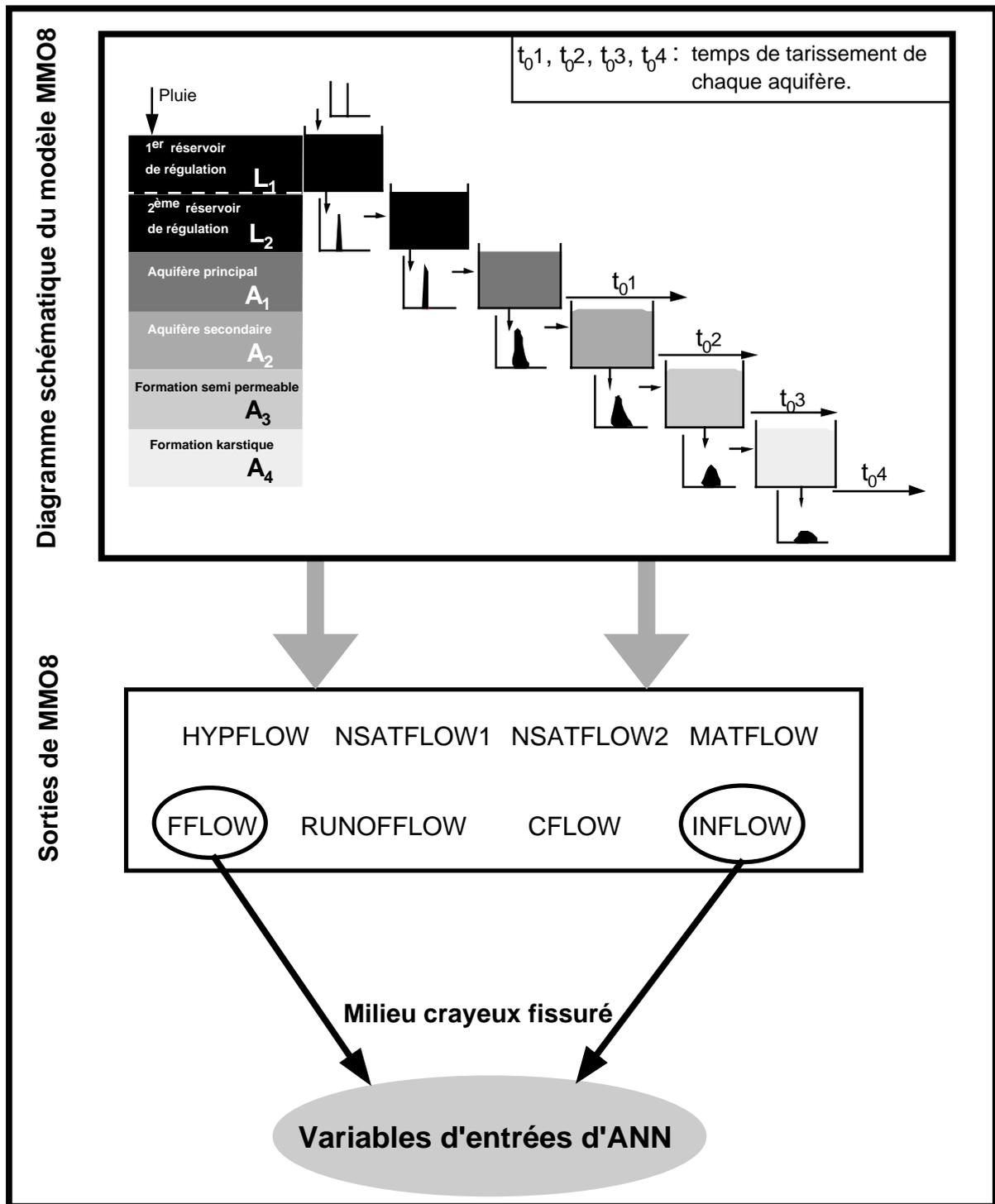


Fig. 70. Combinaison entre les deux modèles (MMO8 et ANN)

IV-2- Création du modèle

Le Simulateur du Réseau de Neurone Artificiel (ANN) peut être vu comme un moyen sophistiqué d'orientation de la technique de modélisation afin de trouver le rapport entre les entrées et les sorties du modèle sans utiliser une connaissance détaillée du processus. L'ANN a été utilisé pour définir les topologies du réseau, la simulation de l'apprentissage, la validation ainsi que la phase de test sans imposer un rapport utilitaire entre les variables indépendantes et dépendantes. Parmi les réseaux neuronaux les plus utilisés et les plus sophistiqués on y trouve les Perceptrons Multicouches (MLP) qui ont été choisis dans ce travail. En effet, les réseaux de type Perceptrons Multicouches ont montré leur efficacité en

tant qu'outil de modélisation appliqué aux données empiriques, ils permettent d'apporter des solutions aux problèmes que nous venons d'évoquer. Le diagramme schématique de ce réseau neuronal est illustré dans la figure (71). Comme c'est indiqué sur la figure (71), le réseau MLP se compose de trois couches normales : la première couche est la couche des entrées. La dernière couche est la couche de sortie. La couche intermédiaire est appelée la couche Cachée.

Dans ce travail, les paramètres d'entrée dans la couche cachée sont : les données actuelles (à $t = 0h$) de **EFRAIN**, **MTEMP**, **SWLEVEL**, **FFLOW** et **INFLOW**. La couche de sortie est composée d'un seul nœud qui est le débit calculé par le modèle (**CFLOW**). Dans cette première phase de travail, le modèle ANN est présenté avec les mêmes données que dans la couche d'entrée à $t = 0$ afin de déterminer les paramètres qui influencent directement le flux sortant au niveau des sources d'eaux. Avec cette supposition, une structure du modèle peut être exprimée comme suivant :

$$CFLOW = F[EFRAIN(t), EFRAIN(t-1), \dots, EFRAIN(t-k+1); PET(t), PET(t-1), \dots, PET(t-k+1); MTEMP(t), MTEMP(t-1), \dots, MTEMP(t-k+1); SWLEVEL(t), SWLEVEL(t-1), \dots, SWLEVEL(t-k+1); FFLOW(t), FFLOW(t-1), \dots, FFLOW(t-k+1); INFLOW(t), INFLOW(t-1), \dots, INFLOW(t-k+1)] + e(t) \quad (15)$$

Où :

- p est la matrice des vecteurs d'entrée ;
- p_n est la matrice des vecteurs d'entrée normalisés ;
- C est le vecteur biais des neurones de la couche cachée ;
- t est un index du temps avec une valeur entière positive ;
- **EFRAIN**(t), **PET**(t), **MTEMP**(t), **SWLEVEL**(t), **FFLOW**(t), **INFLOW**(t) représentent les vecteurs des paramètres d'entrée à un temps t ;
- $F []$ une fonction non linéaire qui sera estimée par le modèle ANNs; $e(t)$ une erreur de simulation (qui devrait être minimisé) ;
- k un nombre inconnu qui représente le pas de temps. Habituellement, k est connu sous le nom décalage du réseau. Si $k = 1$, le débit calculé (**CFLOW**) à l'instant $t = 0$ dépend uniquement des valeurs des paramètres à l'entrée du modèle à $t = 0$ autrement dit un « lag-1 », c'est à dire :

$$CFLOW = F[EFRAIN(t), PET(t), MTEMP(t), SWLEVEL(t), FFLOW(t), INFLOW(t)] + e(t)$$

Dans ce travail, nous avons introduit une procédure d'itération. Cependant, nous évaluerons la valeur de k pour minimiser l'erreur courante de tous les Eléments du Traitement (ET) et par conséquent « produire » une erreur minimale entre les débits mesurés et calculés.

V-Méthodologie de simulation des débits

V-1-Vue d'ensemble

La configuration d'ANN, utilisée ici, est organisée sous forme de couches d'un ou de plusieurs d'éléments du traitement appelé "des neurones". La première couche est la couche des paramètres d'entrée formée de neurones qui reçoivent des entrées de l'environnement externe. Il n'exécute pas de transformation sur l'entrée mais l'envoi juste aux ET (Elément de traitement) de la couche suivante qui est la couche cachée. La dernière couche est la couche de production qui est constituée de neurones qui reçoivent la production de la couche cachée et l'envoient à l'utilisateur. La couche située entre les couches d'entrée et celle de production appelée couche cachée qui est constituée de l'ensemble de neurones qui reçoivent les sorties de la couche d'entrée, exécute leur transformation, et les fait passer à la couche suivante qui

peut être aussi une seconde couche cachée ou bien une couche de sortie. La couche cachée est choisie arbitrairement, mais dépend essentiellement du nombre de données disponibles pour l'apprentissage et le test du modèle, aussi bien que la non linéarité du processus à modéliser.

Dans cette étude, nous avons utilisé une seule couche cachée. Cependant, quelques travaux théoriques ont montré que l'utilisation d'une couche cachée est suffisante pour l'ANN pour se rapprocher de toute fonction complexe non linéaire (Cybenko, 1989 ; Hornik et *al.*, 1989). Chaque neurone reçoit par connexion des entrées de tous les neurones de la couche précédente. A chaque connexion est assigné un poids. La production des neurones est fournie en utilisant une fonction d'activation de non linéarité, souvent d'une forme sigmoïde. Cette procédure est appliquée à chaque neurone. La dernière valeur est produite par les neurones de production. Avant que le Réseau de Neurone (NN) soit prêt à être utilisé pour les simulations réelles, les facteurs du poids ont besoin d'être étalonnés. Le calibrage des facteurs du poids est exécuté en comparant les valeurs mesurées à celles calculées par le modèle. Ce type de réseau est appelé un réseau de multicouche ou feedforward (FNN). Dans ce type de réseau neuronal, les données passent à travers le réseau dans une seule direction, de la couche d'entrée à la couche de production, à travers la couche cachée et la réponse est basée sur l'ensemble des données.

Mathématiquement, un FNN à trois couches, avec I le nombre de nœuds d'entrées, J le nombre de nœuds cachés et A le nombre de nœuds de production, est basé sur l'équation suivante:

$$y_A = S_1 \left(\sum_{j=1}^J W_j S_2 \left(\sum_{i=1}^I W_i x_i \right) \right) \quad (16)$$

où

les y_A sont les productions du réseau ; x_i les entrées au réseau ; W_i , les poids de connexion entre les nœuds de la couche d'entrée et la couche cachée ; W_j les poids de connexion entre les nœuds des couches cachées et les couches de production ; S_1 et S_2 sont des fonctions d'activation. Parmi les fonctions d'activation, les plus utilisées sont celles de la fonction sigmoïde, appliquée dans cette étude, et donnée par la formule suivante:

$$S(x) = \frac{1}{1+e^{-x}} \quad S : \mathbb{R} \rightarrow]0, 1[\quad (17)$$

$S(x)$ est pratiquement linéaire entre 0 et 1 ($f(x) = x$). Les différences entre les valeurs calculées et celles observées sont utilisées pour ajuster les poids. Cette procédure d'itération est répétée jusqu'à ce que le résultat de la simulation ne peut plus être amélioré.

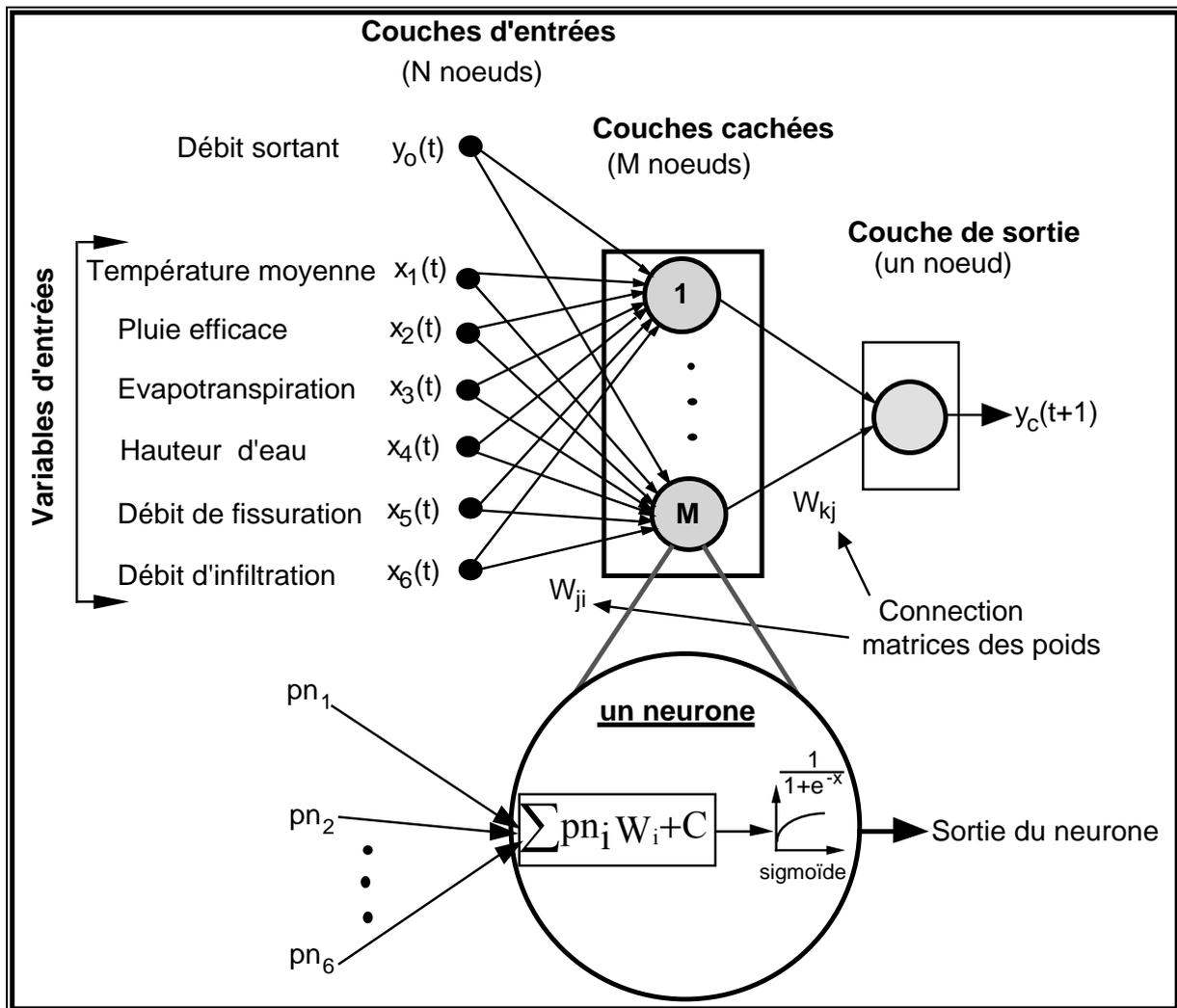


Fig. 71 Architecture simple d'un ANN avec trois couches

V-2-Calage du modèle

Après que le nombre de neurones dans les trois couches ait été arrangé de façon que les résultats, statistiquement, soient plus plausibles, trois partitions différentes de la base de données sont alors utilisées pour les simulations. La base de données a été divisée en trois phases : une phase d'apprentissage, une phase de validation et une phase de test. Nous avons choisi 50% des données pour la phase d'apprentissage, 25% pour la phase de validation et les 25% restants pour tester le modèle. Par définition, l'apprentissage est l'avant dernière phase d'élaboration d'un réseau de neurones. Elle consiste tout d'abord à calculer les pondération optimales des différentes liaisons, en utilisant un échantillon. Une fois le réseau calculé, il faut procéder à des tests pour vérifier que le réseau réagit bien comme on le souhaite : c'est la validation.

Un premier pas important dans la modélisation avec l'ANN est d'assurer que le réseau extrait les caractéristiques pertinentes des données d'entrées. Cela est basé sur la phase d'apprentissage de l'ANN. La base de données de l'apprentissage doit être suffisamment représentative pour fournir des résultats adéquats. Pour cette raison, nous avons sélectionné la majeure partie de données (50%) pour la phase d'apprentissage. La phase importante de test est utilisée pour tester le raisonnement des réseaux neuronaux et évaluer la qualité de la procédure d'apprentissage.

Un deuxième pas important dans le modélisation avec ANN est de trouver le nombre optimal de neurones dans la couche cachée. Cela implique souvent des essais considérables et des procédures de calcul, en augmentant le nombre de nœuds tout en essayant de diriger la performance du NN. Cependant, le nombre de nœuds dans la couche cachée doit satisfaire la condition suivante :

$$(A+1) \times B + (B+1) \times C \leq \frac{1}{10} \times D.$$

Où :

- A : nombre de nœuds dans la couche d'entrée
- B : nombre de nœuds dans la couche cachée
- C : nombre de nœuds dans la couche de sortie
- D : nombre de données de la base d'apprentissage.

Si le NN commence à exposer des variations importantes, on aura un sur-apprentissage ou une perturbation dans la convergence du modèle et par conséquent la performance du réseau s'abîmera, malgré la diminution de l'erreur au niveau de l'apprentissage. Pour détecter et prévenir le sur-apprentissage du modèle, nous n'utiliserons qu'une partie des données pour l'apprentissage et une autre partie sera réservée pour tester la performance du modèle afin de décider l'arrêt de l'apprentissage. Dans leurs travaux, Bishop (1995) ; Hsu et *al.*, 1995) ont discuté le concept de biais - variance. Dans notre cas, nous avons utilisé la méthode de French et *al.* (1992) qui était améliorée par Sarle (1995). Cette méthode est basée sur la technique d'un arrêt avancé de l'apprentissage. Il consiste à arrêter l'apprentissage quand l'erreur de la validation du modèle commence à augmenter. Nous avons schématisé cette procédure de la façon suivante :

- à t_1 , nous calculons la racine carré de l'erreur quadratique moyenne pendant la phase d'apprentissage ($RMSET_{\underline{T}}(1)$). En correspondance, nous calculons l'erreur sur la phase de validation ($RMSEV_{\underline{V}}(1)$).

- à t_2 ($t_2 < t_1$), nous calculons $RMSET_{\underline{T}}(2)$ et $RMSEV_{\underline{V}}(2)$. Si $RMSEV_{\underline{V}}(2) < RMSEV_{\underline{V}}(1)$, la phase d'apprentissage continue.

- à t_n , nous calculons $RMSET_{\underline{T}}(n)$ et $RMSEV_{\underline{V}}(n)$. Dans le cas où $RMSEV_{\underline{V}}(n) > RMSEV_{\underline{V}}(n-1)$, nous arrêtons l'apprentissage à la phase (n-1) après une période de $t(n-1)$ et $RMSEV_{\underline{V}}(n-1)$. Cette procédure peut être résumée dans la figure (72).

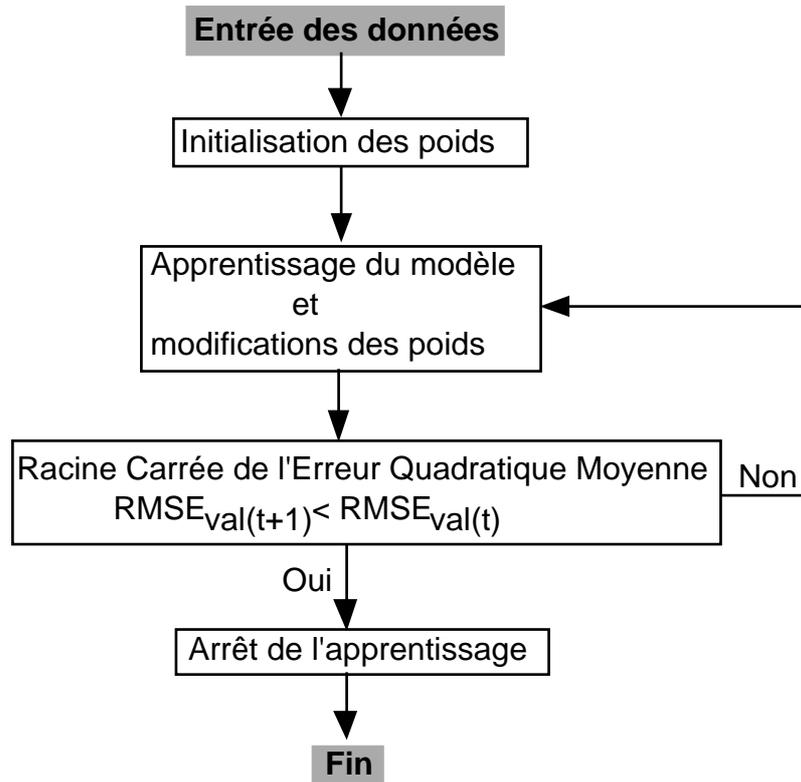


Fig. 72 Procédure schématique de l'arrêt de l'apprentissage du modèle

V-3-Critère de performance du modèle

Il existe de nombreux critères de modèle conceptuel utilisés dans les simulations et/ou dans les prévisions en hydrologie, qui pourraient être utilisés dans l'évaluation des sorties d'un modèle et qui sont proposés par l'Organisation Mondiale de Météorologie (WMO, 1975). Ces critères sont classés dans deux groupes : un groupe des indicateurs graphiques et un groupe des mesures numériques. Trois critères statistiques d'évaluation sont employés dans ce travail. Du premier groupe, nous avons choisi un critère de linéarité entre les hydrogrammes de simulation et d'observation. Du deuxième groupe, nous avons sélectionné trois critères de mesure de l'erreur numérique: la Racine Carrée de l'Erreur Quadratique Moyenne (RMSE) (18), le Coefficient de Détermination (CoD) (19) et la Moyenne des Erreurs (MAE) (20) (Lachtermacher & Fuller, 1994).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (Q_i - \hat{Q}_i)^2}{N}} \quad (18)$$

$$CoD = 1 - \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Q_i - \hat{Q}_i)^2}{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (Q_i - \bar{Q})^2} \quad (19)$$

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |Q_i - \hat{Q}_i| \quad (20)$$

où

Q est le débit mesuré au niveau de l'exutoire ;

\hat{Q} est le débit calculé par le modèle ;

\bar{Q} est le débit moyen mesuré au niveau de l'exutoire ;

N est le nombre total de mesures.

La RMSE donne une indication quantitative sur l'erreur de simulation obtenue pendant la phase de modélisation. La RMSE mesure la déviation de prévision et/ou de simulation de la valeur réelle mesurée. Le CoD représente la proportion de variation du débit « Q » qui a été calculé ou qui a été estimé pendant une régression linéaire. Les valeurs idéales pour RMSE et MAE sont 0, pour CoD c'est l'unité.

VI- Résultats et Discussions

L'objectif de cette étude est d'identifier les données temporelles nécessaires pour calculer le débit des sources du complexe de Fontaine-aux-Faux (SF1). Pour cela nous avons essayé de trouver un rapport adéquat entre tous les (ou quelques-uns) paramètres d'entrée du modèle. Dans un premier temps, nous avons utilisé toutes les données actuelles (à $t = 0$) disponibles sur la zone d'étude. Pendant toutes les phases de calcul, nous avons été intéressés par (a) l'observation de la comparaison des graphiques issus de la validation et l'apprentissage du modèle, (b) l'évolution des résultats de la phase de test et (c) la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) de la phase de test. En effet, après chaque essai, on compare la sortie obtenue et la sortie désirée, on corrige les poids de façon à minimiser l'erreur commise. Dans un deuxième temps, nous avons modifié les paramètres d'entrée du modèle en introduisant plus d'informations sur le passé de ces paramètres (à $t-1$, $t-2$, ...) et un grand nombre de nœuds particulièrement dans la couche cachée voire même l'addition d'une seconde couche cachée. Nous contrôlons à chaque fois l'évolution de (a), (b) et (c). Cependant, pour répondre à la première phase de ce travail, qui est la détermination des paramètres qui participent réellement et qui influencent le flux sortant (Lallahem & Mania, 2002a), nous proposons de tester le réseau neuronal selon quatre scénarios différents (Fig. 73). Les paramètres d'entrée sont plus dans la première couche. Dans chacun des scénarios proposés (différentes combinaisons des paramètres d'entrée), nous utilisons certains types de paramètres et d'informations. Dans tous ces scénarios, les paramètres d'entrée incluent d'autres paramètres qui peuvent participer directement ou indirectement sur le flux sortant de la nappe aquifère comme les fissures et/ou joints non fonctionnels et karstifications locales qui affectent la zone d'étude.

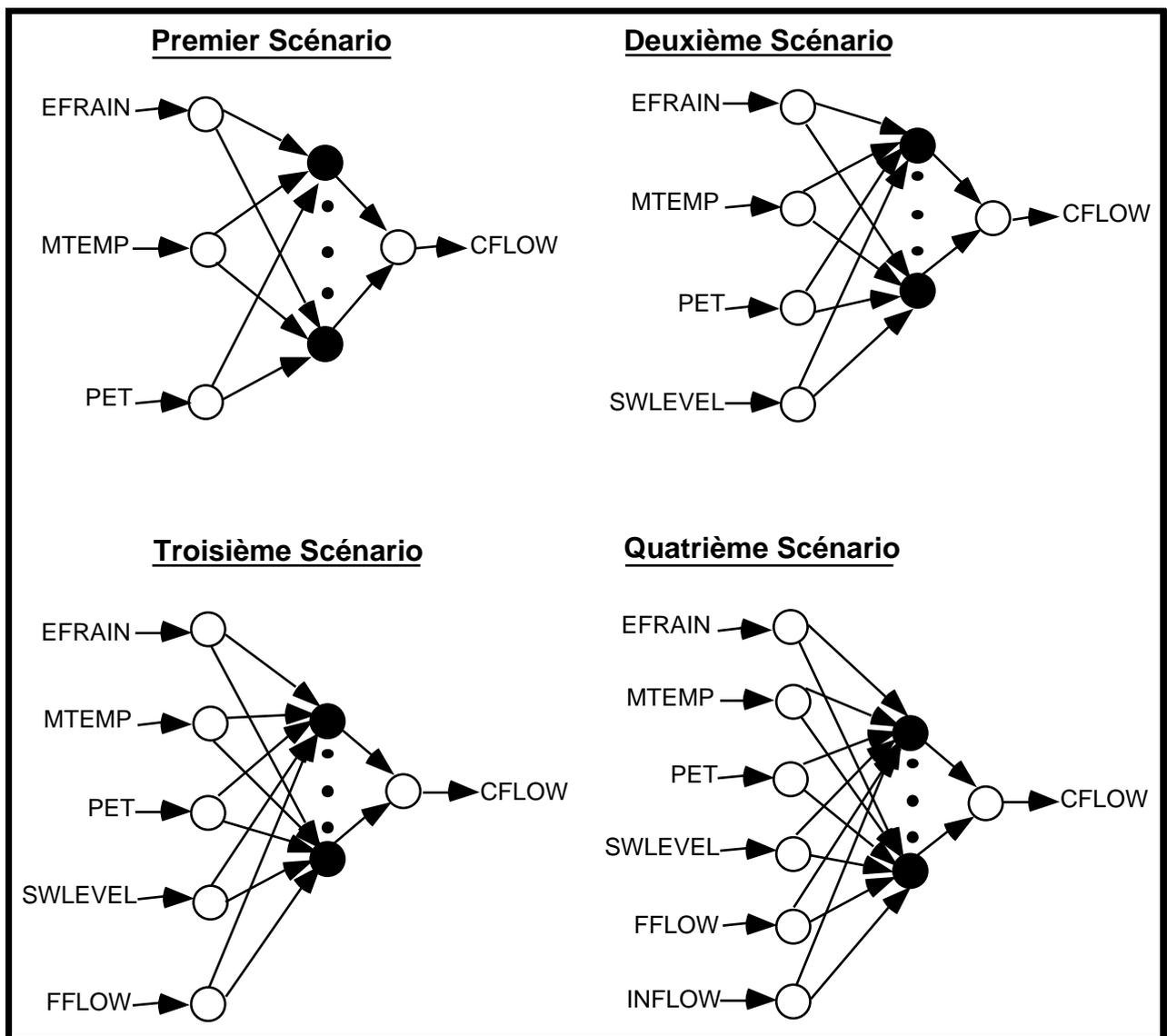


Fig. 73 Les différents scénarios proposés sur les paramètres d'entrée du modèle

Comme nous pouvons le remarquer sur la figure ci-dessus, dans les premiers scénarios, et pour calculer le débit sortant du bassin souterrain de SF1, nous avons introduit dans la première couche, trois paramètres : la pluie efficace (**EFRAIN**), la température moyenne (**MTEMP**) et l'évapotranspiration (**PET**). Le choix de ces paramètres est de construire un modèle linéaire de pluie - débit. Chaque paramètre est considéré comme un élément externe au réseau, alors que chaque élément serait assigné à un neurone dans la couche d'entrée.

Dans le deuxième scénario, nous utilisons un quatrième paramètre situé dans la première couche. Pour minimiser l'erreur entre le débit mesuré et simulé, nous introduisons la hauteur d'eau mesurée par un limnigraphe de type OTT placé à la sortie de cette source au niveau d'une section régulière où l'on enregistre un écoulement laminaire des eaux.

Dans le troisième et le quatrième scénario, nous introduisons respectivement cinq puis six paramètres dans la couche d'entrée. Comme nous l'avons mentionné dans les paragraphes précédents et dans le chapitre (1) de ce rapport, le secteur d'étude est affecté par un réseau de failles, de fissures et/ou joints et de karstifications locales qui pourrait augmenter la connectivité hydraulique entre les bassins hydrologiques et hydrogéologiques. En se basant

sur ces motifs, nous avons introduit, dans la couche d'entrée du réseau neuronal, deux paramètres, débit d'infiltration et débit de fissure, qui influencent directement le flux sortant. Ces paramètres sont considérés comme des éléments externes au réseau et chacun d'eux sera assigné à un neurone de la couche d'entrée.

La deuxième phase de modélisation consiste à prendre en considération les valeurs courantes des paramètres d'entrée et leur passé en modifiant la valeur de k (paramètre de régulation) et le nombre de couches cachées ainsi que leur nombre de nœuds. Le paramètre de calibrage, variable, permet de déterminer une valeur optimale. Nous arrêtons cette procédure d'itération à l'attention d'une bonne superposition des courbes de validation et d'apprentissage avec une valeur minimale de RMSE et par conséquent un décalage minimum optimal. Nous avons ensuite choisi un pas de temps de 3 jours. La période de décalage est une décision subjective basée sur le besoin perçu pour une dispersion suffisante des valeurs d'entrées et cela afin de donner des résultats raisonnables mais sans temps de calcul excessif. Les résultats de cette démarche sont enregistrés dans la figure (74 a, b, c, d).

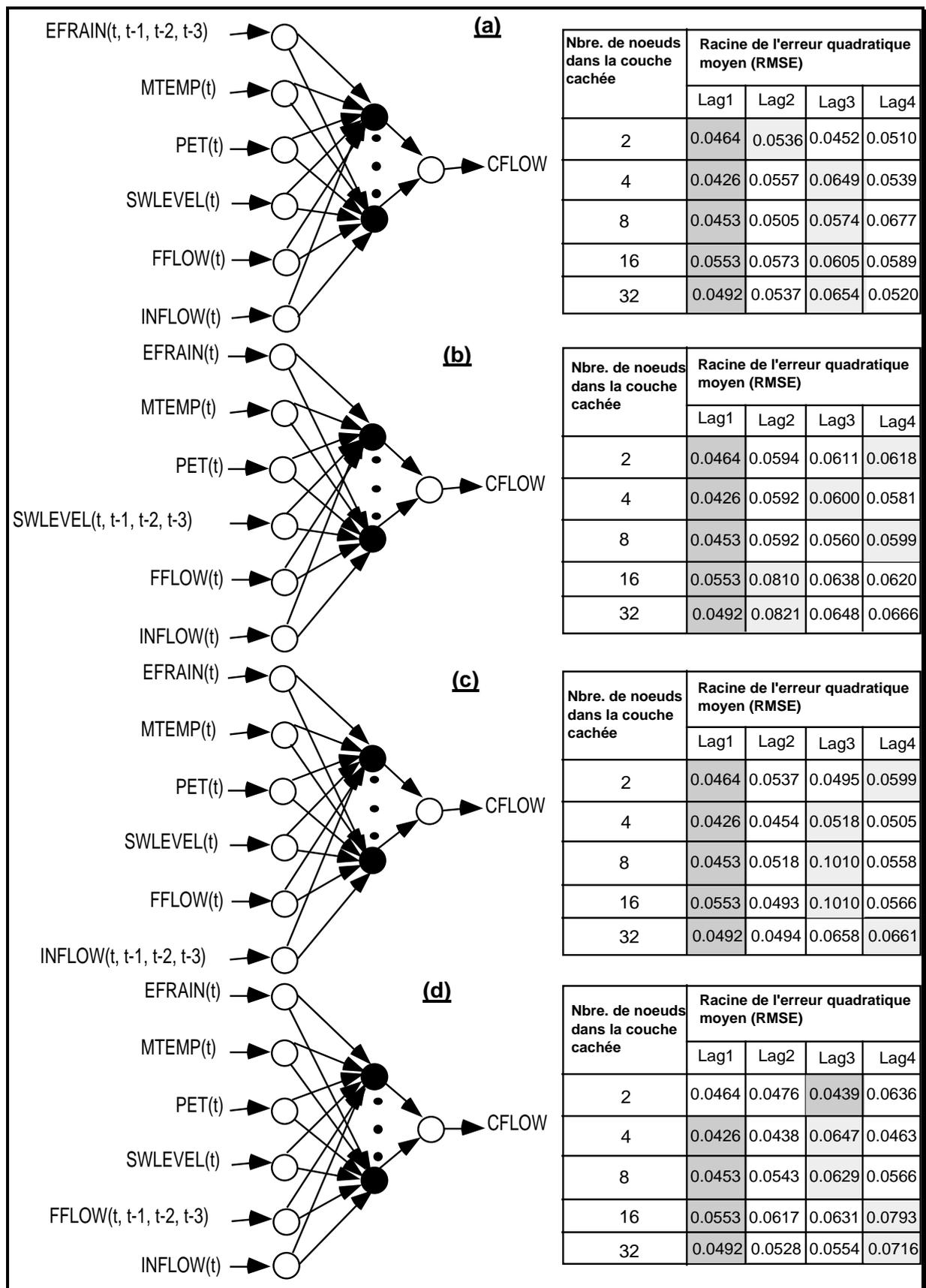


Fig. 74. Comparaison des RMSE et du décalage dans le temps des paramètres d'entrée.

zones blanches : valeurs intermédiaires ; points espacés : erreurs maximales ; gris foncés : erreurs minimales

Les tableaux sur la figure ci-dessus présentent la RMSE de la phase de test. Les RMSE des phases d'apprentissage et de validation ont été omises puisqu'on teste le calage que par rapport à la RMSE de test. A partir de ces résultats, nous savons que tous les paramètres utilisés dans la couche cachée sont nécessaires pour cette simulation afin de calculer le débit de SF1. En effet, en intégrant tous ces paramètres, le modèle converge et on enregistre un bon rapport entre les entrées et les sorties avec une $RMSE_{(test)}$ acceptable (4,26%). En modifiant les paramètres d'entrée, par oubli de certains d'entre eux, qui entraînent la détérioration de la simulation et l'augmentation du $RMSE_{(test)}$ pour atteindre une erreur de 4,76% avec un MAE de 2,87% et 97,7% de CoD. Nous illustrons les résultats de ces critères d'évaluations dans le tableau (31).

SIMULATION (<i>phase de test</i>)			
Type de modèle	MAE	RMSE	CoD
ANNs	0,0287	0,0426	0,977

Tab. 31. Critères d'évaluations du modèle.

D'après la figure (74 a, b, c, d), l'introduction de tous les paramètres d'entrée dans le réseau neuronal avec un décalage de $t = 0h$ (lag-1) ou de $t = -24h$ (lag-2) est suffisante pour que le modèle converge et présente une meilleure performance.

La deuxième partie de cette phase est de déterminer le nombre optimal de couches cachées ainsi que le nombre de neurones dans cette couche. Nous proposons une meilleure stratégie pour sélectionner le nombre approprié de neurones dans la couche cachée. Nous avons expérimenté cette méthodologie basée essentiellement sur l'idée Essai - Procédure d'erreur, en d'autre terme, on fait varier le nombre de neurones dans cette couche et en même temps l'on calcule la RMSE de la phase de validation. Cette expérience a été menée pour estimer le nombre de neurones dans la couche cachée afin de donner une meilleure capacité de la simulation et de la convergence du modèle. D'après Kolmogorov (1963), deux couches cachées sont suffisantes pour simuler toutes les fonctions. Au cours de ce travail, le nombre de neurones dans les couches cachées a été modifié. Dans le premier essai, une couche cachée a été utilisée et dans le deuxième essai, une seconde couche cachée a été ajoutée. Les résultats révèlent que l'erreur minimum est accomplie en utilisant trois neurones dans la première couche cachée (Fig. 75a). Une autre expérience a été faite pour évaluer la précision et utiliser une deuxième couche cachée. Le même sous-ensemble est utilisé pour former le réseau et utiliser trois neurones dans la première couche cachée et un nombre différent de neurones pour la seconde couche. D'après les résultats de cette expérience, l'ajout de la seconde couche cachée n'a pas diminué considérablement la RMSE. Cependant la meilleure valeur de la RMSE a été calculée lors de l'utilisation de deux neurones dans la seconde couche cachée. Les résultats de ces expériences sont illustrés sur la figure (75b). Le calcul des RMSE relatives aux différents nombres de nœuds est illustré dans l'annexe (V).

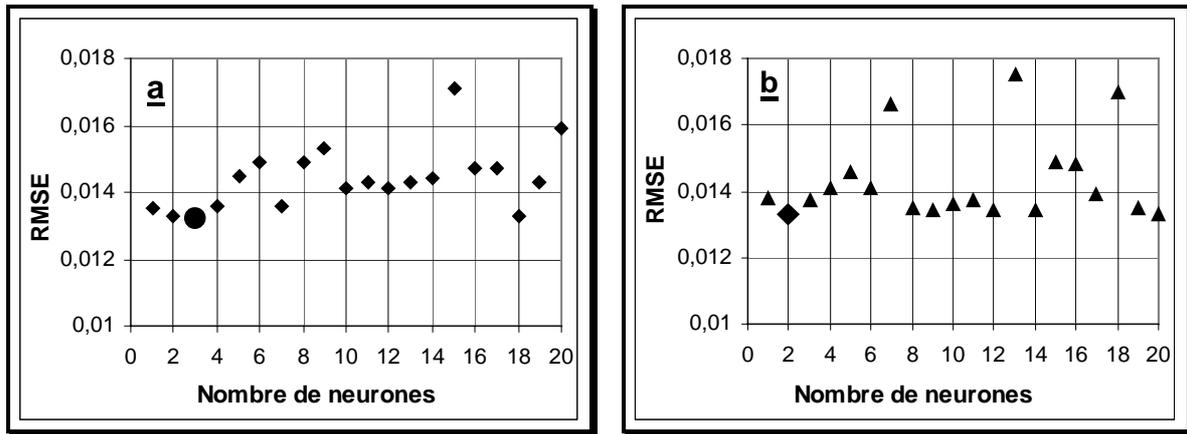


Fig. 75 (a, b). Evaluation des RMSE en fonction du nombre de neurones.

a: Première couche cachée, b: Deuxième couche cachée.

Dans nos interprétations, nous raisonnons sur la position des superpositions des courbes de validation et de test par rapport à l'axe $y = x$. Si l'on enregistre une superposition de la courbe de tendance des données avec la droite $y = x$, on peut dire que la meilleure performance et la convergence du modèle ont été atteintes et par conséquent nous enregistrons un minimum d'erreur entre les résultats de validation et de test. En s'éloignant de l'axe $y = x$, le modèle commence à diverger et par conséquent l'erreur croît (Fig. 76)

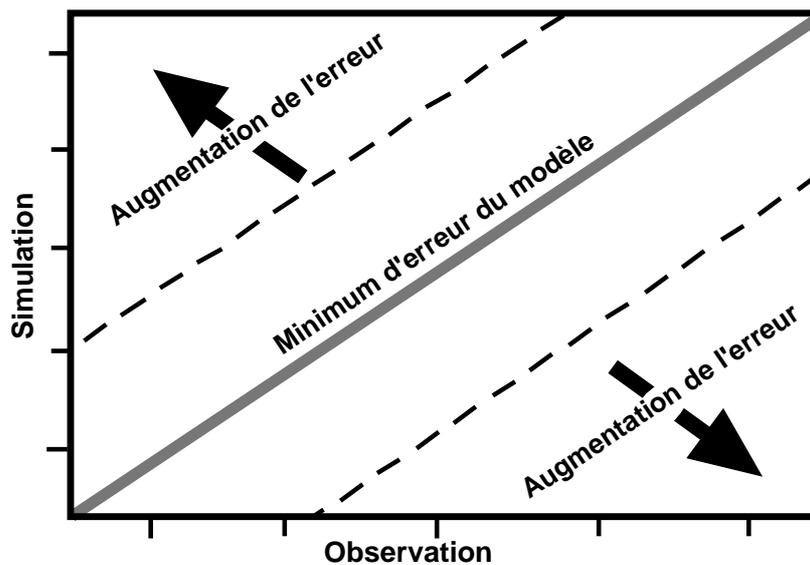


Fig. 76 Evaluation de l'erreur du calage du modèle

La figure (77) illustre une comparaison des diagrammes des données simulées respectivement pour les phases : de validation, d'apprentissage et de test dans les cas où nous avons utilisé une puis deux couches cachées de l'ANN.

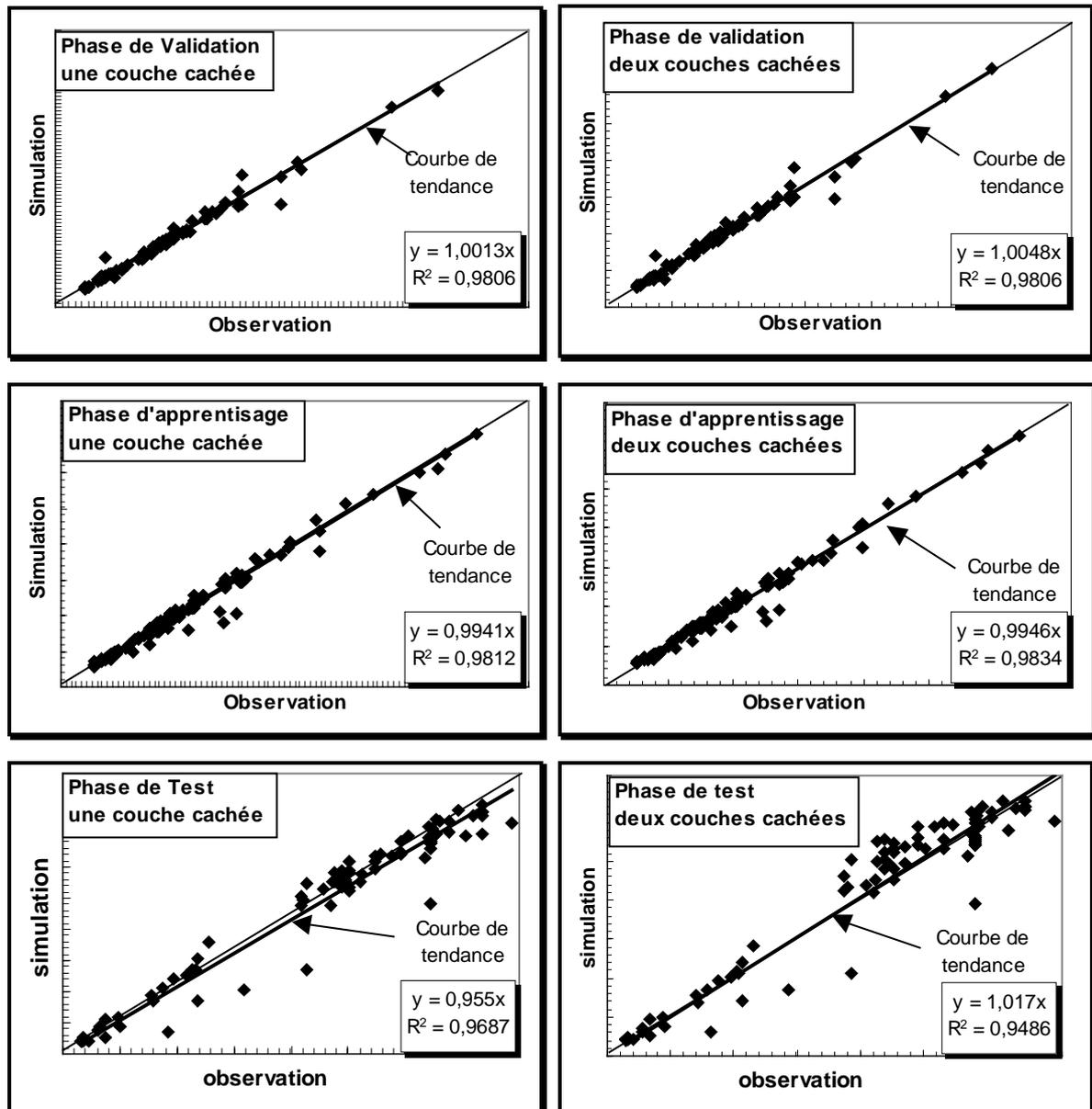


Fig. 77 Comparaison des résultats de simulation entre les différentes couches cachées

L'analyse de ces courbes montre que l'utilisation d'une deuxième couche cachée dans le réseau engendre une déviation de la courbe de tendance par rapport à la ligne de pente 1. Cela implique que le modèle a un caractère instable dans le cas où nous utilisons une seconde couche cachée. Dans ce genre de comparaison, nous ne nous intéressons qu'aux résultats des deux phases essentielles : de validation et de test. Cependant, comme nous pouvons le remarquer à partir des figures ci-dessus, les résultats d'une telle comparaison entre les données simulées et observées forment un nuage de points situé autour d'une droite linéaire ($y = x$).

En conclusion, nous pouvons dire que l'utilisation du passé des données ainsi qu'un grand nombre de nœuds dans une couche cachée et même l'addition d'une seconde couche cachée n'a pas diminué la RMSE, mais, au contraire dans certains cas, elle fait décliner la performance du modèle et la convergence du réseau où l'on enregistre une RMSE de 10,1%. Nous avons reporté les meilleurs résultats de la simulation sur la figure (78) où nous enregistrons une bonne convergence et performance du modèle dans le cas où nous avons utilisé une seule couche cachée sans décalage des données dans le temps ($t = 0h = \text{lag}-1$) (Lallahem & Mania, 2002a).

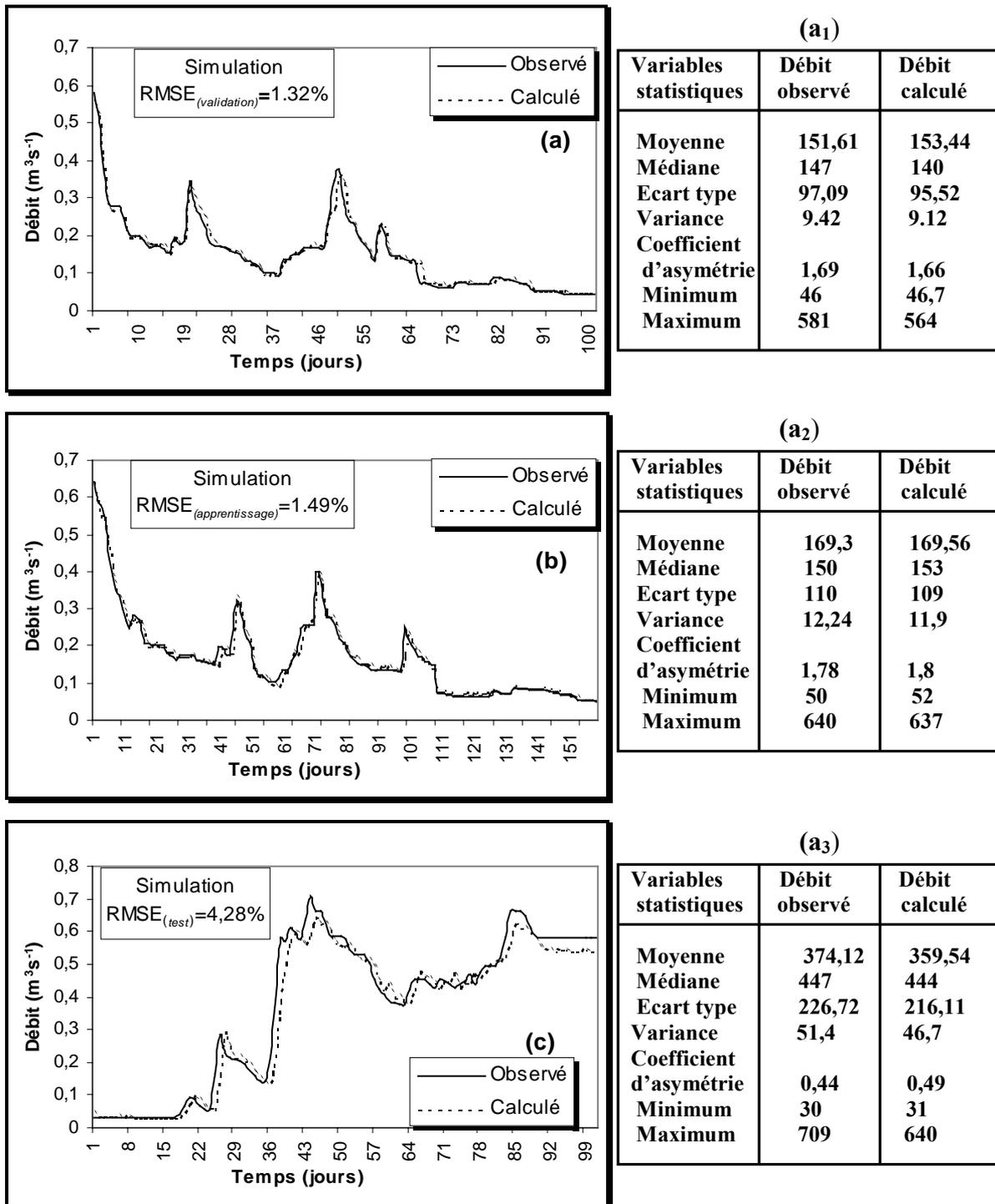


Fig. 78 Comparaison entre les hydrographes du flux sortant simulé et observé.

VII-Conclusion

La combinaison des deux modèles, MMO8 et les réseaux neuronaux, dans le domaine de la gestion de l'eau pour la détermination des paramètres d'influence et de la simulation de l'écoulement de la nappe aquifère dans un milieu crayeux fissuré de la bordure nord du Bassin de Paris est la première de ce genre. En effet cette méthodologie de couplage de deux modèles représente une « méthode originale ». L'avantage de cette méthode implique deux directions principales: en premier lieu, ce système de modélisation inclut la connaissance experte humaine comme un facteur de la modélisation. En second lieu, la combinaison des modèles :

le réseau neuronal avec MMO8 donne des bons résultats dans le milieu crayeux fissuré pour le calcul du flux sortant des unités hydrogéologiques composant le système du réservoir aquifère.

VIII- Méthodologie de prévision des débits

Dans ce travail, nous nous sommes basés sur les résultats issus de la première partie de la modélisation où nous avons déterminé des paramètres qui influencent la réponse de la nappe et la simulation du flux sortant au niveau de SF1. Cependant, pour une prévision du débit, le modèle ANN applique un apprentissage par l'examen de l'association entre les paramètres d'entrée dans la couche d'entrée (exemple la série chronologique de la pluie) et les paramètres de sortie dans la couche de sortie. Nous avons schématisé ce système de prévision à une conduite dont l'entrée est la hauteur d'eau (Fig. 79).

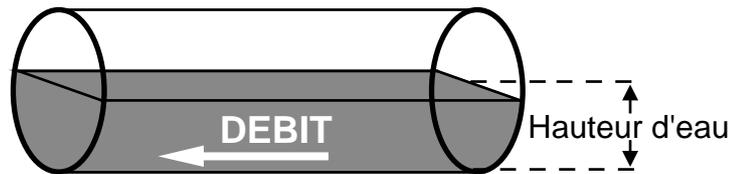


Fig. 79 Caractéristiques du débit à simuler

Après la simulation des débits de SF1, nous avons fait appel à la même méthodologie, application de la méthodologie des neurones de connexion, pour la prévision des débits à court terme. Ce travail est nécessaire dans une région où la gestion des eaux superficielles ainsi que souterraines est primordiale avant tout aménagement pour faire face aux inondations.

VIII-1- Mise au point du modèle

Dans cette étude, le modèle ANN est présenté avec les mêmes données étalées dans le temps des paramètres de la couche d'entrée pour trouver un rapport entre eux et prévoir le débit des sources. Avec cette supposition, une structure du modèle peut être exprimée comme suit:

$$\begin{aligned}
 \hat{y}(t+1) &= f_1[\hat{y}(t), x(t), x(t-1), \dots, x(t-n)] + e_1(t+1) \\
 \hat{y}(t+2) &= f_2[\hat{y}(t+1), y(t), x(t), x(t-1), \dots, x(t-n)] + e_2(t+2) \\
 &\cdot \\
 &\cdot \\
 &\cdot \\
 \hat{y}(t+k) &= f_k[\hat{y}(t+k-1), y(t+k-2), \dots, y(t), x(t), x(t-1), \dots, x(t-n)] + e_k(t+k)
 \end{aligned} \tag{21}$$

Où :

- t est l'index du temps avec une valeur du nombre entier positif;
- y(t) est le débit observé au temps t,
- n dénote le nombre de variables d'entrée,
- x(t) représente un vecteur du paramètre d'entrée au temps t;
- f_1, \dots, f_k [] sont des fonctions non linéaires ;
- $e_1(t+1), \dots, e_k(t+k)$ représentent la carte des erreurs,
- k représente le pas de temps des prévisions.

Dans ce travail, nous avons fait appel à une procédure d'estimation itérative. Nous évaluons la valeur de k, le nombre de nœuds dans les couches cachées et le nombre des couches cachées

afin de minimiser l'erreur quadratique moyenne de tous les Eléments de Traitement (ET) et par conséquent « produire » un débit qui sera plus proche du débit réel.

VIII-2- Les réseaux alternatifs

Il y a plusieurs types de ANN qui peuvent être utilisés pour représenter le modèle exprimé dans l'équation (21). Dans cette étude, une seule configuration, convenable, a été identifiée et adoptée pour la comparaison. La configuration adoptée est le Perceptron Multicouches ou « feedforward (FNN) ». L'apprentissage de ce type de modèle est réalisé par une méthode typiquement statistique qui est la Retropropagation de l'Erreur (BP) (Beale & Jackson, 1990 ; Haykin, 1994). Cette dernière peut régler la valeur des poids de connexion afin d'obtenir les meilleurs paramètres. Pendant la propagation avancée, le réseau neuronal transfère les données d'entrée dans le modèle comme le montre l'équation (2), où X_i est le niveau d'activation de l'unité i , W_{ij} est le poids de la synapse de l'unité i à l'unité j (les unités i et j sont dans les couches d'entrée et cachée, respectivement), et S_j est la somme des poids entre les entrées à $j^{\text{ème}}$ unité de la couche cachée (Fig. 80).

$$S_j = \sum_{i=1}^m W_{ij} X_i \quad (22)$$

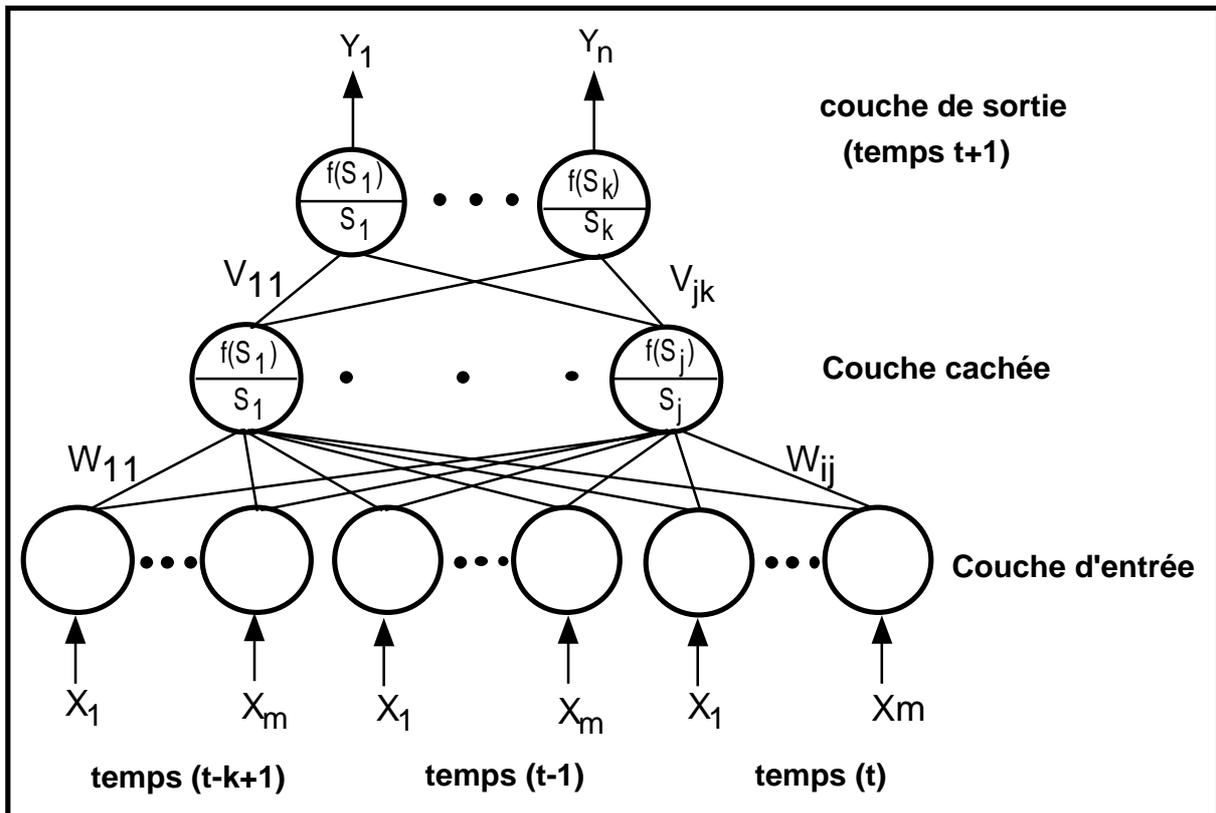


Fig. 80. Schématisation d'un FNN de prévision

La $j^{\text{ème}}$ unité de la couche cachée a une fonction de transfert sigmoïde qui calcule la production $f(S_j)$ comme le montre l'équation (3) suivante :

$$f(S_j) = \frac{1}{1 + e^{-S_j}} \quad (23)$$

La production $f(S_j)$ devient la prochaine entrée pour l'unité de la production k , qui a une addition à travers un autre poids de synapse V_{jk} , $i = 1, 2, \dots, m$, $j = 1, 2, \dots, h$ et $k = 1, 2, \dots, n$. La somme des poids des entrées S_k comme le montre l'équation (24) reçue par la production de l'unité k subit une transformation par la fonction de transfert $f(S_j)$ exprimée par l'équation (25). Cette fonction est linéaire dans l'intervalle $[0, 1]$.

$$S_k = \sum_{j=1}^n V_{jk} f(S_j) \quad (24)$$

$$f(S_k) = \frac{1}{1 + e^{-S_k}} = Y_k \quad (25)$$

Si $Y_k = f(S_j)$, alors l'entrée et la sortie des niveaux d'activation du réseau sont données sous forme de vecteurs avec respectivement $X = (X_1, \dots, X_n)$ et $Y = (Y_1, \dots, Y_n)$.

Le BP assure le calcul, pour toutes les unités de traitement, des valeurs des erreurs qui sont utilisées pendant l'ajustement des poids des synapses. Les équations (26) et (27), calculent respectivement les valeurs des erreurs δ_k et δ_j pour l'unité k de la couche de production et l'unité j de la couche cachée.

$$\delta_k = (T_k - Y_k) f'(S_k) \quad (26)$$

$$\delta_j = \left[\sum_{k=1}^h \delta_k V_{jk} \right] f'(S_j) \quad (27)$$

Dans ces équations, T_k et Y_k sont les valeurs observées et calculées de l'unité k , $f'(x)$ est la dérivée de la fonction sigmoïde f , S_j et S_k sont les sommes d'un poids d'entrée à j et k . Pour la couche cachée, une somme des poids est prise à partir des valeurs de δ pour toutes les unités qui reçoivent la production de l'unité j .

Le poids de chaque synapse est ajusté en prenant en considération la valeur de δ de l'unité qui reçoit l'entrée de cette interconnexion. L'ajustement du poids est basé sur l'équation (28), où η est le taux d'apprentissage, le δ_j est la valeur de l'erreur de l'unité de la cible et X_i est la valeur de la production (Dayhoff, 1990).

$$\Delta w_{ij} = \eta \delta_j X_i \quad (28)$$

IX- Résultats et Discussions

L'objectif de cette étude est d'identifier les données temporelles nécessaires pour la prévision du débit des sources. Pour cela, nous avons essayé de trouver un rapport adéquat entre les paramètres d'entrée du modèle qui participent à la prévision du débit. Cette phase de travail se base sur les résultats de la première partie de la modélisation.

Nous utilisons la même démarche qui est basée sur l'utilisation de tous les paramètres dans la couche cachée puis nous modifions le nombre de couches cachées ainsi que le nombre de nœuds. Nous arrêtons la procédure d'itération dès que nous obtenons une bonne superposition des courbes de validation et d'apprentissage avec un minimum d'erreur (RMSE).

De la même façon que précédemment, nous avons commencé notre simulation de prévision par l'utilisation d'une seule couche cachée. De ce premier essai, nous remarquons que l'utilisation de trois neurones dans la première couche cachée produit le minimum d'erreur (Fig. 81a) pendant la phase de validation.

Pendant le deuxième essai, nous avons fixé le nombre de neurones dans la première couche cachée, à trois neurones, et nous avons fait varier le nombre de neurones dans la deuxième couche cachée. Nous remarquons que l'ajout d'une deuxième couche cachée dans le réseau ne diminue pas considérablement l'erreur RMSE mais au contraire elle l'augmente dans certains cas. Le cas le plus favorable où l'on enregistre un minimum d'erreur après l'introduction d'une deuxième couche cachée est la fixation du nombre de neurones à deux (Fig. 81b). Le calcul des RMSE relatives aux différents nombres de nœuds est illustré dans l'annexe (V).

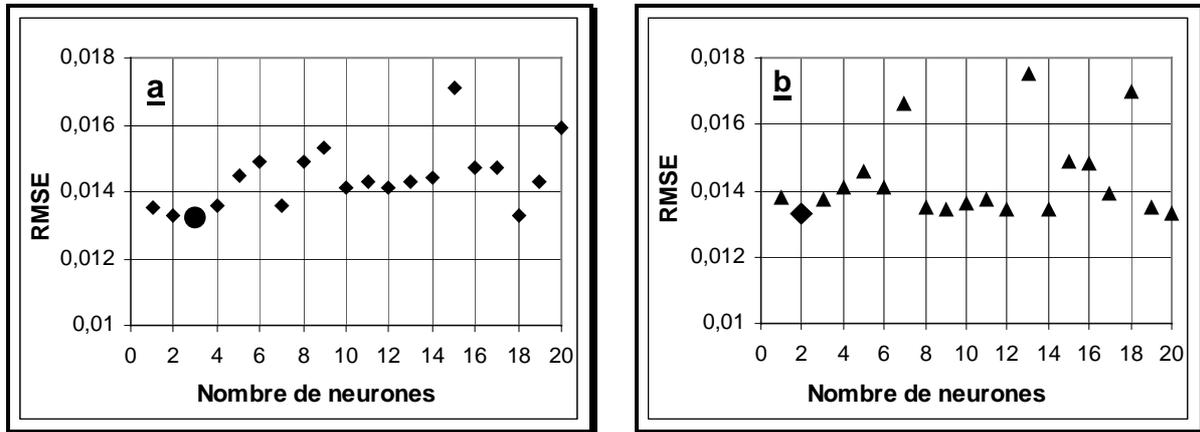


Fig. 81 (a, b). Comparaison des RMSE des prévisions dans chaque couche cachée

La figure (82) illustre les diagrammes de données simulées pour les trois phases de la modélisation : phase de validation, apprentissage et test d'une comparaison entre l'utilisation d'une et deux couches cachées dans ANNs. La paire de données qui coïncide avec la droite à 45° ($y = x$) donne les meilleurs résultats. L'analyse du diagramme qui utilise une seconde couche cachée montre une déviation au niveau de la ligne de tendance. Cela implique que le modèle a un caractère instable dans le cas où nous utilisons une seconde couche cachée. La figure (82) montre que pendant la phase de la validation et en utilisant seulement une couche cachée les lignes de tendance de la simulation et de pente 1 sont confondues. En se basant sur ces derniers résultats et dans le reste de la démarche de la prévision, nous n'utilisons seulement qu'une couche cachée pour alléger le calcul.

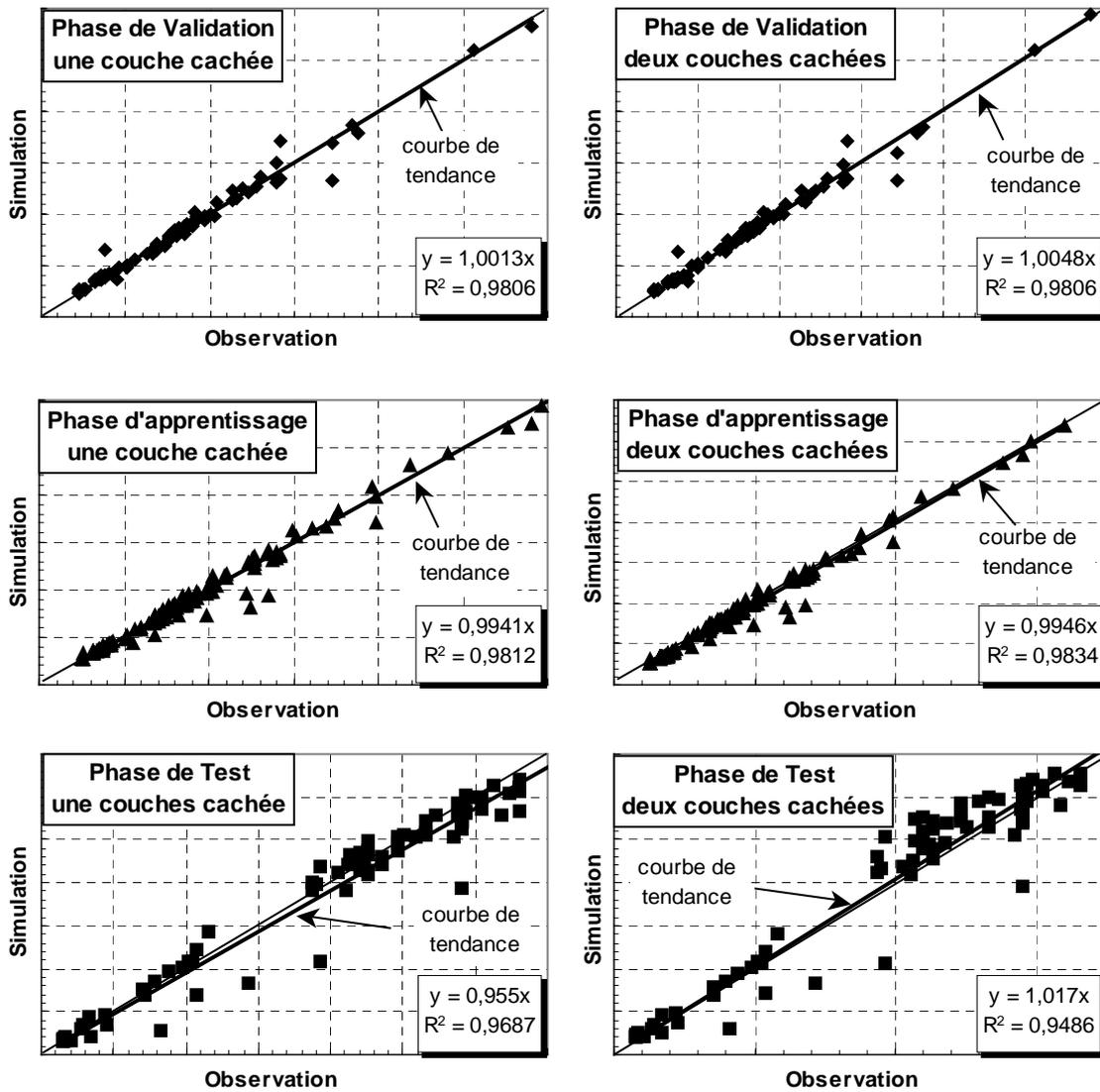


Fig. 82. Comparaison des résultats de simulation pour différentes couches cachées

Nous présentons dans ce qui suit les résultats issus de l'utilisation d'un MLP sur une période de prévision de 72 heures avec un intervalle de temps de 24 heures. Les résultats sont présentés sur la figure (83). L'analyse de ce graphique montre que la corrélation entre le flux mesuré et calculé diminue en augmentant le temps de prévision. En conséquence, le modèle diverge et l'on assiste à une augmentation de l'erreur quadratique moyenne. A titre de comparaison, l'on enregistre une valeur du coefficient de détermination (r^2), de la phase de validation de 98,3% (à $t = 0$) et de 93,09% (à $t+3 = 72$ heures).

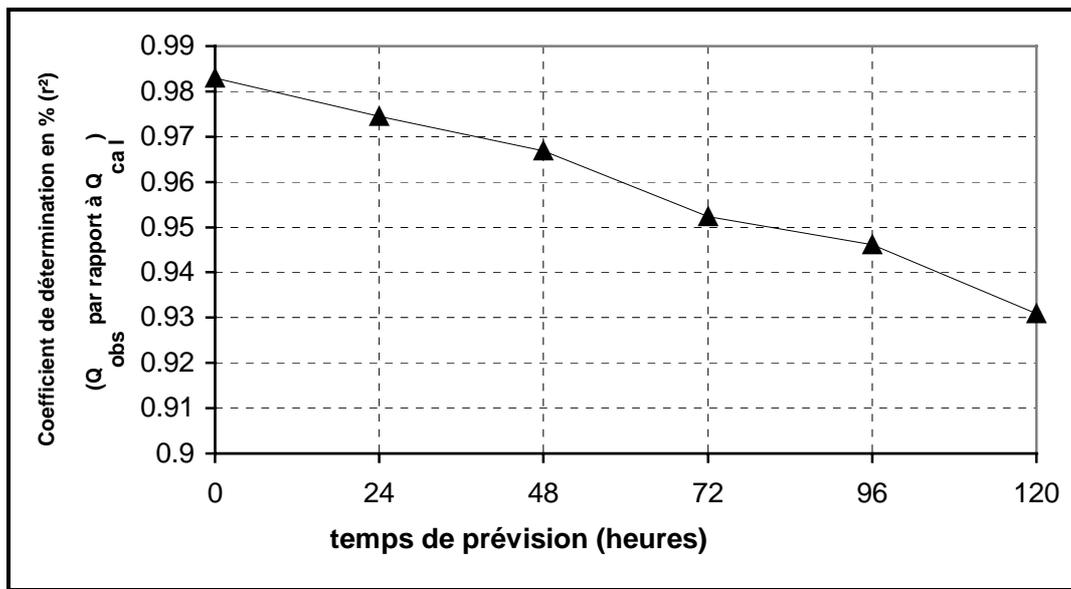


Fig. 83. Déclin du coefficient de détermination avec l'augmentation du temps de prévision

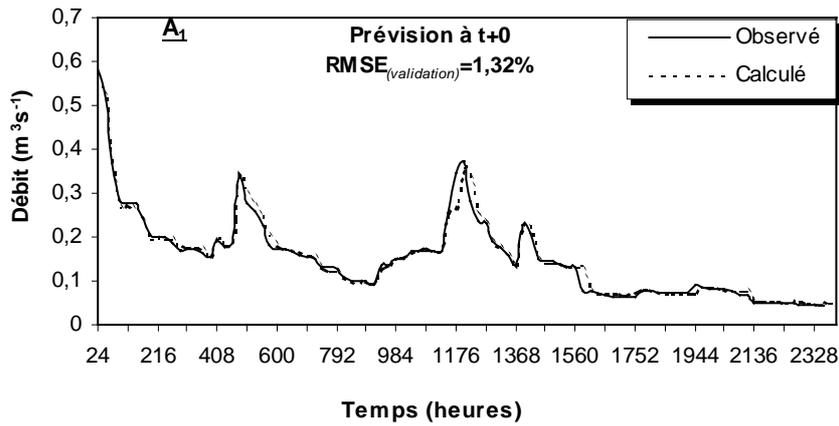
Le contrôle de la convergence du modèle est basé sur la bonne superposition des résultats issus de la phase de validation à celle de la phase d'apprentissage avec une RMSE la plus basse. Un bon calibrage du modèle est utilisé pour prévoir le débit de SF1 pour une période de 72 heures. Le tableau (32) illustre les résultats des critères de performance du modèle. Les mêmes problèmes de convergence du modèle sont rencontrés pendant l'augmentation du temps de prévision. Le tableau (36) présente les résultats à deux dates minimum ($t = 0$ min) et maximum ($t = 4320$ min). Cette expérience indique que la convergence du modèle du réseau neuronal s'est détériorée en augmentant le temps de prévision des débits. Cette augmentation de l'erreur entre la valeur mesurée et la valeur calculée est associée à la plus longue période de prévision.

Type du Model	PREVISIONS							
	Prévision à $t = 0$ min = Simulation				Prévision à $t = 4320$ min			
	MAE	RMSE	NMSE	E	MAE	RMSE	NMSE	E
ANNs	0,007	0,0132	0,0186	4,87%	0,017	0,0348	0,1296	11,25%

Tabl. 32. Comparaison des résultats des critères de convergence pour une prévision à deux dates différentes.

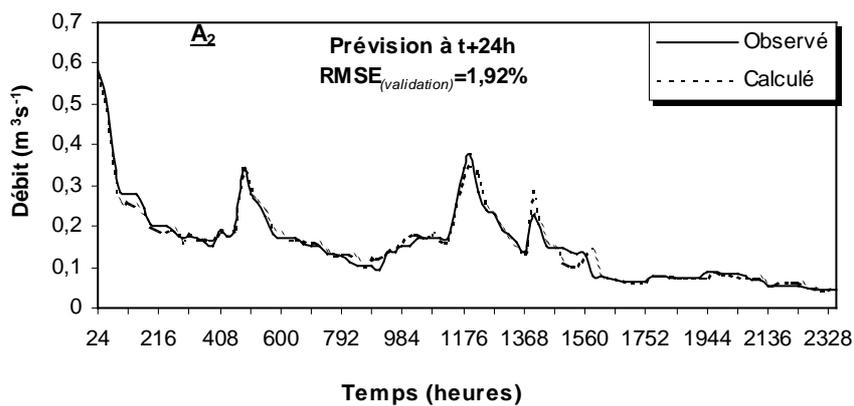
En général, une période de trois jours est suffisante pour une telle comparaison. Sur la figure (84) nous avons reporté les résultats de nombreuses visualisations de simulation qui ont été entreprises. L'analyse de ces graphiques montre que des problèmes semblables ont été observés tout en augmentant la période de prévision. La figure (84) fournit quelques exemples typiques pour une prévision du débit des sources pendant quatre périodes successives ($t+0$, $t+1$, $t+2$ et $t+3$). Les graphiques (A1, A2, A3, et A4) montrent que les erreurs de simulations s'accroissent par le biais de l'augmentation du temps de prévision. Cependant le modèle ANN converge moins vite ce qui peut être traduit par l'augmentation des erreurs et la non superposition des débits calculés et simulés. Nous remarquons qu'il y a une déclin majeure dans la performance du réseau avec une augmentation de la RMSE. L'ampleur de ce problème augmente avec le temps. Afin de faire converger le modèle et obtenir un minimum

d'erreur avec une période optimale de prévision, nous avons effectué de nombreuses simulations. Les résultats sont jugés corrects pour une période de prévision de 72 heures (Fig. 84) (Lallahem & Mania, 2002g, 2002i).



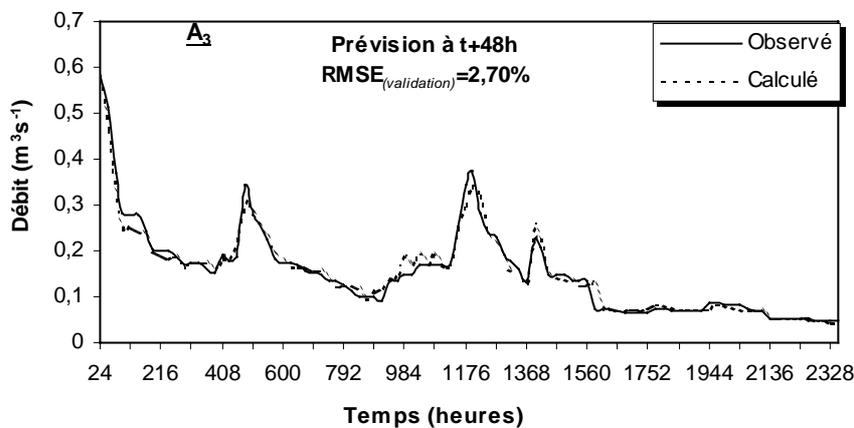
(a₁)

RMSE(%)	1.32
MAE(%)	0.007
NMSE(%)	0.0186
E(%)	4.87
Coefficient de Corrélation	99.04



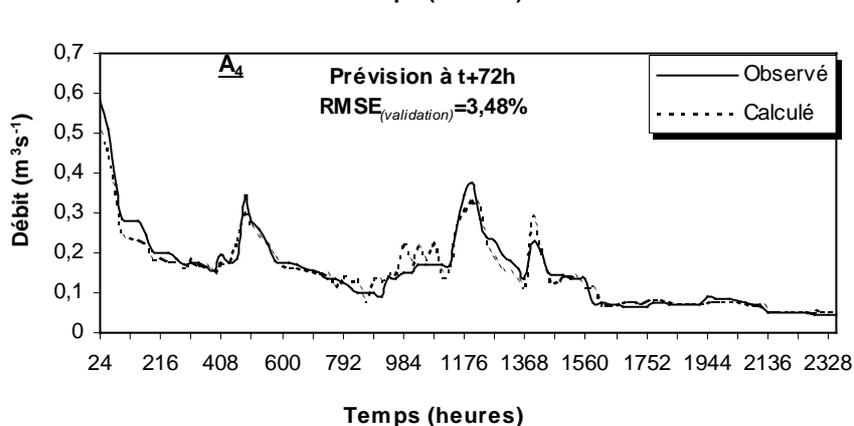
(a₂)

RMSE(%)	1.71
MAE(%)	0.01
NMSE(%)	0.031
E(%)	7.16
Coefficient de Corrélation	98.8



(a₃)

RMSE(%)	1,99
MAE(%)	0,011
NMSE(%)	0,042
E(%)	6,93
Coefficient de Corrélation	98,6



(a₄)

RMSE(%)	3,48
MAE(%)	0,017
NMSE(%)	0,129
E(%)	11,25
Coefficient de Corrélation	97,04

Fig. 84. 2400 heures de prédiction du débit des sources à t+1, t+2 et t+3.

Sur la figure (85), nous avons illustré l'évolution des débits cumulés par rapport au temps. Ceux sont les résumés des résultats trouvés précédemment. Cette démarche est réalisée afin de mieux évaluer l'exactitude des prévisions des débits en les superposant et en les comparant avec l'axe $y = x$. Les résultats de cette démarche sont jugés satisfaisants.

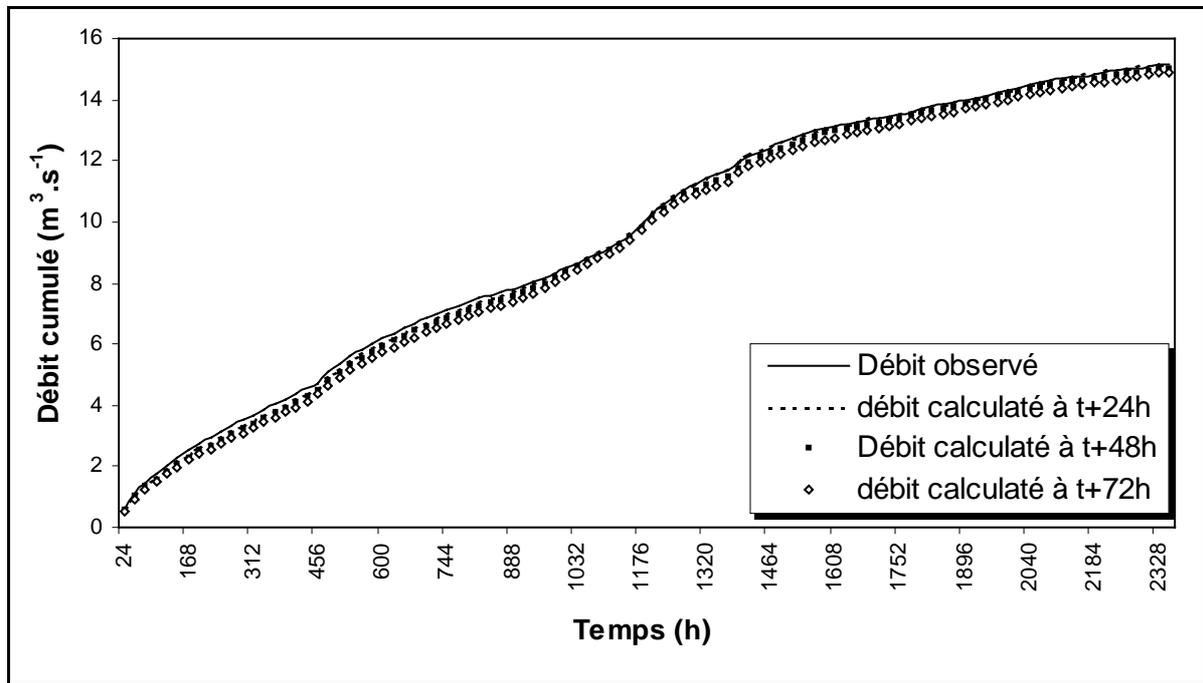


Fig. 85. Comparaison des évolutions des débits cumulés de prévisions.

X- Méthodologie de simulation et de prévision de la piézométrie

X-1-Simulation de la piézométrie

Dans les paragraphes précédents, nous avons appliqué les réseaux neuronaux pour déterminer les paramètres qui influencent le flux sortant au niveau des sources, pour des simulations et des prévisions des débits. Vu les bons résultats obtenus permettent d'appliquer le même modèle pour des simulations et des prévisions des cotes ponctuelles du toit de la nappe au niveau d'un certain nombre de piézomètres (Lallahem et *al.* 2002h). Si la procédure utilisée pour les simulations et les prévisions des débits n'était pas trop compliquée, elle est loin d'être évidente dans son application pour la piézométrie. Comme nous l'avons mentionné dans le chapitre précédent, l'évolution des niveaux piézométriques dépend de plusieurs paramètres qui devraient être pris en considération afin d'expliquer au mieux les variations sous l'effet des précipitations efficaces. L'évolution du niveau piézométrique dépendant de plusieurs paramètres fondamentaux dont la distance de l'ouvrage par rapport à l'exutoire, la profondeur de la nappe au début de l'année d'étude, l'épaisseur de l'aquifère, la profondeur de l'ouvrage, les précipitations efficaces, les quantités de pluie infiltrées et la géométrie interne de l'aquifère qui joue un rôle important sur les circulations des eaux souterraines. Dans l'étude des simulations et des prévisions de la piézométrie, nous avons pris en considération un nombre important de ces paramètres pour déterminer les facteurs qui influencent la variation piézométrique, d'où la complexité de ce travail. En ce qui concerne la méthodologie suivie pour la simulation et la prévision, nous avons appliqué une méthodologie inspirée de celle utilisée par French et *al.* (1992), Luck et *al.* (2001) pour la prévision de la pluie au niveau d'un bassin versant. Pour ces auteurs, la quantité de pluie tombée en un point « A » est comparable aux quantités de pluie tombées aux points les plus proches de ce point.

Autrement dit, pour calculer la quantité de pluie tombée au point « A », il faudrait prendre en considération les quantités tombées au niveau des points les plus proches. Nous disposons d'une banque de données mensuelles pour douze piézomètres sur une période de 135 mois (Janvier 1988 - Mars 1999). En outre, nous possédons des données pluviométriques (pluie totale, pluie efficace), des valeurs d'évapotranspiration potentielle et des températures moyennes enregistrées aux stations météorologiques de Fiefs et de Radinghem pour la même période (135 mois). La localisation de ces piézomètres et des stations météorologiques est représentée par la figure (86A). La disposition des piézomètres sur le secteur d'étude, nous permet de constituer trois groupes [(7, 37, 51) ; (14, 83, 84, 26, 125, 117, 134, 136, 10) ; (5)]. Le regroupement de ces piézomètres est basé sur leur appartenance au même bassin versant, leur situation géographique et géologique (ils appartiennent au même compartiment géologique) et/ou hydrogéologique (ils captent le même aquifère).

Dans un premier temps, nous allons déterminer les paramètres qui influencent la piézométrie au niveau du piézomètre 26 (la numérotation du BRGM est 17-4X-26). Le choix de ce piézomètre n'est pas aléatoire, en effet, il occupe le centre du secteur d'étude et il est proche des autres piézomètres. L'approche que nous avons utilisée pour ce piézomètre peut être appliquée au reste des piézomètres mais en évitant le choix d'un piézomètre qui se trouve à l'extrémité du bassin versant et/ou le plus loin par rapport au reste des piézomètres. Avant de lancer la procédure de calcul, nous avons donné un numéro d'ordre pour chaque piézomètre. Le choix de ce numéro est basé essentiellement sur les paramètres mentionnés précédemment et en plus sur la distance qui sépare le piézomètre en question par rapport au piézomètre de simulation qui est, dans cette étape de travail, le 26 (17-4X-26). Suivant ce classement, le piézomètre qui prend le numéro d'ordre 1 est le 84 (17-3X-84), le numéro 2 est le 83 (17-3X-83) et ainsi de suite (Fig. 86B). Pendant la procédure de calcul, nous commençons par prendre en considération les données du piézomètre dont le numéro d'ordre est 1 (17-3X-84), puis en deuxième position le numéro 2, puis 3 et ainsi de suite. Le piézomètre qui porte le numéro d'ordre le plus élevé sera pris en dernière position (dans notre cas, c'est le piézomètre 5 = 18-7X-5). En utilisant cette procédure, nous pouvons combler les lacunes dans les séries de données, reconstituer la piézométrie et la calculer dans n'importe quel point du secteur étudié. Si nous avons des données au niveau de ce point, nous appliquons une technique d'apprentissage appelée *algorithme supervisé*. En effet, on connaît à la fois le signal d'entrée présenté au réseau et un signal désiré que l'on essaie de lui faire reproduire. Le but de cette phase est d'apprendre à réaliser cette association pour l'ensemble des couples de formes constituant l'ensemble d'apprentissage. Dans le cas où l'on ne possède pas de données au niveau du point permettant de simuler la piézométrie, on utilise la technique d'apprentissage appelée *algorithme non supervisé*. Dans ce cas, on ne connaît que les formes d'entrée et l'on désire que le réseau extraie de ces formes une certaine connaissance structurelle que l'on puisse par la suite utiliser dans d'autres systèmes. Dans notre cas, on utilise la technique de l'algorithme supervisé puisque l'on possède déjà des données au niveau du piézomètre 26. Les caractéristiques du piézomètre 26 sont les suivantes : 1) un ouvrage de profondeur 45,80 m, d'une altitude de 156,05 m et qui est implanté dans l'aquifère du Cénomanien, 2) il a enregistré un minimum de variation de son niveau piézométrique de 27,35 m en février 1995 et un maximum de 44,95 m en février 1990.

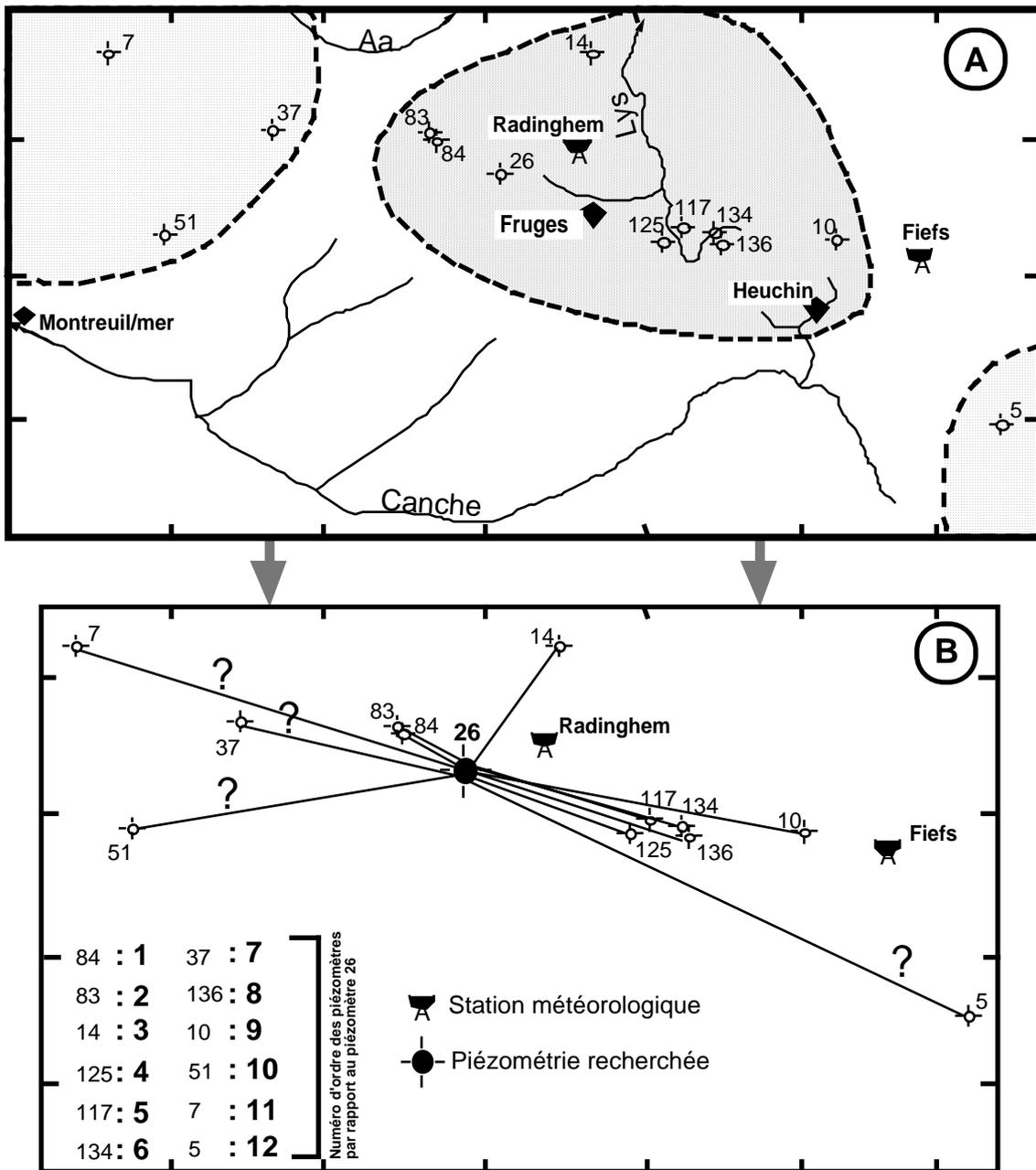


Fig. 86. A : Localisation et regroupement des piézomètres ; B : Classement des piézomètres par numéro d'ordre

Afin de déterminer les paramètres ainsi que les piézomètres qui influencent les comportements du niveau piézométrique du 26 (17-4X-26), nous avons utilisé un système itératif où à chaque fois on ajoute un nouveau paramètre dans la couche d'entrée du réseau. Pendant toutes les phases de calcul, nous avons été intéressés par (a) l'observation de la superposition des graphiques issus de la validation et de l'apprentissage du modèle, (b) l'évolution des résultats de la phase de test et (c) la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) de la phase de test. Cette dernière devrait être la plus faible possible. Les autres étapes, dont le partage des données se divise en trois groupes, 50% pour la phase d'apprentissage, 25% pour la phase de validation et 25% pour la phase de test, sont appliquées dans ce travail. De même, la procédure de calage, la détermination du nombre de couches et de nœuds dans la couche cachée sont respectées. Pour accélérer la phase de calcul, nous n'avons utilisé qu'une seule couche cachée.

Pendant cette étape de modélisation, nous avons introduit dans le modèle 21 paramètres dans la couche cachée dont : les précipitations (**RAINF**), l'évapotranspiration potentielle (**PETF**), la pluie efficace (**EFRAINF**), la température moyenne (**MTEMPF**) enregistrées au niveau de la station météorologique de Fiefs, la précipitation (**RAINR**), l'évapotranspiration potentielle (**PETR**), la pluie efficaces (**EFRAINR**), la température moyenne (**MTEMPR**) enregistrées au niveau de la station météorologique de Radinghem et les piézométries enregistrées aux : **18-1X-134**, **18-1X-136**, **18-2X-10**, **18-7X-5**, **18-1X-125**, **18-1X-117**, **17-3X-83**, **17-3X-84**, **17-1X-51**, **17-2X-37**, **17-4X-14**, **17-4X-26**, **17-1X-7**. Dans la couche de sortie, nous avons introduit un seul paramètre qui est le 17-4X-26. Nous avons schématisé l'architecture du réseau neuronal sur la figure (87).

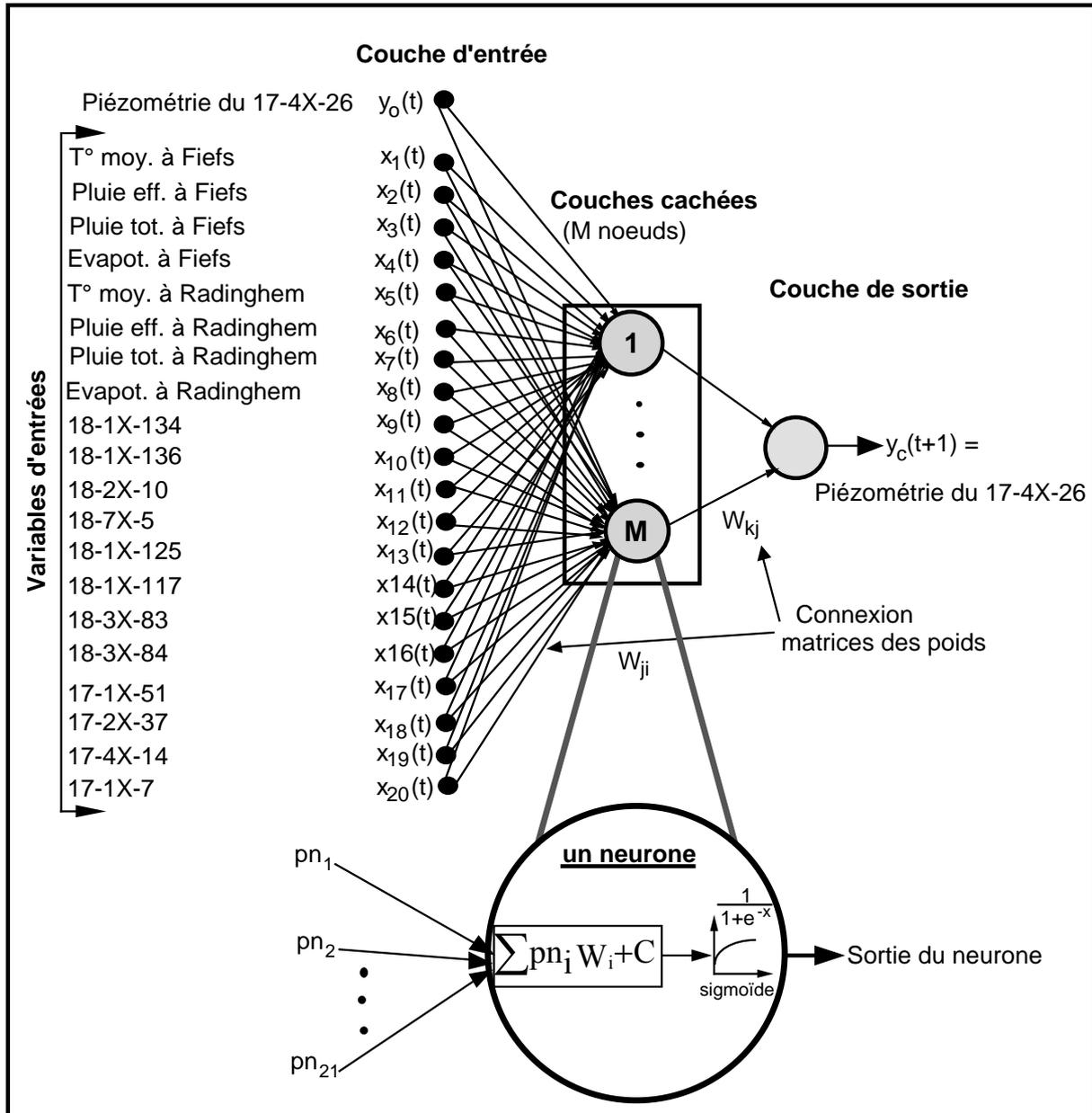


Fig. 87. Architecture simple d'un ANN à trois couches pour la simulation et la prévision de la piézométrie

Les résultats de cette première phase de modélisation sont illustrés dans l'annexe (V). Ces résultats révèlent que seule **EFRAINR**, **18-1X-117**, **17-3X-83** et **17-3X-84**

« influencent » la réponse piézométrique au niveau du piézomètre 26 suivant la figure (88). Sur cette figure, nous avons quatre paramètres d'entrée dans la première couche (c'est-à-dire quatre nœuds d'entrée), trois nœuds dans la couche cachée (ce nombre est déterminé après plusieurs itérations et correspond au minimum de RMSE du test) et un seul paramètre de sortie qui correspond au piézomètre 26. En effet, ces piézomètres implantés dans l'aquifère du Cénomaniens, appartiennent au même compartiment géologique et possèdent globalement les mêmes caractéristiques hydrogéologiques.

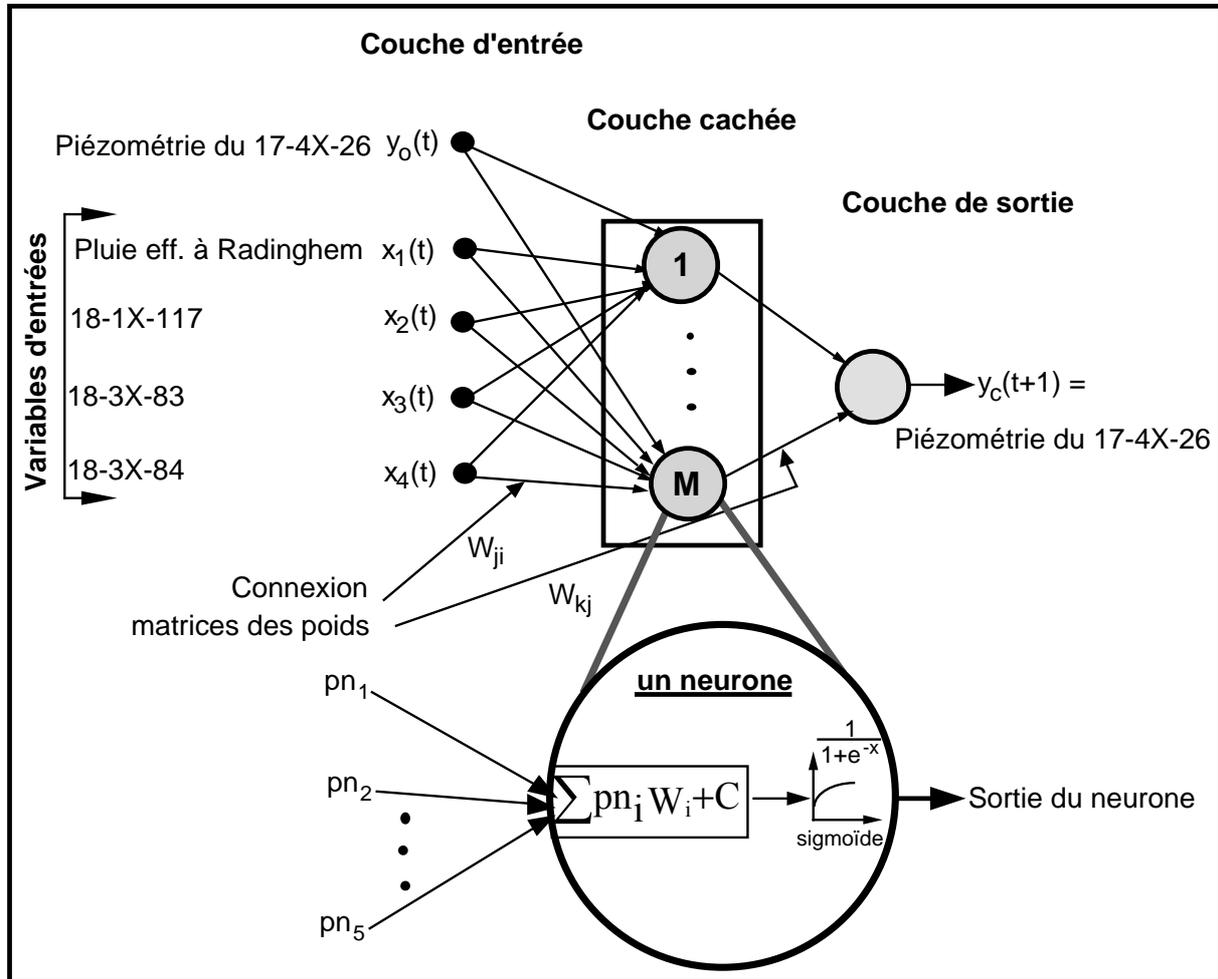
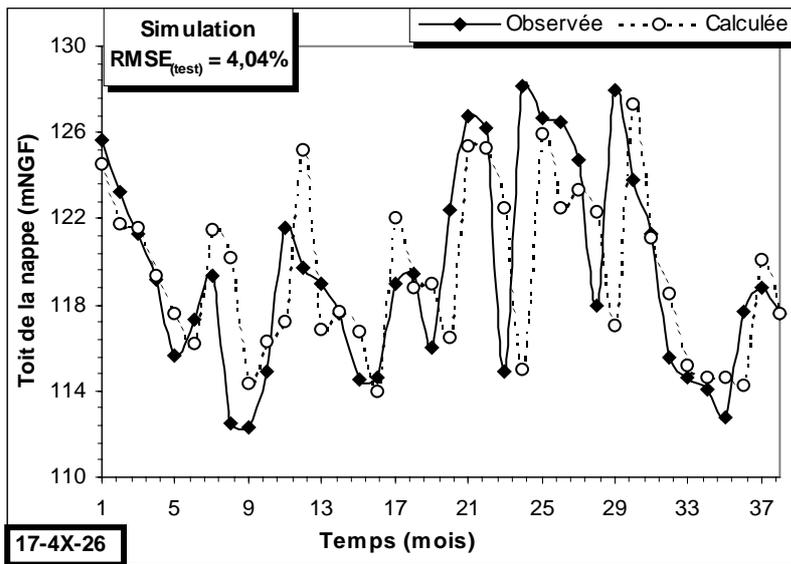
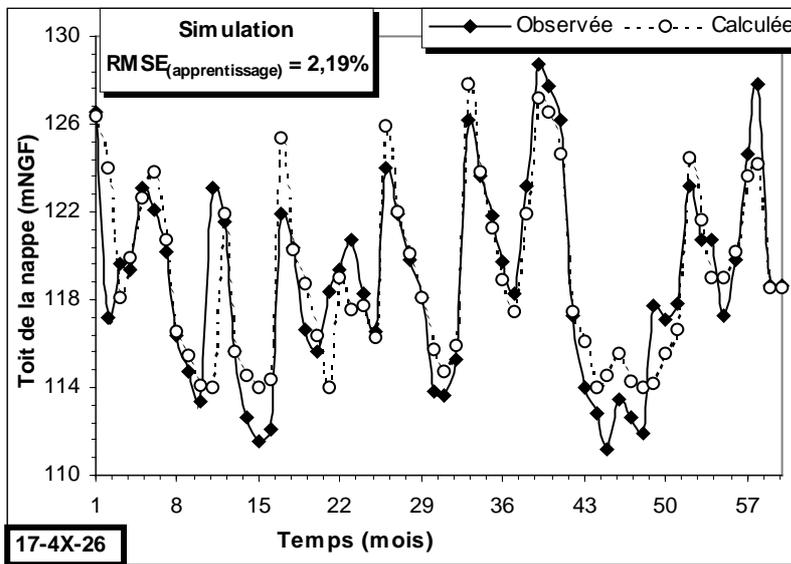


Fig. 88 Architecture simple d'un ANN avec trois couches pour la simulation de la piézométrie au niveau du piézomètre 17-4X-26

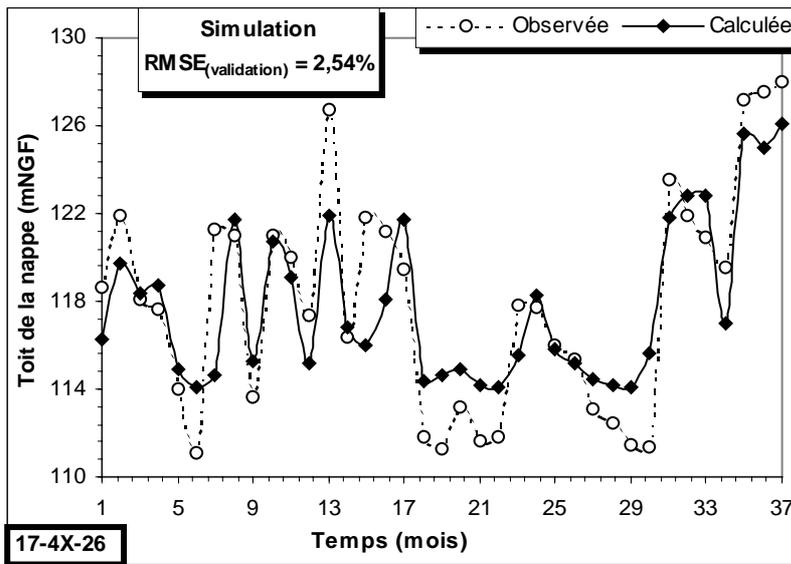
La figure (89) illustre les meilleurs résultats trouvés mentionnés dans l'annexe V pour une simulation de la piézométrie au niveau du piézomètre 26. Cette figure comporte les résultats de simulation pendant la phase de test (RMSE = 4,04%), la phase d'apprentissage (RMSE = 2,19%) et la phase de validation (RMSE = 2,54%).



Variables statistiques	Piézométrie observée	Piézométrie calculée
Moyenne	119,51	119,46
Médiane	118,96	118,86
Ecart type	4,69	3,78
Variance	22,03	14,34
Coefficient d'asymétrie	0,35	0,33
Minimum	122,27	113,94
Maximum	128,17	127,33



Variables statistiques	Piézométrie observée	Piézométrie calculée
Moyenne	118,93	119,08
Médiane	118,62	118,50
Ecart type	4,46	4,05
Variance	19,97	16,45
Coefficient d'asymétrie	0,215	0,48
Minimum	111,14	113,96
Maximum	128,69	127,82



Variables statistiques	Piézométrie observée	Piézométrie calculée
Moyenne	117,96	117,82
Médiane	117,78	116,23
Ecart type	5,01	3,64
Variance	25,16	13,31
Coefficient d'asymétrie	0,32	0,83
Minimum	111,09	114,06
Maximum	128,01	126,04

Fig. 89 Comparaison entre les hydrographes, simulé et observé, du niveau de la nappe au piézomètre 17-4X-26

Afin d'avoir plus d'informations sur la piézométrie dans le secteur du piézomètre 26, nous avons introduit dans le modèle un deuxième paramètre à simuler dans la couche de sortie. Ainsi, nous simulons la piézométrie au niveau de deux piézomètres. Les piézomètres choisis sont le 26 (17-4X-26) et le 84 (17-3X-84). Pour cette étape de travail, nous avons schématisé l'architecture du modèle sur la figure (90).

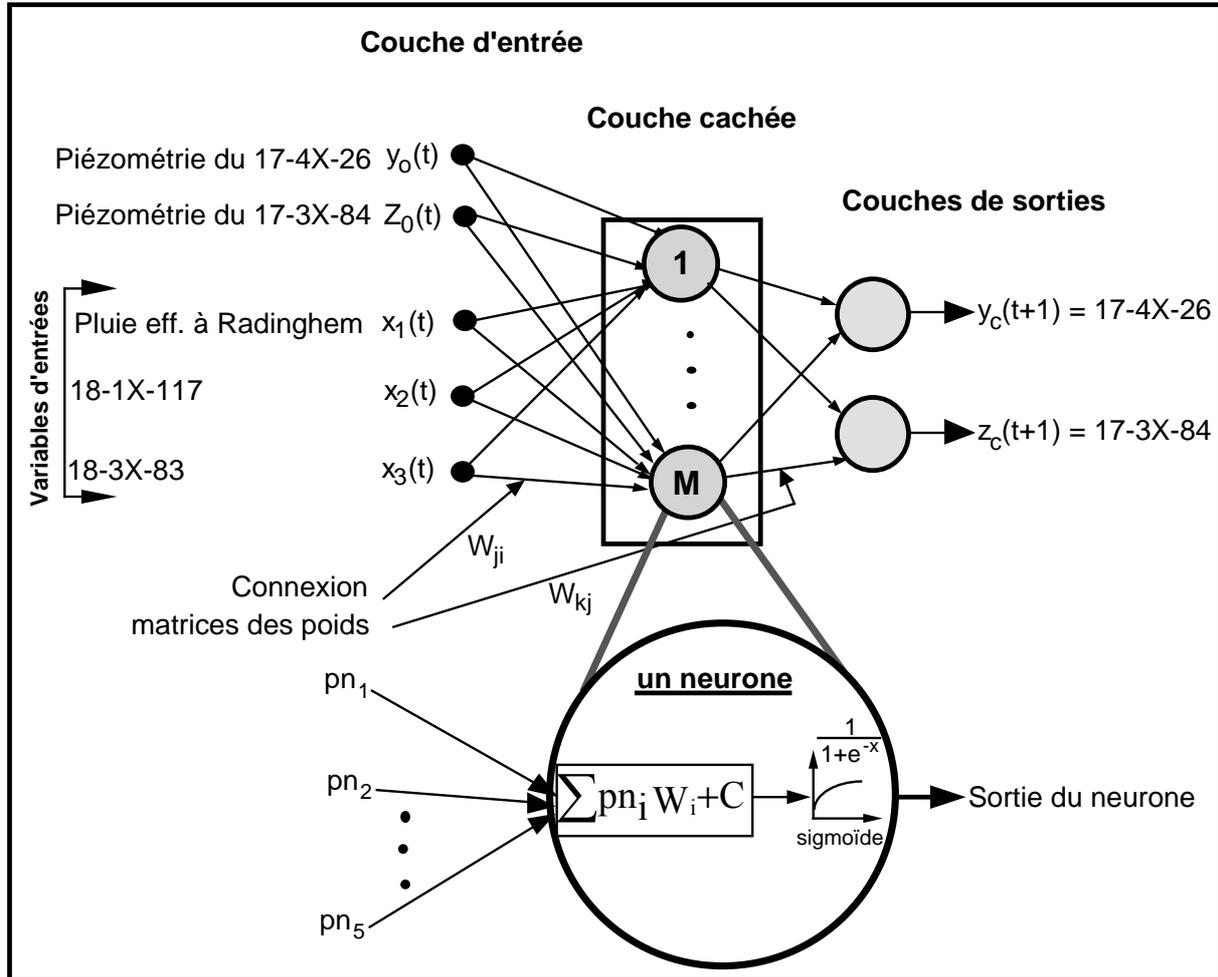


Fig. 90. Architecture simple d'un ANN avec trois couches pour la simulation de la piézométrie au niveau des piézomètres 17-4X-26 et 17-3X84.

Cette phase de modélisation a nécessité plusieurs étapes de calcul itératif afin de caler au mieux le modèle et de trouver la plus faible valeur de RMSE. Nous avons illustré les meilleurs résultats trouvés sur la figure (91). Cette figure comporte six graphiques dont trois sont pour la simulation de la piézométrie au niveau du piézomètre 17-4X-26 et les trois restants sont pour la simulation de la piézométrie au niveau du 17-3X-84.

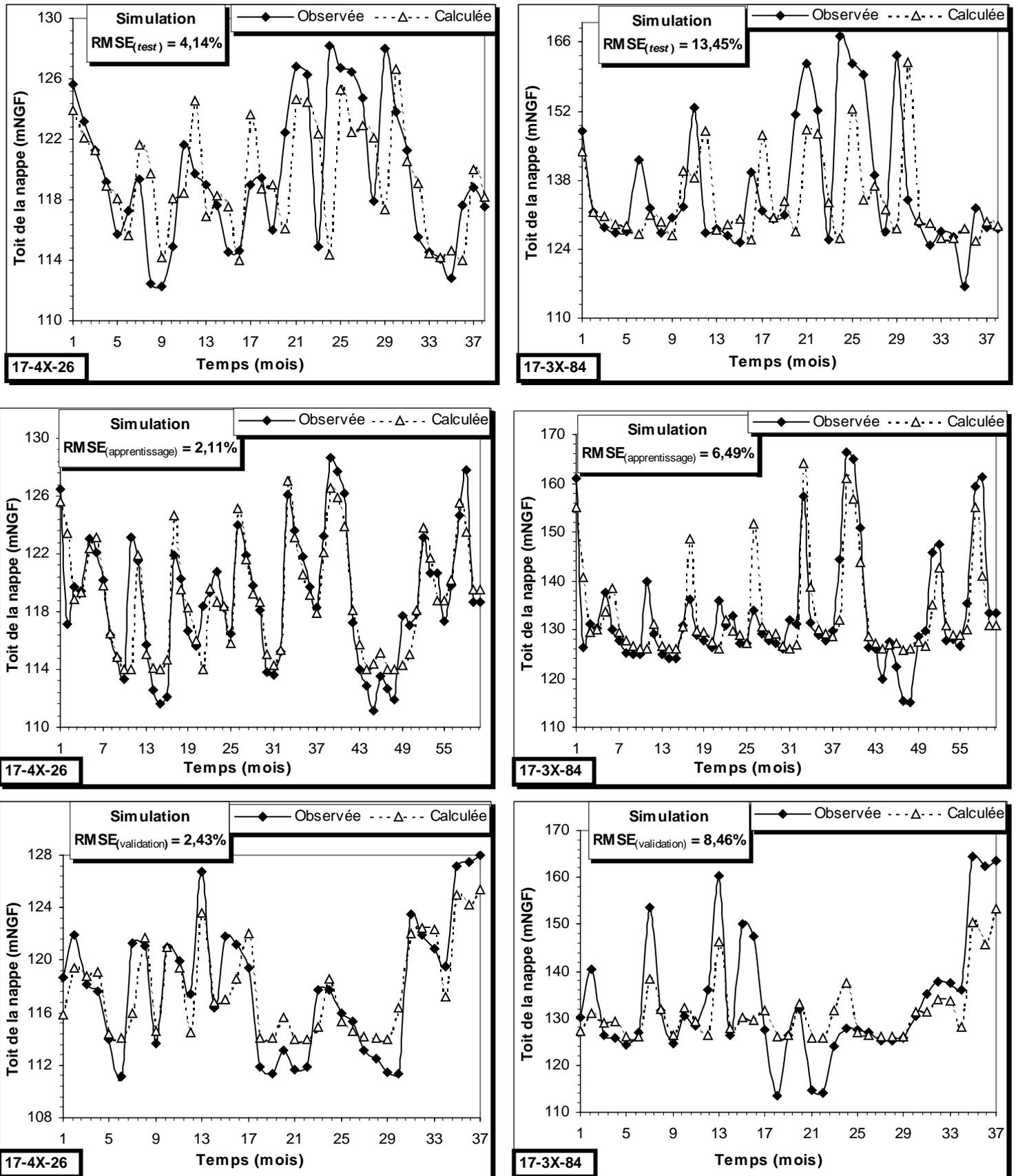


Fig. 91 Comparaison entre les hydrographes, simulé et observé, du niveau de la nappe aux piézomètres 17-4X-26 et 17-3X-84.

Comme on peut le remarquer sur les graphiques ci-dessus, la valeur de la RMSE de la simulation piézométrique au niveau du 17-4X-26 a augmenté par rapport aux résultats trouvés précédemment (Fig. 89). Il est évident que la valeur de la RMSE a augmenté puisque la convergence du modèle diminue lorsque l'on accroît le nombre de paramètres à simuler dans la couche de sortie. Cependant, le modèle converge mieux pendant la simulation du premier paramètre que pendant la simulation du deuxième. Les meilleures convergences du modèle pour la simulation de la piézométrie sont les suivantes : une RMSE de 4,14% pendant la phase de test, de 2,21% pendant la phase d'apprentissage et de 2,43% pendant la phase de validation pour le piézomètre 17-4X-26. Elle est de 13,45% pendant la phase de test, de 6,49% pendant la phase d'apprentissage et de 8,46% pendant la phase de validation pour le piézomètre 17-3X-84.

X-2-Prévision de la piézométrie

Après les simulations piézométriques au niveau des deux piézomètres (17-4X-26 et 17-3X-84), nous proposons de faire des prévisions au niveau de ces mêmes piézomètres. Dans le paragraphe précédent, lors de la simulation de la piézométrie au niveau de ces deux piézomètres, nous avons introduit dans la première couche du réseau neuronal quatre paramètres qui sont **EFRAINR**, **18-1X-117**, **17-3X-83**, **17-3X-84** et **17-4X-26**. Pour la prévision, nous avons pris en plus de ces piézomètres **RAINR**, **PETR** et **MTEMPR**. Ce choix de paramètres n'est pas aléatoire. En effet et comme nous l'avons montré pendant la phase de simulation de la piézométrie, l'évolution piézométrique dans cette zone dépend des paramètres **EFRAINR**, **18-1X-117**, **17-3X-83**, **17-3X-84** et **17-4X-26**. Mais, comme **EFRAINR** est calculée à partir de **RAINR**, **PETR** et **MTEMPR**, nous avons introduit ces paramètres dans la première couche du modèle. Dans la couche de sortie, nous avons simulé trois paramètres qui sont **EFRAINR**, **17-3X-84** et **17-4X-26**. Nous avons rajouté le paramètre **EFRAINR** dans la couche de sortie puisque c'est ce paramètre qui sera utilisé pour déterminer l'évolution du toit de la nappe et donc il est souhaitable de le recalculer. Nous avons schématisé l'architecture de cette procédure sur la figure 92.

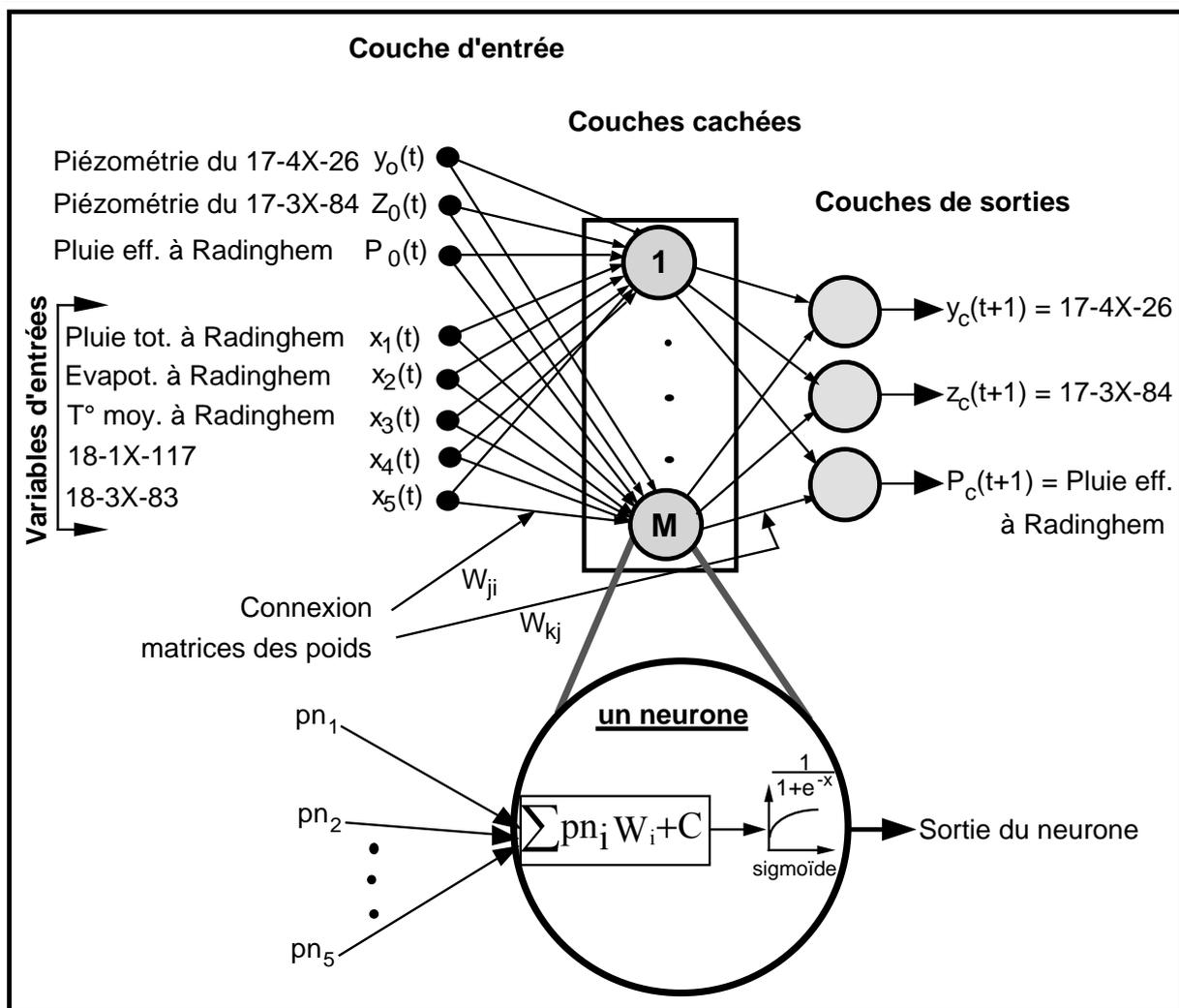


Fig. 92 Architecture simple d'un ANN avec trois couches pour la prévision de la piézométrie au niveau des piézomètres 17-4X-26 et 17-3X84 et de la EFAINR.

Sur la figure (93 & 94), nous avons illustré les meilleurs résultats trouvés pendant la phase de prévision à $t+0j$ et à $t+30j$, relatifs aux piézomètres 17-4X-26 et 17-3X-84. Pour la prévision de la piézométrie au niveau de ces piézomètres, nous avons choisi une période de 30 jours. Une période de prévision plus longue rend le calcul et le calage du modèle plus compliqués mais il faudrait signaler qu'il est possible de le faire.

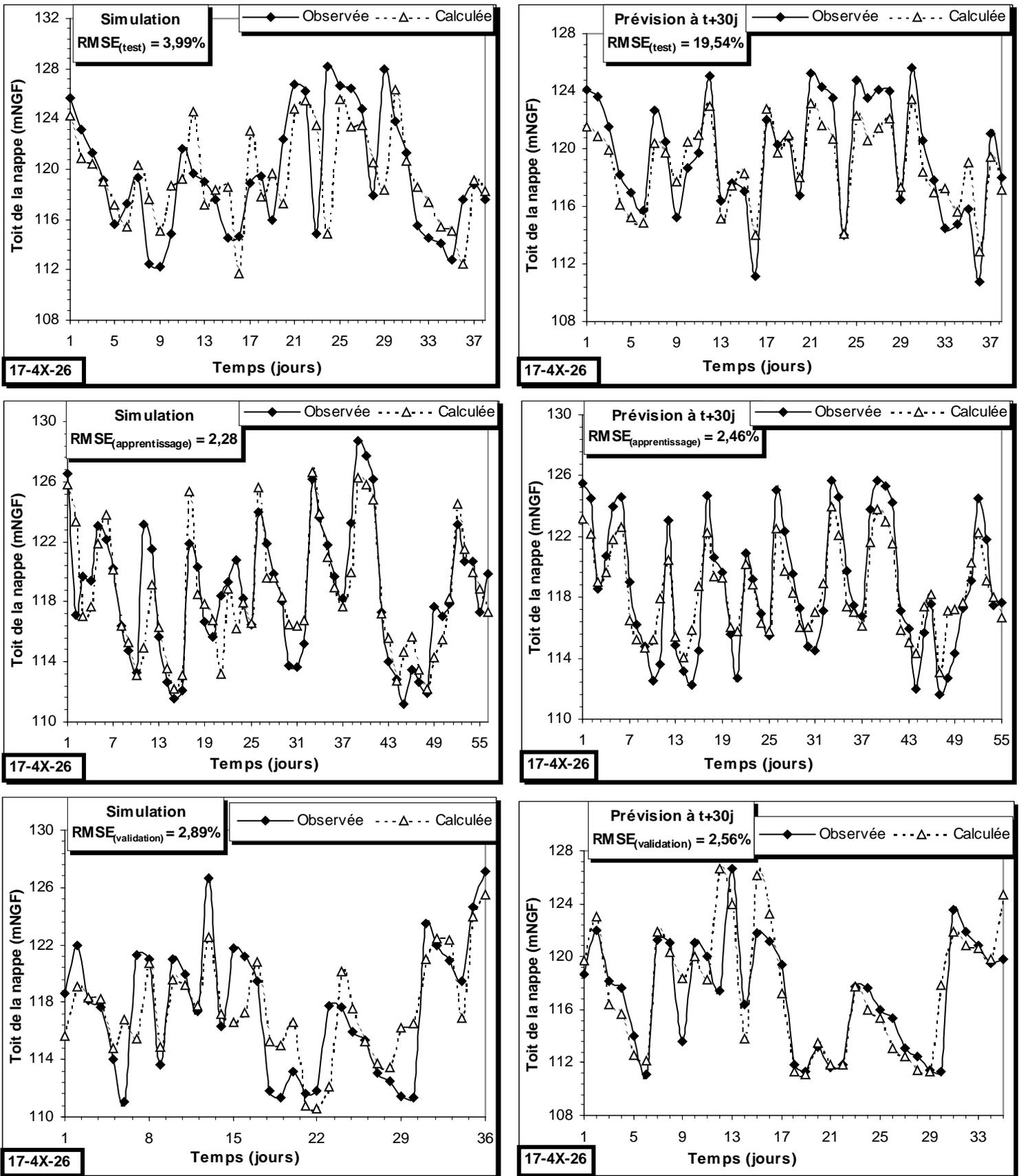


Fig. 93. 30 jours de prévision de la piézométrie au niveau du 17-4X-26.

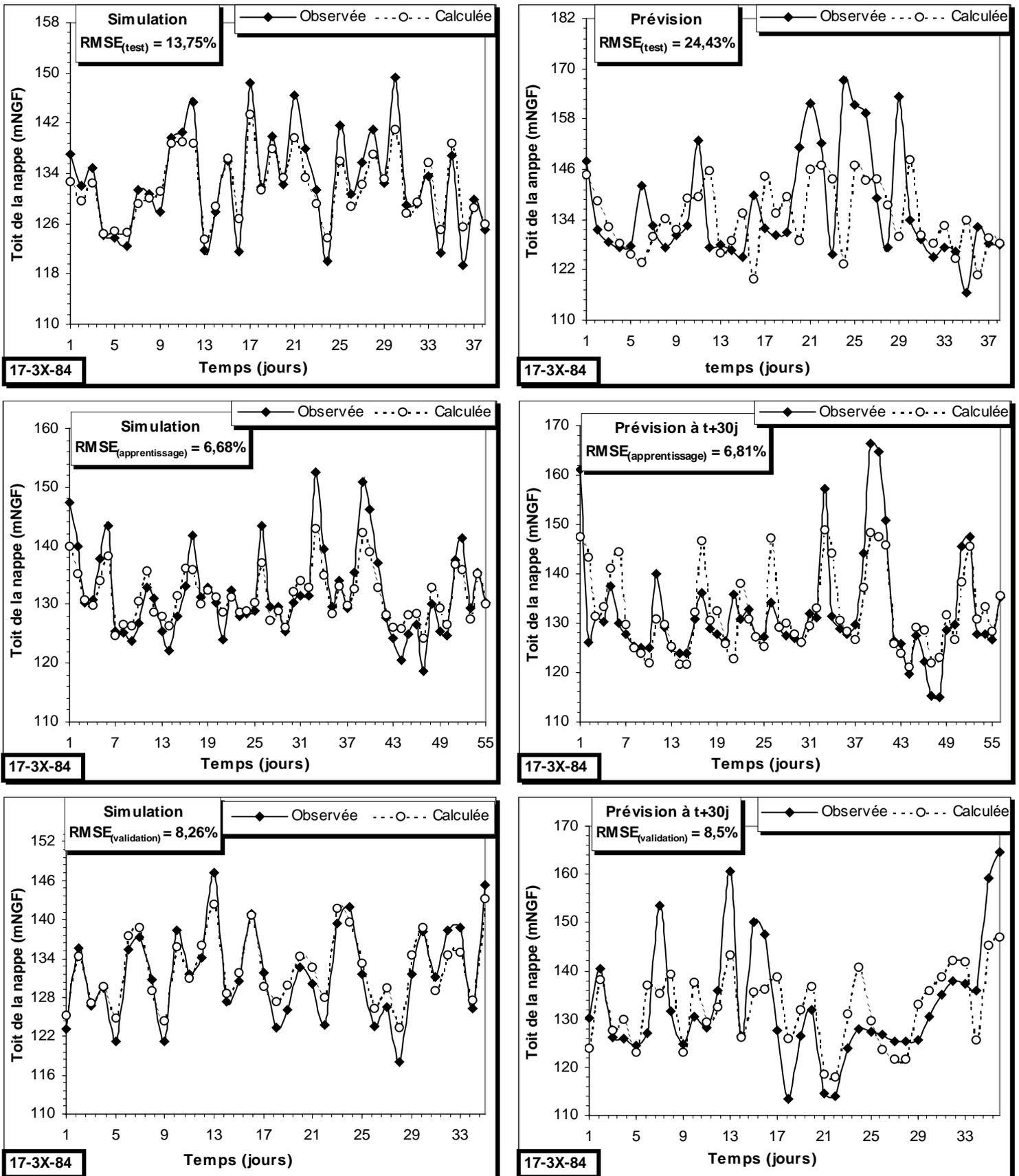


Fig. 94. 30 jours de prévision de la piézométrie au niveau du 17-3X-84.

D'après les graphiques ci-dessus, on remarque l'influence de l'ajout d'un paramètre dans la couche de sortie. En effet, le modèle commence à décliner, et par conséquent, on enregistre une RMSE plus élevée. Pour la prévision de la piézométrie au niveau du point 17-4X-26, on enregistre une valeur acceptable de la RMSE. En effet, l'ajout d'un deuxième paramètre dans la couche de sortie n'a pas trop influencé la convergence du modèle. Pour ce premier piézomètre, les valeurs de la RMSE sont de : 19,54%, 2,46% et 2,56% respectivement pendant les phases de test, d'apprentissage et de validation. Par contre, l'ajout d'un troisième paramètre dans la couche de sortie a beaucoup influencé les calculs et la convergence du modèle. En effet, nous avons enregistré des valeurs élevées de la RMSE de 24,43%, 6,81% et 8,5% respectivement pendant les phases de test, d'apprentissage et de validation du modèle pendant la prévision de la piézométrie au niveau du 17-3X-84.

XI- Conclusion

L'approche de la modélisation hydrodynamique par une méthode intégrant par l'utilisation d'un modèle numérique comme MMO8 et les réseaux neuronaux, est une "méthode originale" appliquée à un milieu calcaire et fissuré. L'avantage de cette méthode implique deux directions principales : en premier lieu, le système de modélisation inclut la connaissance experte humaine comme un facteur principal dans la modélisation. En second lieu, la combinaison des deux modèles, le réseau neuronal avec MMO8 où ce dernier a donné des bons résultats dans le milieu crayeux fissuré. En dernier, l'utilisation des réseaux neuronaux pour des simulations et des prévisions de la piézométrie ponctuelle au niveau d'un certain nombre de piézomètres.

Un point difficile dans l'utilisation de cette stratégie est la question de la précision des résultats du premier modèle. Les limites de cette méthode sont aussi signalées, avec la difficulté d'appliquer des données « non vérifiées » au réseau neuronal. Dans notre étude, le réseau neuronal est appliqué pour une tâche spéciale basée sur des données calculées par un modèle numérique, la question de la précision de ces données devient alors très importante. Le réseau neuronal révèle une capacité supérieure à modéliser ce paramètre particulier, parce qu'aucune connaissance antérieure au sujet des conditions mathématiques de ce paramètre existe.

Dans ce travail, nous avons montré que pour la méthodologie de modélisation par itération, il existe une limite optimale d'information temporelle à prendre en considération afin de modéliser l'hydrodynamisme dans un milieu crayeux fissuré. De plus, il existe un nombre limité de paramètres dans la couche de sortie. Pour les réseaux neuronaux, il existe une complexité optimale dans le choix du nombre de couches et de nœuds, dans la couche cachée du réseau. Malgré cette difficulté, nous avons trouvé que le réseau neuronal est capable de modéliser les sorties d'un modèle numérique avec une haute exactitude.

La modélisation par les réseaux neuronaux a produit une haute corrélation entre les valeurs observées et calculées, indiquant que les réseaux neuronaux deviendront un outil de modélisation attractif pour des évaluations et des prévisions. Utiliser cette méthodologie, c'est théoriquement possible de produire des simulations et des prévisions pour n'importe quel domaine. Nous avons montré qu'il existe une limite dans le temps. Cependant au-delà de cette limite, nous enregistrons une divergence du modèle qui se traduit par une diminution du coefficient de corrélation.



CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

La thématique de la thèse avait pour objectif principal la modélisation hydrodynamique de l'aquifère crayeux dans la région du Nord de la France dans le cas d'un réservoir souterrain considéré comme ayant une configuration géométrique homogène qui n'a pas d'influence sur les écoulements des eaux souterraines. Cependant, l'utilisation de nombreuses méthodes de la géologie appliquée a montré qu'il n'en pas ainsi, rendant plus complexe l'interprétation des variations des niveaux de la nappe ainsi que les modalités plus ou moins locales suivis par les eaux souterraines.

Afin d'établir un modèle hydrodynamique de simulation et de prévision des écoulements souterrains, le présent mémoire se proposait d'abord de préciser la géométrie géologique du réservoir hydrogéologique du secteur étudié et d'analyser les règles du contrôle sur les écoulements souterrains. Les observations directes et l'étude de forages n'ont pas permis de déterminer, malgré l'identification de niveaux repères de la craie, l'ensemble de la géométrie interne du réservoir crayeux de la zone étudiée. La combinaison entre ces données a conduit à réaliser les cartes des isobathes du Cénomaniens et du Turonien moyen qui soulignent l'existence de l'axe structural de l'Artois d'orientation NW-SE, élément structural majeur, comme indiqué dans de nombreux travaux antérieurs. Ces cartes permettent de préciser la trame structural régional.

La confrontation des résultats issus des interprétations des coupes lithologiques des sondages avec celles déduites de l'approche morphostructurale contribue à la compréhension de la configuration géométrique de l'aquifère.

Les résultats issus de l'examen attentif de toutes les carrières à ciel ouvert ainsi que des galeries d'anciennes exploitations souterraines ont conduit à déterminer la présence de structures (plis continus ou laminés), sur plusieurs affleurements. A l'Ouest de Fruges, les plis continus ont une surface axiale assimilée à des plans de longueur métrique, avec des directions N110-120E. Il s'agit de plis fortement dissymétriques. Les plis laminés, au SE de Verchocq, sont caractérisés par le laminage du flanc court, inverse, à très fort pendage. Les failles associées à ces plis et responsables du laminage du flanc court, possèdent une direction moyenne N100-120 et un pendage élevé, supérieur à 60° qui tend à s'atténuer en profondeur. Des plis, de longueur décimétrique et d'amplitude inférieure au mètre ont été également mis en évidence. Il est délicat de déterminer leur surface axiale, subverticale mais de directions diverses N90 à 150 (N120 au N de Fruges) mais aussi parfois plus méridiennes, à Wandonne (N de Fruges).

Les coupes géologiques réalisées selon deux directions perpendiculaires SW-NE et SE-NW, ont conduit à en évidence de nombreuses failles dans le secteur étudié : i) des failles de direction N110-120, au rejet pluri-décimétrique, correspondant à un trait tectonique majeur qui affecte la craie du Nord Pas-de-Calais, comme cela est indiqué dans de nombreux travaux antérieurs. C'est à cette famille que sont rattachées les failles de direction N150-170 ayant un fort pendage et de faible rejet. D'autres failles de direction N060°, à faible pendage et avec un rejet pluri-décimétrique, sont assez difficilement distinguées de celles N030°, plus redressées et au rejet plus réduit.

Pour définir la continuité de ces failles en profondeur, dans le substratum, nous avons utilisé la sismique réflexion. Les profils disponibles présentent de forts contrastes dans les formations du substratum paléozoïque, à une profondeur de l'ordre de 150 m. Par contre, pour les formations plus récentes qui les recouvrent, ces profils comportent de nombreux parasites qui rendent analyse et interprétation plus complexes. Cependant, il est possible de préciser le passage substratum/couverture, l'héritage et l'inversion tectonique de la région. Les failles inverses, parfois associées à des structures plissées qui affectent les terrains de la couverture mésozoïque, sont en continuité avec les surfaces majeures observées dans le Paléozoïque

comme le montrent les caractéristiques géométriques des structures du secteur de Matringhem (Nord Est de Fruges).

La combinaison des divers résultats, suite à l'utilisation des différentes méthodes, avec la structure régionale, a permis la réalisation d'une carte structurale réinterprétant la géométrie de la craie et donc celle de l'aquifère crayeux. En effet, dans les formations du Crétacé supérieur recouvrant le Paléozoïque, les trois directions structurales majeures, N030, N070 et N110, sont celles de failles et de plis fortement dissymétriques. Elles apparaissent sous l'influence directe des structures majeures hercyniennes du substratum bien identifiées plus à l'Est et plus au Nord, de façon directe dans le secteur minier ou indirecte sur les profils sismiques.

La connaissance à l'échelle du secteur d'étude a été réalisée d'un point de vue hydrogéologique, par l'exposé de différentes méthodes, dont la piézométrie. A cette échelle, deux campagnes piézométriques, l'une en mai 2001 (période de hautes - eaux) et l'autre en octobre de la même année (période de basses - eaux) ont permis de mettre en évidence la présence d'un axe de partage des eaux souterraines passant globalement par Fiefs, Fruges et Desvres. Un écoulement moyen de la nappe sous la plaine de Flandres au nord de cet axe, vers le sud, vers la Canche, pour la partie sud de ce même axe. Ainsi que les cartes piézométriques obtenues confirment qu'en écoulement naturel, dans certains secteurs, la surface piézométrique d'une nappe libre en milieu poreux homogène suit dans ses grandes lignes, les formes topographiques du sol, tout en atténuant fortement les amplitudes (recharge dans les parties hautes, drainage vers les vallées). Mais, l'examen attentif des cartes piézométriques ainsi que les cartes des sens d'écoulements des eaux souterraines du secteur étudié montrent l'existence de zones de perturbation dans les écoulements souterrains. La superposition, de la carte structurale tracée précédemment avec celle de la piézométrie, nous a permis de concevoir un modèle structure -écoulements souterrains dans le secteur de Rollez (Nord Ouest de Fruges) et sa validation dans le secteur de Lisbourg (Est de Fruges). Les résultats du modèle prennent en compte l'existence d'une réelle influence et le contrôle des failles sur les écoulements souterrains. Les paramètres physiques du réservoir crayeux, déterminés à partir de l'évolution ponctuelle de la piézométrie sous l'influence de la pluie efficace sont relativement proches de ceux cités dans la bibliographie ou déterminés par des méthodes classiques de terrain dont les essais de pompage.

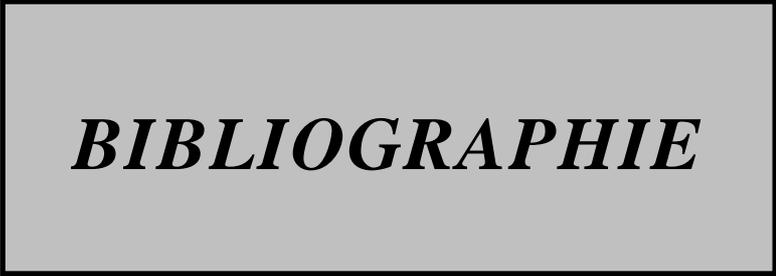
L'étude des comportements hydrodynamiques de quelques points d'émergences de la nappe sous l'influence des pluies météoriques nous a montrés que parmi les points d'eau suivis régulièrement, il y en a un qui s'est comporté comme un conduit souterrain. Il s'agit du complexe des Fontaines-aux-Faux (SF1). A la suite des premières pluies d'hiver, on assiste à une évolution rapide et importante de la hauteur d'eau à la sortie des sources avec une eau à forte turbidité. Les matières en suspension, de l'argile et du limon, indiquent que nous sommes probablement en présence d'un système karstique ouvert qui favorise l'arrachement et la mise en suspension des éléments de formations sédimentaires relativement proches de la surface lors de fortes pluies. D'autres points d'eau, au contraire, n'enregistrent qu'une faible évolution de leurs hauteurs d'eau et conservent une eau claire. Ces résultats soulignent la non communication entre l'aquifère du Turonien et celui du Cénomaniens. L'évolution des hauteurs d'eau au niveau des sources enregistre un décalage dans le temps entre l'événement pluvieux et l'évolution au niveau de l'hydrogramme. La méthodologie que nous avons proposé nous a permis de calculer ce décalage, dans le temps, de tous les paramètres physico-chimiques. L'étude hydrochimique des points d'eau révèle que les courbes de variation saisonnière suivent assez bien le schéma classique proposé par certains auteurs.

Les deux modèles hydrodynamiques réalisés peuvent servir de support à une gestion prévisionnelle de la ressource en eau dans l'état actuel des connaissances. En effet, grâce à l'application du modèle des réseaux neuronaux dans la détermination des paramètres qui influencent la piézométrie et le flux sortant au niveau des points d'émergences de la nappe,

(simulation et prévision), nous avons montré l'importance de ce type de modélisation dans le domaine de l'hydrogéologie. Nous avons trouvé des résultats forts intéressants malgré la complexité des milieux hydrogéologiques et les paramètres pris en considération par rapport à d'autres domaines. La combinaison des deux modèles, respectivement numérique MMO8 utilisant de nombreux paramètres, gérés et optimisés en fonction de contraintes d'exploitation particulière à la région et le code ANN qui ignore non seulement les relations entre les paramètres d'entrée mais aussi entre les paramètres d'entrée et de sortie du modèle. L'originalité de notre démarche passe par le constat que les données de sortie du premier modèle constituent les entrées du deuxième modèle. C'est ainsi que nous avons démontré que les résultats calculés à l'issue du traitement numérique sont très proches du domaine naturel.

Les résultats de l'utilisation des réseaux neuronaux pour la simulation et la prévision de la piézométrie soulignent une bonne approximation avec ceux mesurés réellement sur le terrain par les sondes piézométriques.

L'application des réseaux neuronaux dans certains domaines de la science et de l'ingénierie est encore très restreinte. Cependant, nous pourrions appliquer cette nouvelle technique de modélisation dans des domaines de la géotechnique, de l'hydrologie de surface et souterraine.



BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- Abd Aziz, A.R. & Wong, K.F.V., 1992.** A neural network approach to the determination of aquifer parameters. *Ground Water* 30 (2), 164-166.
- Aufrère L. (1929).** Les rideaux : étude topographique. *Ann. Géogra. Paris* XXXVIII, p. 529-560.
- Amédéo F. & Destombes, P. (1978).** Répartition des ammonites dans l'Albien moyen et supérieur, argileux, de Wissant (Boulonnais). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 15, 4, 9-15.
- Amédéo F. & Magniez-Jannin, F. (1982).** Corrélations lithologiques et biostratigraphiques dans l'Albien du Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 101, 133-143.
- Amédéo, F. & Robaszynski, F. (1998).** L'Aptien-Albien à Wissant et au Tunnel sous la manche à Sangatte (France) : la transgression éocène au Nord du bassin de Paris. *Géologie de la France, B.R.G.M.*, 4, p. 15-26.
- Bakalowicz, M. (1979).** Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. *Thèse Doc. ès Sciences, Paris VI*, 269p.
- Bakalowicz M. & Mangin A. 1980.** Un précieux informateur hydrologique : le système chimique CO₂-H₂O-Carbonate. *Acte Coll. « cristallisation, déformation, dissolution des carbonates » Bordeaux*, p. 11-23.
- Bakalowicz, M. (1982).** La genèse de l'aquifère karstique vue par un géochimiste. *Actes de la réunion monográfica sobre el karst, Larra, ISABA, NAVARA, Espagne. P.* 159-174.
- Beale, R., & Jackson, T. (1990).** Neural computing: an introduction. *IOP Publishing, Bristol*.
- Beckelynck, J. (1981).** Traitement régionalisé des paramètres contribuant à la gestion des nappes. Application à la modélisation de la nappe de la craie dans le bassin de l'Aa et de la moyenne Lys. *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Lille I*, 132p.
- Benkadja R., 1987.** Hydrogéologie du massif du Gar-Cagire (Pyrénées Garonnaises). *Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Toulouse*, 280p.
- Bertrand, M., Margron M. & Piraud M. (1989).** Mesure et calcul de la perméabilité des craies cénomaniennes. « Le Tunnel de la Manche. Géologie et géotechnique. *Actes des journées d'études organisées à l'Ecole Nat. Des Ponts et Chaussées. 31 Mars et 1^{er} Juin 1989, Paris*, 7p.
- Beaudeau, P., Leboulanger, T., Lacroix, M., Hanne-ton, S., Wang, H.Q., 2000.** Forecasting of turbid floods in a karstic drain using an artificial neural network. *Ground water*, 39 (1), 109-119
- Billaux, D. (1990).** Influence de la connectivité d'un réseau de fractures sur sa réponse à un essai de pompage," in *Proceedings of the International Symposium on Rock at Great Depth (Pau, France, August 1989)*, Vol.1, pp. 473-480. V. Maury and D. Fourmaintraux, Eds. Rotterdam: A. A. Balkema, 1990.
- Birtles A. B. (1978).** Identification and separation of major base flow components from a stream hydrograph. *Water Res. Research*, 14, n°5, p. 791-803.
- Bishop, C.M. (1995).** Neural Networks for pattern Recognition, *Oxford University Press, Oxford*, 482.
- Boers P. C. M. (1991).** The influence of pH on phosphate release from lake sediments. *Wat. Res.* Vol. 25. N°3, p.309-311
- Bonnet, Th. (1995).** Influence des paramètres morphostructuraux sur les exutoires naturels et artificiels de la nappe de la craie. *DEA. Univ. de Lille1*, 67p.
- Bonnet, Th. & Colbeaux J.P. (1999).** L'analyse morphologique spatialisée : apports d'une méthode à la détection des accidents, une nécessité dans l'approche hydrodynamique et karstologique des aquifères fissurés. Exemples dans le Nord de la France crayeux. *Geodinamica Acta*, 12, 3-4, p.223-235.
- Bonte, A. (1954).** Poches de dissolution, argile de décalcification et grès mamelonnés dans la région d'Arras (Nord-Pas-de-Calais). *Ann. Soc. Géol. Nord* 84, p. 67-93
- Bonte, A. (1955).** Sur quelques aspects de la dissolution des calcaires. *80^{ème} congrès Soc. Av. Lille*, p.109-116
- Bonte, A. (1965b).** L'argile à silex. *Bull. liaison Lab. Routiers Ponts et Chaussées*, n°24, mars - avril 1967, p.2-1 à 16.
- Bonte, A. (1963).** Les remplissages karstiques. *Sedimentology*, 2, p. 333-340.
- Bonte, A. (1967).** « L'argile à silex » du Nord de la France. *Mém. H.-sér. Soc. Géol. France*, n°4, p. 7-8.

- Bonte, A. (1969).** - Le Boulonnais in géologie du Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, **XXXIX**, p.23-46.
- Bonte, A. (1971).** Poches de dissolution et argile résiduelle. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **91**, p. 39-46.
- Bouzo A. (1962).** Contribution à l'étude de la structure du bassin houiller du Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **82**, p. 27-37.
- Bouzo A. (1988).** Réflexions sur l'orogénèse varisque dans le Nord de la France: Grande faille du Midi et tectonique globale. Essai de généralisation. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **108**, p. 45-57.
- Boursault, H. (1894).** Ravins secs des terrains calcaires. *Le Naturaliste*, 2ème série, tVII, p. 25-27
- Bracq, P. , Hanich, L. , Delay, H. & Crampon, N. (1992a).** Mise en évidence par traçage d'une relation rapide entre la surface et les eaux souterraines, liée à des phénomènes de dissolution dans la craie du Boulonnais (Nord de la France). *Bull. Soc. géol. France*, **163**, **2** , 195-203.
- Bracq, P. , Colbeaux, J. P. , Maqsood, A. , Delay, F. & Crampon, N. (1992b).** Vers une nouvelle définition du concept de bassin versant en pays crayeux fracturé à partir de l'étude hydrogéologique du système aquifère des sources de la Lys : 5^{ème} coll. « Hydro. en Pays Calcaire », Proceedings, Neuchâtel, Suisse, *Ann. Sc. Univ. Besançon*, Volume I, 77-87.
- Bracq, P. (1994).** L'effet d'échelle sur le comportement hydrodynamique et hydrodispersif de l'aquifère crayeux ; apports de l'analyse morphostructurale. *Thèse. Univ. Lille I*, 244p.
- Briquet, A. (1922).** Carte tectonique de l'Artois et des régions voisines. *XIII^e Congr. Géol. Intern., Bruxelles*, 387-422.
- Brochet P. & Gerbiers N. (1975)** : l'évapotranspiration. *Monographie n°65, S.M.M. Climatologie, Paris*, 95p.
- Brunin A. S. (2000).** Comportement hydrodynamique de la nappe de la craie sur le pourtour de la Boutonnière du Boulonnais. *Thèse Univ. Littoral.*, 235 pp.
- Calba F. (1980)** : hydrogéologie du karst crayeux du pays de Caux (France). Etude de deux bassins. *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Paris VI*, 189p.
- Carlier, E. ; Colbeaux, J. P. & Crampon, N. (1983).** Détermination des écoulements souterrains en milieu calcaire fissuré à l'aide des traits morphologiques. Application aux calcaires paléozoïques de l'Avesnois. *Hydrogéologie, Géol. Ing.*, **4**, 279-286.
- Castany, G. (1963).** Traité pratique des eaux souterraines. Dunord, Paris, 2^{ème} éd. 696p., 410 fig.
- Caulier, P. (1974).** Etude des faciès de la craie et de leurs caractéristiques hydrauliques dans la région du Nord. *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Sc. et Tech. Lille*, 156 pp.
- Charlez, P. A. (1995).** Pore collapse : a major plastic mechanism in soft porous rocks. *News journal of the international society for rocks mechanics volume 3 Nr 1-summer 1995*, p. 11-13
- C.F.P. (M) ; COPESEP ; R.A.P. & S.N.P.A. (1965).** Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France.- *Ann. Soc. géol. Nord*, **LXXXV**, 273-281, 3 pl. h.-t.
- Colbeaux, J.P. (1974).** Mise en évidence d'une zone de cisaillement Nord-Artois. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **278**, 1159-1161.
- Colbeaux, J.P. (1975).** Géométrie et cinématique de la fracturation en Boulonnais. Extension vers l'Est. *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Lille I*, 141 p.
- Colbeaux, J. P. & Mania J. (1976).** Relations entre la fracturation et l'écoulement des eaux superficielles et souterraines en pays crayeux au Cran d'Escalles. Application à l'Artois. *Deuxième Coll. D'Hydrologie en Pays Calcaire, Besançon, Ann. Scient. Univ. Besançon, Géol., Volume 25, Part 3*, 179-194.
- Colbeaux J. P., Leplat J., Paepe R. & Sommé J. (1978).** Tectonique récente dans le Nord de la France et le Sud de la Belgique ; exemple de la plaine de la Lys (feuille d'Hazebrouck à 1/50 000). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. **XCIII**, p. 179-188.
- Colbeaux, J.P., Dupuis, Ch., Robaszynski, F., Auffret, J.P., Haesaerts, P. & Sommé J., (1980).** Le détroit du Pas-de-Calais : un élément dans la tectonique de blocs de l'Europe nord-occidentale. *Bull. inf. géol. Bassin Paris*, **17**, p.41-54.
- Colbeaux J. P., Sommé J. & Tuffreau A. (1981).** Tectonique quaternaire dans le Nord de la France : l'apport du gisement paléolithique de Biache-saint-Vaast. *Bull. Ass. Fr. Et. Quaternaire*, **3-4**, p. 183-192.
- Colbeaux J. P. & Sommé J. (1985).** Signification des analyses de " linéaments " dans le Nord de la France.- *Hommes et Terres du Nord*, **3**, 195-200.
- Colbeaux J.P. , Amedro F., Bergerat F., Bracq P., Crampon N., Delay. F., Dupuis Ch., Lamouroux Ch., Robaszynski F., Somme J., Vandycke S., & Vidier J.P. (1993).** Un enregistreur des

- épisodes tectoniques dans le Bassin de Paris : le Boulonnais. *Bull. Soc. Géol. France*, 164, 1, p. 93-102.
- Cottez C. & Dassonville G. (1965).** Carte de la surface piézométrique de la nappe de la craie dans la région du Nord (1/200 000). *BRGM*.
- Coulibaly, P., Anctil, F., Bobée, B., (2000).** Coulibaly, P., Anctil, F. & Bobée, B. (2000). Daily reservoir inflow forecasting using artificial neural networks with stopped training approach, *J. of Hydrology* 230, 244-257.
- Crampon N., Carlier E., Colbeaux J.P., Droz B., & Lempereur R. (1987).** Guides structuraux de l'écoulement souterrain dans les formations paléozoïques carbonatées de l'Avesnois (Nord de la France). *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. III, n°4, p.783-796.
- Crampon, N., Roux, C. & Pracq, P., (1993).** Hydrogéologie de la craie en France. *Hydrogéologie*, 2, p. 81-123.
- Cybenko, G. (1989).** Approximation by superposition of sigmoidal functions, *Mathematics of control, signals and systems*, 2, p 303-314, p.377-403
- Dassonville, G., Fontenier, B., Plat, R., Rossignol, F., Syssau, A. & Viala, J.P. (1966).** Données hydrogéologiques au 1/20 000^e et au 1/25 000^e : Guines (3 à 8), Cassel (5), Desvres (1 à 8), St Omer (1 à 8), Fruges (2 à 4 et 8), Lillers (1-2-5). *BRGM*
- Daubrée, A. (1879).** Etudes synthétiques de géologie expérimentale, 1, *Dunod*, Paris, 478 p.
- Dayhoff, J. E., (1990).** Neural network architectures. *Van nostrand reinhold*, New York.
- Degallier R. (1972).** Un modèle de simulation des écoulements superficiels et souterrains : Le modèle SMERO. *Bull. BRGM, sect. III, n)3, pp . 23-42*
- Degallier R. (1975).** Interprétation des variations naturelles du niveau des nappes souterraines. Applications aux données provenant du bassin versant de Korhogo (Côte d'Ivoire). *Doctorat d'Etat. Univ. Sc. et Tech. Montpellier*, 231p.
- De Foucault B., Colbeaux J.P., Bonnet Th., Bracq P., Courtecuisse R., Debuysier M., Douay F., Fourier H. & Louche B. (1997).** Les creuses de la région Nord/Pas-de-Calais : premiers résultats multicritères. *Ann. Soc. Géol. Du Nord. T. 5 (2^{ème} série)*, p.385-394.
- Delay F., Bracq P. & de Marsily G. (1991).** Traitement informatisé de linéaments morphostructuraux. Mise en œuvre et perspectives d'application à l'hydrogéologie. *Séance spécialisée "objets géologiques", Soc. Géol. Fr. , International Stereology Soc., sp. Vol. , Paris*, 21-24.
- Delay, F., Bracq, P. & Colbeaux, J. P. (1992).** Cartographie numérique de linéaments morphostructuraux exemple d'application de l'hydrogéologie de la craie du Nord de la France. *Bull. soc. Géol. France*, 163, 3, p. 345-352.
- Delattre Ch., (1969).** Les grands traits géologiques de l'Artois. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 89, 79-90.
- Destombes J.P. & Shephard-Thorn E. (1972).** résultats géologiques des recherches pour l'implantation d'un tunnel sous la Manche (1964-1965). *Mém. BRGM*, 79, 101-115
- Desoignies J. & Rossignol P. (1965).** Données hydrogéologiques et géologiques au 1/20 000^e de la feuille de Lillers (3-4). *BRGM*.
- Dewez, S. (1997).** Etude du débit de la Fontaine-aux-faux. *Rapport de Maîtrise Sciences de la Terre. USTL*, 20p.
- Doremus, C. (1978).** Les craies du Nord de la France, corrélations entre la lithostratigraphie, la microstructure et les propriétés mécaniques. *Thèse de 3^{ème} cycle USTL*.
- Dupriez, N (2002).** Evolution de la porosité dans une zone faillée : Exemple dans la craie de la Bordure Nord du Bassin de Paris. *Rapport de stage de Maîtrise Sciences de la Terre. USTL*, 25p.
- Durousseau, Philippart & Ramon, (1969).** Renforcement du débit d'étiage de la Lys par surexploitation saisonnière de la nappe de la craie. *Rapport BRGM 70 SGN 131 NPA*
- El-Oouafi M. (1993).** Etude des étiages en région crayeuse par l'analyse des tarissements. Application aux bassins de l'Aa, de l'Authie, de la Hem et de la Liane (nord de la France). *Thèse Univ. Sc et Tech.*, 285p.
- Elshorbagy, A., Simonovic, S.P. & Panu, U.S., (2000).** Performance evaluation of artificial neural networks for runoff prediction. *ASCE Journal of hydrologic Engineering* 5 (4), 242-427.
- Faillat J. P., (1984).** Utilisation de l'oxygène dissous comme indicateur de structures hydrogéologiques : exemple d'application aux aquifères karstiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 298, II, 9, 419-422
- Faillat J.P. & Puradimaja D. J. (1995).** Evaluation à l'échelle régionale des contraintes hydrochimiques sur la gestion des eaux souterraines karstiques. Exemple du Languedoc Roussillon, *Hydrogéologie*, 1, 97-112.

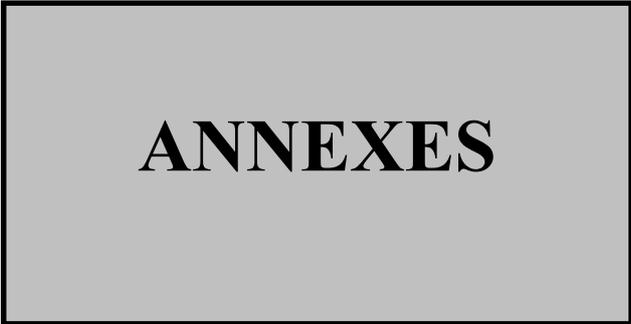
- French, M., Krajewski, W. & Cuykendall, R.R., (1992).** Rainfall forecasting in space and time using a neural network. *Journal of hydrology* 137, 1-31.
- Gosselet J. (1903).** Un sondage à Merlimont (Pas-de-Calais). *Ann. Soc. géol. Nord*, XXXII, 138-145.
- Gosselet J. (1905).** Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et sondages du Nord de la France. Fasci. 2, région de Lille. *Imprimerie nationale Paris*. 98p.
- Gosselet J. (1908).** Note sur quelques failles communes aux terrains crétaciques et houillers.- *Ann. Soc. géol. Nord*, XXXVII, 80-109.
- Gosselet J. (1910).** Note additionnelle et rectificative concernant les failles épicrotécées de l'Artois, *ASGN*, XXXIX, p. 36-38.
- Gosselet J. (1911).** Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et sondages du Nord de la France. Fasc.3, région de Béthune. *Imprimerie nationale Paris*, 181p
- Gouze P., Hassani R., Bernard D. & Coudrain-Ribstein A. (2001).** Calcul de l'évolution de la perméabilité des réservoirs sédimentaires contenant des argiles : application à la zone de la faille de Bray (bassin de Paris). *Bull. Soc. France*, t. 172, n°4, pp. 427-436
- Guillocheau F., Robin C., Allemand P., Bourquin S., Brault N., Dromart G., FriedenberG R., Garcia J.-P., Gaulier J.-M., Gaumet F., Grosdoy B., Hanot F., LE Strat P., Mettraux M., Nalpas T., Prijac C., Rigollet C., Serrano O. & Grandjean G. (2000).** Meso-cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3D stratigraphic constraints. - *Geodinamica Acta* 13, p.189-246.
- Haykin, S. (1994).** *Neural networks: a comprehensive foundation*. Macmillan College Publishing Company, New York.
- Haykin, S. (1996).** *Neural Networks a comprehensive foundation*, Prentice Hall
- Healy R.W. & Cook P. G., (2002).** Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*. V. 10, N°1, p. 91-109.
- Hirech S. (1992).** Relation entre fracturation- Morphologie. Exemple des feuilles de Fruges et de Lumbres . Implication hydrogéologiques. - *DEA. Univ. Lille*, 67p.
- Hornik, K., Stinchcombe, M. & White, H. (1989).** Multilayer feedward networks are universal approximators. *Neural Networks* 2, 359-366.
- Hsu, K.L., Gupta, H.V. & Sorooshian, S. (1995).** Artificial neural network modelling of the rainfall-runoff process. *Water Resour. Res.* 31 (10), 2517-2530.
- Jensen H. S. & Andersen F. Q. (1992).** Importance of temperature , nitrate and pH for phosphate release from aerobic sediments of four shallow eutrophic lakes. *Oceanogr. Vol. 37*, N°3, p. 577-589.
- Johson, V.M. & Rogers, L.L., (2000).** Accuracy of neural network approximators in simulation-optimisation. *J. Water resour. Planning and Management*. 48-56.
- Kang, K.W., Park, C.Y. & Kim, J.H., (1993).** Neural network and its application to rainfall-runoff forecasting. *Korean Journal of Hydroscience* 4, 1-9.
- Karunanithi, N., Grenney, W.J., Whitley, D. & Bovee, K., (1994).** neural networks for river flow prediction. *Journal of Computing in civil Engineering, ASCE* 8 (2), 201-220.
- Kolmogorov, A.N. (1963).** On the representation of continuous functions of many variables by superposition of continuous functions of one variable and addition. *American Mathematical Society Translation*, 28: 55-59.
- Lachtermacher, G. & Fuller J.D. (1994).** Backpropagation in hydrological time series forecasting. In: K.W. Hipel, A.I. MacLeod, U.S. Panu & V.P. Singh (eds), *Stochastic and Statistical methods in hydrology and environmental engineering, vol.3, time series analysis in hydrology and environmental engineering* : 229-242
- Lacroix M., Rodet J., Wang HQ., Massei N. & Dupont JP. (2000).** Origine des matière en suspension dans un système aquifère karstifié : apports de la microgranulométrie. *Comptes Rendus Acad. Sci. Iia*, 347-354.
- Lallahem S. (1998).** Les creuses entre Hesdin et Montreuil sur mer : contexte hydrodynamique et hydrogéologique. *DEA. Univ. Lille*, 77p.
- Lallahem S. , Mania J. & Crampon N., (2001a).** Proposition d'une méthodologie sur la mesure des décalages des paramètres physico-chimiques. 7^{ème} Colloque d'Hydrologie en pays calcaire et en milieu fissuré. *Sciences et Techniques de l'Environnement*, Univ. de Franche-Comté, Mémoire hors-série (13). 221-226.
- Lallahem S. , Mania J. & Lamouroux C. (2001b).** Approche des relations tectonique-karst-hydrodynamisme par l'analyse du flux sortant, de la piézométrie et des paramètres physico-

- chimiques en pays crayeux fracturé : Exemples dans le Nord de la France. *1^{er} Colloque National sur l'Hydrogéologie et Environnement. Fès, Marocco.*
- Lallahem S. & Mania J. (2002a).** A linear and non-linear rainfall-runoff models to evaluate aquifer outflow. *Tribune de l'Eau. N°1, Vol. 55, N°615.*
- Lallahem S., Lamouroux C. & Mania J. (2002b).** Hypothèse de contrôle structural de la dynamique des eaux souterraines : Exemple de l'aquifère de la bordure nord du Bassin de Paris. *Revue Française de Géotechnique (Sous presse).*
- Lallahem, S., Mania, J., Lamouroux, C. & Hani, A. (2002c).** Proposition of a structure-groundwater model: Application on cracked chalky media. *Bulletin de la Société Géologique de France (Sous presse).*
- Lallahem S., Mania J. & Lamouroux Ch. (2002d).** Influence of geological structure on groundwater hydrodynamics in a fissured chalk medium (Northern France). *ModelCare2002, International conference on Calibration and Reliability in Groundwater Modelling: A few Steps closer to reality. République Tchèque*
- Lallahem, S., Mania, J., Lamouroux, Ch. & Carlier E., (2002e).** Determination of aquifer physical parameters using groundwater replenishments periods approach. *1st Annual Environmental & Water Resources Systems Analysis (EWRSA) Symposium In conjunction with A.S.C.E. Environmental & Water Resources Institute (EWRI) Annual Roanoke, Virginia, USA*
- Lallahem S. & Mania J. (2002f).** Confrontation des méthodes de la géologie, de l'hydrochimie et de l'hydrodynamique pour la reconnaissance des circulations karstiques : Exemple dans le Nord de la France. *19^{ème} Colloque de Géologie Africaine. Jadida. Marocco*
- Lallahem, S. & Mania, J. (2002g).** Evaluation and forecasting of daily groundwater inflow in a small chalky watershed. *Hydrological Processes (Sous presse).*
- Lallahem, S., Mania, J., Hani A. & Najjar Y. (2002h).** On the Use of Neural Networks for evaluate groundwater levels in fractured media. *Note soumise au J of Hydrology.*
- Lallahem, S. & Mania, J. (2002i).** Daily karst aquifer outflow forecasting using artificial neural networks approach. *Ground Water (Sous presse).*
- Lamarche J., Bergerat F. & Mansy J. L. (1996).** Tectonique plicative et cassante dans le Jurassique du Boulonnais : une histoire méso-cénozoïque polyphasée. *Ann. Soc. géol. Nord, 4 (2^{ème} série), 171-179.*
- Laparent De A. (1890a).** Note sur la formation des ressauts de terrain dit rideaux. *Bull. Soc. Géol. France, p.1-7.*
- Lasne J. (1890).** Sur l'origine des rideaux de Picardie. *Bull. Soc. Géol. Fr. XVIII, 3, 841p.*
- Lefèvre D. & Sommé J. (2001).** Données nouvelles sur les formations Quaternaires du Bas-Boulonnais et leur représentation cartographique (Marquise, 1/50 000, Ed. 2000). *Ann. Soc. Géol. du Nord. T. 9 (2^{ème} série), p. 39-58.*
- Lempereur R. (1983).** Etude tectonique du Boulonnais et liaison avec le bassin houiller. - *Rapport de la Compagnie française des Pétroles, Univ. Lille, 96p, 3 planches.*
- Lepiller M. (1980).** Contribution de l'hydrochimie à la connaissance du comportement hydrogéologique des massifs calcaires. Etude de quelques systèmes karstiques du massif du Semmoz et de la région d'Annecy (Savoie, France). *Thèse 3^{ème} cycle, 478p.*
- Lepiller M. (1993).** Réflexions sur l'hydrogéologie karstique de la craie du bassin de paris à partir d'exemples régionaux (Normandie, gâtinais). *Hydrogéologie, 2, p. 441-490*
- Leriche M. (1926).** Les rideaux du Cambrésis et du Vermandois. *Bull. Sev. Carte Géol. France, T31, n°166.*
- Leroux E. & Pruvost P. (1935).** Résultats géologiques d'un sondage profond à Amiens. *Ann. Soc. Géol. Nord, LX, 71p.*
- Leroux E., Ricour J. & Waterlot G. (1960).** La surface piézométrique de la nappe de la craie du Nord de la France, ses variations naturelles et artificielles. Les diverses zones de perméabilité. *Soc. Géol. Nord. Annales t. LXXX 1960, p. 234-240.*
- Levassor, A. (1989).** Etudes hydrogéologiques du domaine des installations continentales françaises du Tunnel sous la Manche. Modélisation. *Rapport de synthèse SIMECSOL-ARMINES, n° NT 04-0560-A48A, 21p.*
- Louche, B. (1996).** Limites littorales de la nappe de la craie dans la région Nord Pas-de-Calais : Relations eaux souterraines-eaux superficielles-mer. *Thèse Univ. Lille I, 276p*
- Luck Kin C., Ball J.E. & Sharma A. (2001).** An application of Artificial Neural Networks for rainfall forecasting. *Mathematical and computer modelling, 33, p. 683-693.*

- Maier, H. R. & Dandy, G. C. (1996).** The use of artificial neural networks for the prediction of water quality parameters. *Water Resources Research*, v. 32, n. 4, p. 1013-1022.
- Mangin, A. (1982).** Mise en évidence de l'originalité et de la diversité des aquifères karstiques. 3^{ème} Coll. D'Hydrologie en Pays calcaires. Neuchâtel. *Ann. Sci. Univ. Besançon, Mémoire n°1*, p. 159-172.
- Mania, J. (1975).** Calcul mensuel du Bilan hydrique. Mise au point et présentation d'un programme de restitution automatique de la piézométrie d'une nappe d'eau souterraine. - *Ann. Soc. géol. Nord*. XCV, 2, 93-100.
- Mania, J. (1977).** Contribution à l'étude des systèmes aquifères, leur influence sur la gestion des ressources en eau dans le nord de la France. *Thèse Doct. ès Sc. Lille*, 325 p, 163 fig.
- Mania, J. (1978).** Gestion des systèmes aquifères, application au nord de la France. *Soc. Géol. Nord* 1978, 228p.
- Mania J., Focquenoey-Niemczyk, E. J. Ramon, S. & Verbeke B. (1982).** Caractérisation de la réponse des diverses unités hydrogéologiques calcaires du Nord de la France. *Ann. Sc. de l'université de Franche-Comté, Fasc. 4, 4ème série*, 1982, pp. 27-36.
- Maqsoud A. (1991).** Etudes géomorphologiques et hydrogéologiques du bassin supérieur de la Lys. DEA. Univ. Lille, 70p.
- Maqsoud A. (1996).** Approche hydrogéologique et hydrodynamique du caractère karstique éventuel d'hydrosystèmes souterrains de la craie du Bassin de Paris. *Thèse Univ. Lille1*, 324p.
- Maqsoud A., Bracq P., Campon N. & Colbeaux J.P (1996).** la craie du bassin Artois peut elle être karstifiée ? *Ann. Soc. Géol. Nord*, t.4 (2^{ème} série), p99-109
- Martel E. A. (1921).** Les eaux souterraines de la craie. *Nouveau traité des eaux souterraines, Ch. XXI*, p. 334-373, Doin, Paris.
- Martel E. A. (1894).** Bassin de la Seine. Les Abîmes, les eaux souterraines, les cavernes, les sources, la spéléologie, explorations souterraines effectuées de 1888 à 1893 en France, Belgique, Autriche et Grèce. *Chap. XXIV*, p.400-413. Delagrave, Paris.
- Matheron G. (1965).** Les variables régionalisées et leur estimation. *Masson, Paris*, 305 p.
- Matheron G. (1970).** Structure aléatoire et géologie mathématique. Centre de morphologie mathématique de Fontainebleau. *Rev. Inst. Inter. Stat.*, V. 38, 1.
- Mero F. & Gilboa Y. (1974).** A methodology for the rapid evaluation of ground water resources, Sao Paulo Stat, Brazil. *Hydrol. Sc. Bull.*, XIX, 3,9, p. 347-358.
- Mero F., (1978).** The MMO8 hydrometeorological simulation system. Basic concepts and operators guide. *Rep. Tahal Cons. Eng. Israël*, 18p.
- McCulloch W.S. & Pitts W. (1943).** A logical calculus of the ideas immanent in nervous activity, *bull. Math. Biophys.*, 5, p. 115-133
- Monciardini, Ch. & Andreieff, P. (1989).** La méthode biostratigraphique et la micropaléontologie. Application au repérage du toit de la « craie Bleue » du pas-de-calais. « Le Tunnel sous la manche. Géologie et géotechnique. *Actes des journées d'études organisées à l'Ecole. Nat. Des Ponts et Chaussées, 31 Mai et 1^{er} Juin 1989, Paris*, 6p.
- Mudry J. (1987).** Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. *Thèse Doct. ès Sci. Nat. Univ. Besançon*.
- Parent H. (1928).** Notes sur l'âge des premières invasions marines crétacées en Artois et sur la continuité du phénomène de plissement dans cette région. *Ann. Soc. Géol. Du Nord*. LII, p. 90-111
- Parkin, G., Younger, P.L., Birkinshaw, S.J., Murray, M. & Rao, Z. (2001).** A new approach to modelling river-aquifer interactions using a 3-D numerical model and neural networks. *Impact of human activity on groundwater dynamics (proceedings of a symposium held during the sixth IAHS scientific Assembly at Maastricht. The Netherlands. IAHS Publ. N° 269*, p.183-190
- Penman H. L. (1950).** The water balance of the Stour catchment area. *J. Inst. Water Eng.* 4, p. 457-469.
- Philippart A. & Caulier P. (1975).** Renforcement des débits d'étiage de la Lys par surexploitation saisonnière de la nappe de la craie. *Rapport BRGM (76). SGN. 252 NPA*
- Polvêche, L.N., (1960).** Sur la stratigraphie et les propriétés physiques et chimiques des craies du nord de la France. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, 199p.
- Razack, M. (1986).** Approche probabiliste de l'étude en subsurface de la géométrie des réservoirs fissurés : effet de l'échelle d'investigation. *Hydrogéologie*, n°2, p. 215-230.
- Reed R.D. & Marks R.J. (1998).** "Neural Smithing. Supervised learning in feedforward Neural Networks" A Bradford Book MIT Press.

- Robaszynski, F., Amédro, F. (coord.), Foucher, J.C., Gaspard, D., Magnier-Jannin, F., Manivit, H. & Sornay, J. (1980).** Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques : foraminifères, nannoplancton, dinoflagellés et macrofaunes. *Rev. Micropal.*, 22, 4, p. 195-321.
- Robaszynski, F. & Amédro, F. (1993).** Les falaises crétacées du Boulonnais. La coupe de référence du cap Blanc-Nez dans un contexte sédimentaire global. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 2 (2^{ème} s.), p. 31-44
- Robaszynski, F. & Amédro, F., (2001).** Des nouveautés dans le Crétacé de la feuille de Marquise (Ed. 2000). *Ann. Soc. Géol. Du Nord. T.9 (2^{ème} série)*, p. 25-38.
- Rodet J. (1978).** Caractéristiques du karst crayeux en haute-Normandie. Coll. Régional Rouen, *In hydrogéologie de la craie du Bassin Parisien. BRGM, Orléans*, p. 513-521.
- Rodet et al. (1979).** Relation entre le développement du karst de la craie, la dynamique et la qualité des eaux souterraines du pays de Caux. *Bull. trim. Soc. Géol. Normandie et Amis Museum Havre*, t. LXVI, Fasc 4, p. 45-68.
- Rodet J. (1992).** La craie et ses karst. *Thèse d'Etat. Univ. Aix-Marseille-II*, 560p.
- Rodier J. (1996).** L'analyse de l'eau, eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer, 8^{ème} édition. Dunod, Paris.
- Rolin D. (2000).** Héritage et inversions tectoniques en Artois. *DEA Univ. Lille*, 45p.
- Roux J. C. (1963).** Contribution à l'étude hydrogéologique du bassin de la Somme. *Thèse 3^{ème} cycle*, 409p. *Fac. des Sciences de l'Univ. de Paris*.
- Rico G. (1990).** Hydrogéologie de la craie : le système aquifère karstique de l'Aubette (Seine Maritime). Circulations rapides et caractérisation de la turbidité des eaux souterraines (AEP de Boos). *Thèse. Univ. de Rouen*, 267p.
- Sanford, W. (2002).** Recharge and groundwater models: an overview. *Hydrogeology Journal. Volume 10, N° 1*.p.110-120.
- Sarle, W.S., (1995).** Stopped training and other remedies for over-fitting. *Proceedings of the 27th Symposium on the Interface of Computing Science and Statistics*, 352-360.
- Schneebeli G. (1966).** Hydrologie souterraine. *Ed. Eyrolles* 362 p.
- Small R.J. (1972).** The study of landforms, a textbook of geomorphology. *Gambridge Univ. Press*, 486p.
- Smith, J. & Eli, R.N. (1995).** "Neural-Network Models of Rainfall-Runoff Process", *Journal of Water Resources Planning and Management*, 121, 499-509.
- Sommé J. (1977).** Tectonique récente dans la région de Lille. *Rev. Géom. Dyn.*, p. 5-95.
- Thiria, S., Mejia, C., Badran F. & Crépon, M. (1993).** A neural approach for modelling nonlinear transfer function: application for wind retrieval from spaceborn scatterometer data. *Journal of Geophysical research*, 98, C12, 22, 827-22, 841.
- Thorntwaite C. W. & Mather J. R. 1955 :** The water balance. *Pub. Climatol. Lab. Climatol. Drexel Inst. Technol.* 8, p. 1-104.
- Tokar, A.S., (1996).** rainfall-runoff modelling in an uncertain environment. *PhD thesis. University of Maryland. UMI Dissertation Service. Bell-Howell Company*.
- Tokar, A.S., Johnson, P.A., (1999).** Rainfall-runoff modelling using artificial neural networks. *J. Hydrology. Engng ASCE* 4(3), 232-239.
- Turc L., (1954).** Le bilan d'eau des sols : relations entre les précipitations, l'évapotranspiration et l'écoulement. *Ann. Agron.* 5, p. 491-596.
- Turc L., (1961).** Evolution des besoins en eau d'irrigation. Evapotranspiration potentielle. Formule climatique simplifiée et mise à jour. *Ann. Agron.* 12, 1, p. 13-49.
- Thorntwaite C. W. (1948).** An approach toward a rational classification of climates. *Geogr. Review Vol.* 38.
- Tricart J., (1967).** Le modelé des régions périglaciaires, 512p, Paris.
- U. Kurup, P. & Dudani, Nitin K. (2002).** Neural networks for profiling stress history of clays from PCPT data. *J. of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, Juillet 2002, V.128, n°7, p.569-579.
- Vandycke S. & Bergerat, (1991).** Faulting analysis of cretaceous formation of Boulonnais. *N France Terra abstracts*,3, p. 371.
- Vandycke S. (1992).** Tectonique cassante et paléo-contraintes dans les formations crétacées du Nord-Ouest européen. Implications géodynamiques. - *Thèse Univ. Paris*, 210 p.
- Wang H. Q. (1987).** Modélisation des transferts de masse en milieu saturé à double porosité. Application aux écoulements convergents en craie fissurée semi-confinée et multicouche. *Thèse. Univ. Paris XI*, 273p.

-
- World Meteorological Organisation (WMO) (1975).** Inter-comparison of conceptual models used in operational hydrological forecasting, World Meteorological Organisation, Technical series. *Water Resour. Res.* 27 (9), 2415-2420.
- Yong, J. (1972).** Slops Edinburgh, 188p.
- Zhu, M.L., Fujita, M., (1994).** Comparisons between fuzzy reasoning and neural networks methods to forecast runoff discharge. *Journal of Hydrosience and Hydraulic Engineering* 12 (2), 131-141.



ANNEXES

Annexe I

- 1. Calcul de l'ETP par la formule de Thornthwaite**
- 2. Calcul de l'ETP par la formule Turc .**
- 3. Calcul de l'ETP par la formule Penman**

1) Calcul de l'ETP par la formule de Thornthwaite :

Thornthwaite (1984), Thornthwaite & Mather (1955) ont relié l'évapotranspiration potentielle (ETP) à des paramètres facilement accessibles : la température moyenne de l'air et la durée théorique de l'insolation.

On aboutit à la formule suivante :

$$ETP \text{ (mm)} = 16 * \left(\frac{10T}{I}\right)^\alpha * F(\lambda)$$

T : température moyenne du mois considéré(en °C).

α : fonction complexe de l'indice I

$$\alpha = 6,75 \cdot 10^{-7} * I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} * I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} * I + 0,49239$$

I : indice thermique annuel ;

$$I = \sum_1^{12} i_i \text{ avec } i_i = (T/5)^{1,514}.$$

i_i et T_i : indice et température moyenne mensuels.

$F(\lambda)$: coefficient de correction, fonction de la latitude et du mois. Ce coefficient est lu sur la table de Thornthwaite. Pour la zone étudiée, la latitude est voisine de 50 degrés Nord et les coefficients mensuels sont les suivants :

latitude	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
50° N	0.75	0.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	0.92	0.76	0.70

Coefficients mensuels de correction pour le calcul de l'ETP (d'après Thornthwaite).

Le calcul de l'ETR et de l'excédent (EXC) est effectué de la façon suivante :

1^{er} cas : **Pluie mensuelle P supérieure à l'évapotranspiration potentielle ETP (P > ETP) :**

$$ETR = ETP$$

$$\text{si RFU initiale} < \text{RFU max}, \text{EXC} = P - ETP - (\text{RFU max} - \text{RFU})$$

$$\text{si RFU initiale} = \text{RFU max}, \text{EXC} = P - ETP$$

(RFU max : lame d'eau maximale pouvant être stockée par le sol)

2^e cas : **Pluie mensuelle P égale à l'évapotranspiration potentielle ETP (P=ETP)**

$$ETR = ETP$$

$$\text{EXC} = 0$$

3^e cas : **Pluie mensuelle P inférieure l'évapotranspiration potentielle ETP (P<ETP):**

$$ETR = ETP \text{ si } P + \text{RFU} > ETP$$

$$ETR = P + \text{RFU} \text{ si } P + \text{RFU} < ETP$$

$$\text{EXC} = 0$$

Remarque:

L'excédent de longue période (plusieurs mois ou années) peut être calculé directement de la façon suivante. Si l'on calcule un bilan sur n mois, il n'est pas nécessaire de calculer l'excédent de chaque mois, l'excédent total s'exprime sous la forme :

$$\text{EXC total} = \sum_{i=1}^n \text{EXCi} = \sum_{i=1}^n P_i - \sum_{i=1}^n \text{ETR}_i + (\text{RFU}_0 - \text{RFU}_n)$$

Si le stock d'eau ou RFU est identique en début et en fin de période, l'excédent total s'exprime par :

$$\text{EXC total} = \sum_{i=1}^n \text{EXCi} = \sum_{i=1}^n \text{Pi} - \sum_{i=1}^n \text{ETRi}$$

On note que le paramètre RFU maximum reste inconnu. Ce terme représente la lame d'eau maximale que le sol est capable d'emmagasiner. La valeur de la RFU max. est empiriquement choisie égale à 100 mm (valeur propre aux bassins de Londres et de Paris). Cette valeur peut être varier de 100 à 0 mm, ce qui diminue le stock d'eau disponible pour l'évapotranspiration et diminue donc l'ETR totale. On note alors une augmentation de l'excédent total, ce qui va dans le sens d'un comblement partiel de la différence entre l'excédent et l'écoulement. La baisse de l'RFU max. va donc dans le sens d'une amélioration de la cohérence du bilan bien que l'écoulement reste supérieur à l'excédent quelle que soit la RFU.

2) Calcul de l'ETP par la formule de Turc .

Cette méthode utilise uniquement deux variables : la température et la durée d'insolation. Quand l'humidité relative est supérieure à 50 %.

$$\text{ETP (mm)} = 0,013.n.\frac{t}{t+15}(R_g+50)$$

Avec,

- n : nombre de jours de la période considérée,
- t : température moyenne mesurée sous abri au cours de cette période,
- R_g : radiation solaire directe moyenne en l'absence de l'atmosphère.

Dans le cas où l'humidité relative moyenne serait inférieure à 50 %, l'expression de Turc a une autre formulation :

$$\text{ETP (mm)} = 0,013.n.\frac{t}{t+15}(R_g+50)\left[1+\frac{50-U_m}{70}\right]$$

Avec,

U_m : humidité relative.

3) Calcul de l'ETP par la formule de Penman .

La méthode de Penman conduit à la plus rigoureuse des formules. Elles prend en compte quatre facteurs principaux qui agissent sur l'ETP : la température de l'air, la radiation, l'humidité et le vent. Sa formule s'écrit de la façon suivante :

$$\text{ETP (mm)} = \frac{H\Delta + E_a y}{\Delta + y}$$

Où :

H : la lame d'eau évaporée correspond à l'énergie radiative nettement absorbée par la surface qui évapore. $H(\text{mm}) = \frac{Q_n}{60}$, Q_n est la radiation nette en cal/cm²,

Δ : la variation de la tension de vapeur d'eau saturante, en mm de mercure, par C), à la température actuelle de l'air,

E_a : l'ETP (mm) d'une surface d'eau. E_a est fonction de :

ea : la tension maximum de vapeur d'eau à la température t_a (la température de l'air à 2 mètres du sol),

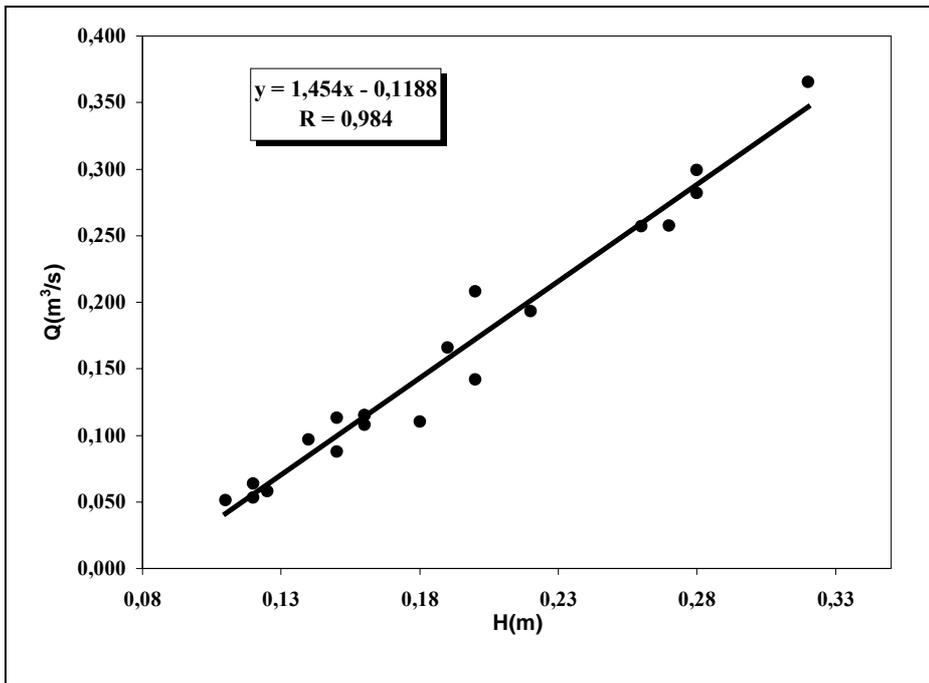
ed : la tension maximum à la température t_d (le point rosé),

v : la vitesse du vent à 2 mètres du sol.

Y : la constante psychrométrique (0,48 si la température s'exprime en °C et e, la tension en mm).

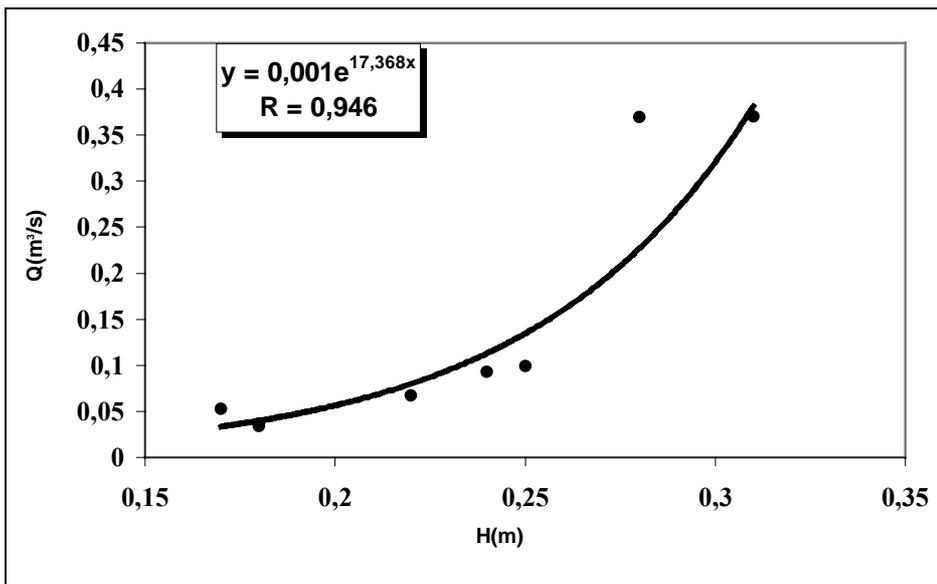
Annexe II

- 1. Courbe de tarage et débits jaugés de SF2**
- 2. Courbe de tarage et débits jaugés de (SF3 + SF4)**
- 3. Courbe de tarage et débits jaugés de STRA**
- 4. Courbe de tarage et débits jaugés de SEG**
- 5. Courbe de tarage et débits jaugés à l'exutoire du bassin versant de STRA**
- 6. Courbe de tarage et débits jaugés à l'exutoire du bassin versant de SEG**



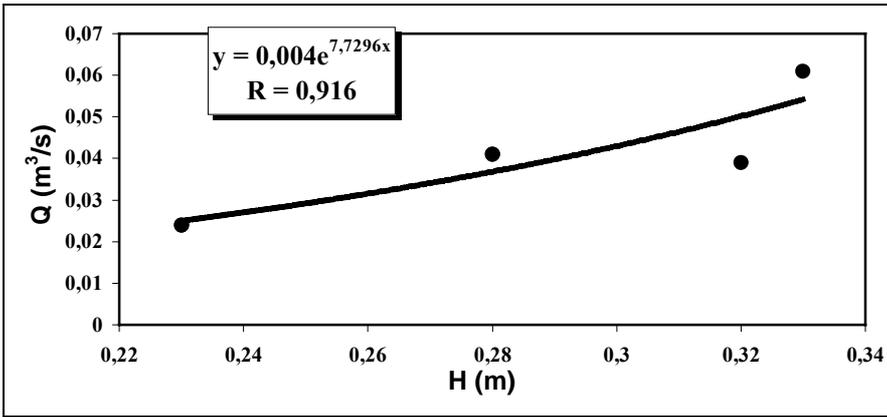
Date	H(m)	Q(m ³ /s)
17/11/99	0,125	0,058
06/12/99	0,110	0,051
14/12/99	0,270	0,257
21/12/99	0,280	0,282
30/12/99	0,320	0,366
17/01/00	0,220	0,193
07/02/00	0,160	0,115
24/02/00	0,160	0,115
16/03/00	0,200	0,142
07/04/00	0,180	0,110
03/05/00	0,200	0,208
24/05/00	0,160	0,108
23/06/00	0,150	0,113
18/07/00	0,140	0,097
01/08/00	0,130	0,088
29/08/00	0,120	0,053
20/09/00	0,120	0,064
19/10/00	0,190	0,166
09/11/00	0,280	0,299
30/11/00	0,260	0,257

1) Courbe de tarage et débits jaugés de SF2



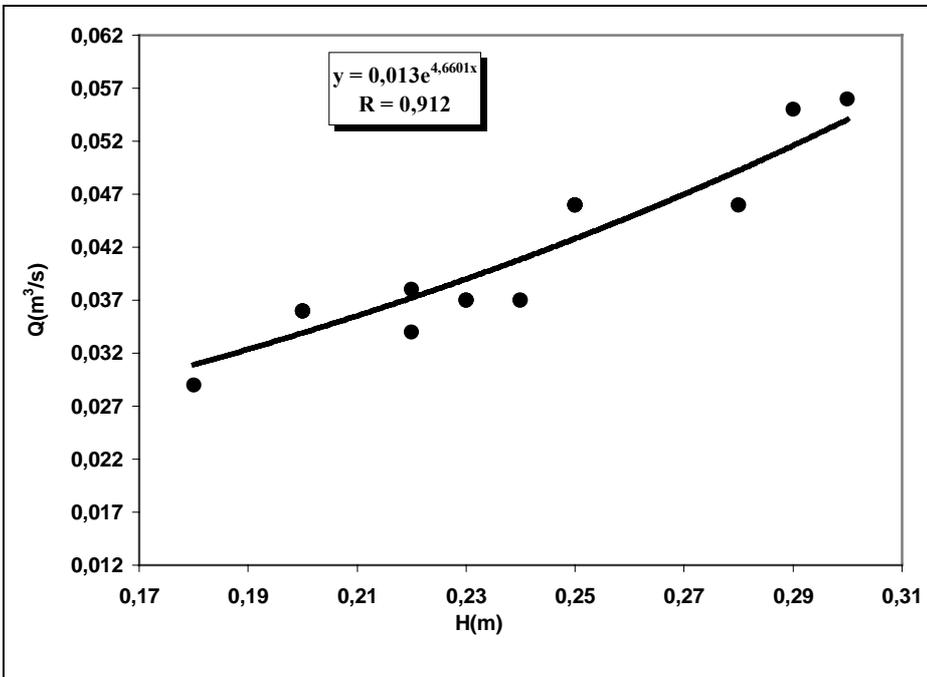
Date	H(m)	Q(m ³ /s)
23/06/00	0,240	0,093
18/07/00	0,220	0,067
01/08/00	0,170	0,053
29/08/00	0,180	0,034
20/09/00	0,180	0,037
19/10/00	0,250	0,099
09/11/00	0,280	0,369
30/11/00	0,310	0,370

2) Courbe de tarage et débits jaugés de (SF3 + SF4)



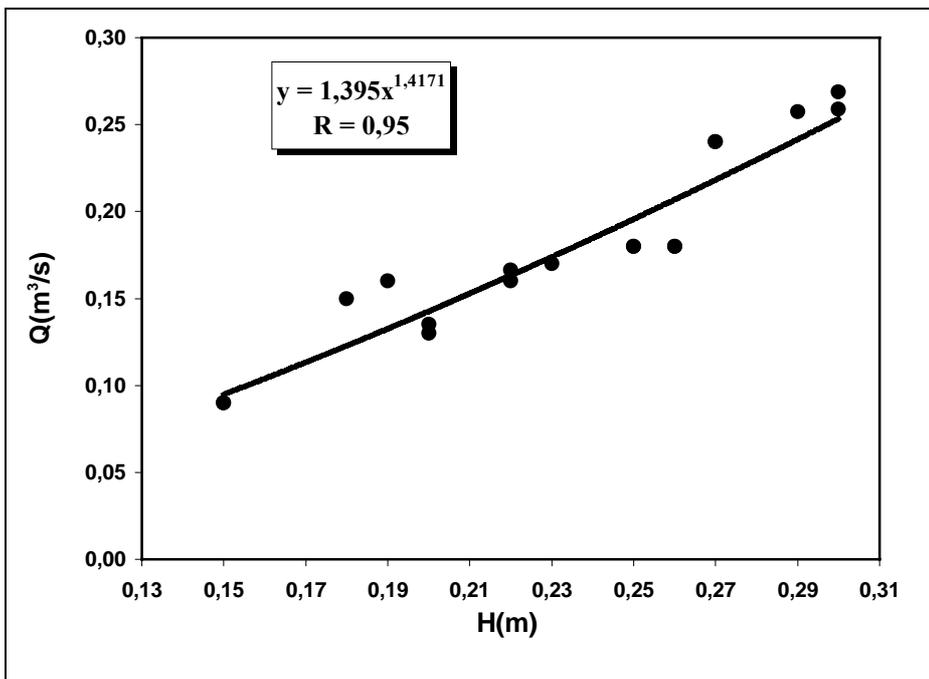
Date	H(m)	Q(m ³ /s)
01/08/00	0,320	0,039
29/08/00	0,230	0,024
20/09/00	0,230	0,024
19/10/00	0,280	0,041
09/11/00	0,280	0,041
30/11/00	0,330	0,061

3) Courbe de tarage et débits jaugés de STRA



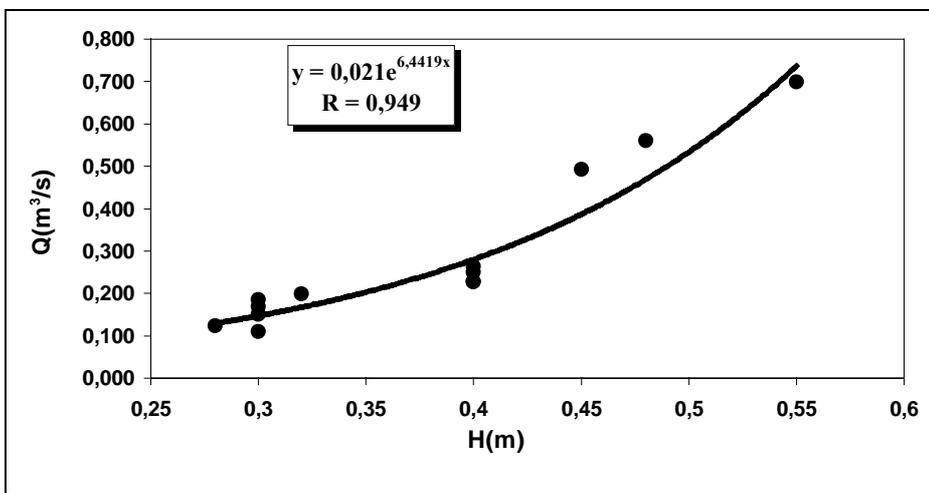
Date	H(m)	Q(m ³ /s)
17/11/99	0,230	0,037
06/12/99	0,180	0,029
14/12/99	0,230	0,037
21/12/99	0,250	0,046
30/12/99	0,290	0,055
17/01/00	0,230	0,037
07/02/00	0,250	0,046
24/02/00	0,200	0,036
16/03/00	0,200	0,036
07/04/00	0,200	0,036
03/05/00	0,300	0,056
24/05/00	0,250	0,046
23/06/00	0,240	0,037
18/07/00	0,220	0,034
01/08/00	0,240	0,037
29/08/00	0,200	0,036
20/09/00	0,220	0,038
19/10/00	0,280	0,046
09/11/00	0,280	0,046
30/11/00	0,250	0,046

4) Courbe de tarage et débits jaugés de SEG



Date	H(m)	Q(m ³ /s)
06/12/99	0,150	0,09
14/12/99	0,190	0,16
21/12/99	0,180	0,15
30/12/99	0,300	0,27
17/01/00	0,290	0,26
07/02/00	0,300	0,26
24/02/00	0,230	0,17
16/03/00	0,270	0,24
07/04/00	0,200	0,14
03/05/00	0,260	0,18
24/05/00	0,220	0,17
23/06/00	0,250	0,18
18/07/00	0,260	0,18
01/08/00	0,220	0,16
20/09/00	0,150	0,09
19/10/00	0,200	0,13
09/11/00	0,250	0,18
30/11/00	0,270	0,24

5) Courbe de tarage et débits jaugés à l'exutoire du bassin versant de STRA

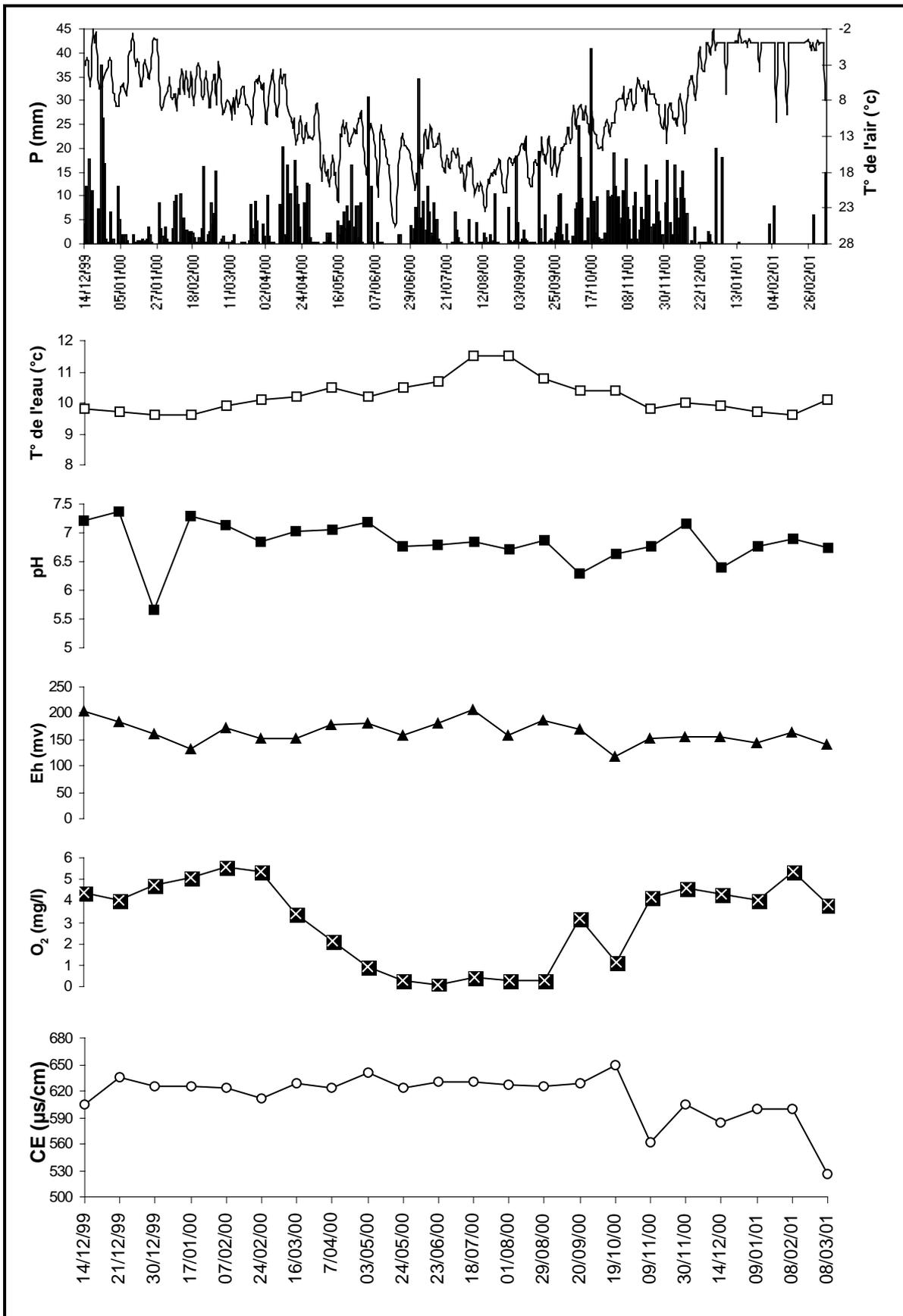


Date	H(m)	Q(m ³ /s)
24/02/00	0,550	0,699
16/03/00	0,300	0,150
07/04/00	0,400	0,250
03/05/00	0,400	0,263
24/05/00	0,400	0,228
23/06/00	0,400	0,227
18/07/00	0,300	0,186
01/08/00	0,300	0,186
29/08/00	0,280	0,124
20/09/00	0,300	0,110
19/10/00	0,320	0,199
09/11/00	0,450	0,492
30/11/00	0,480	0,560

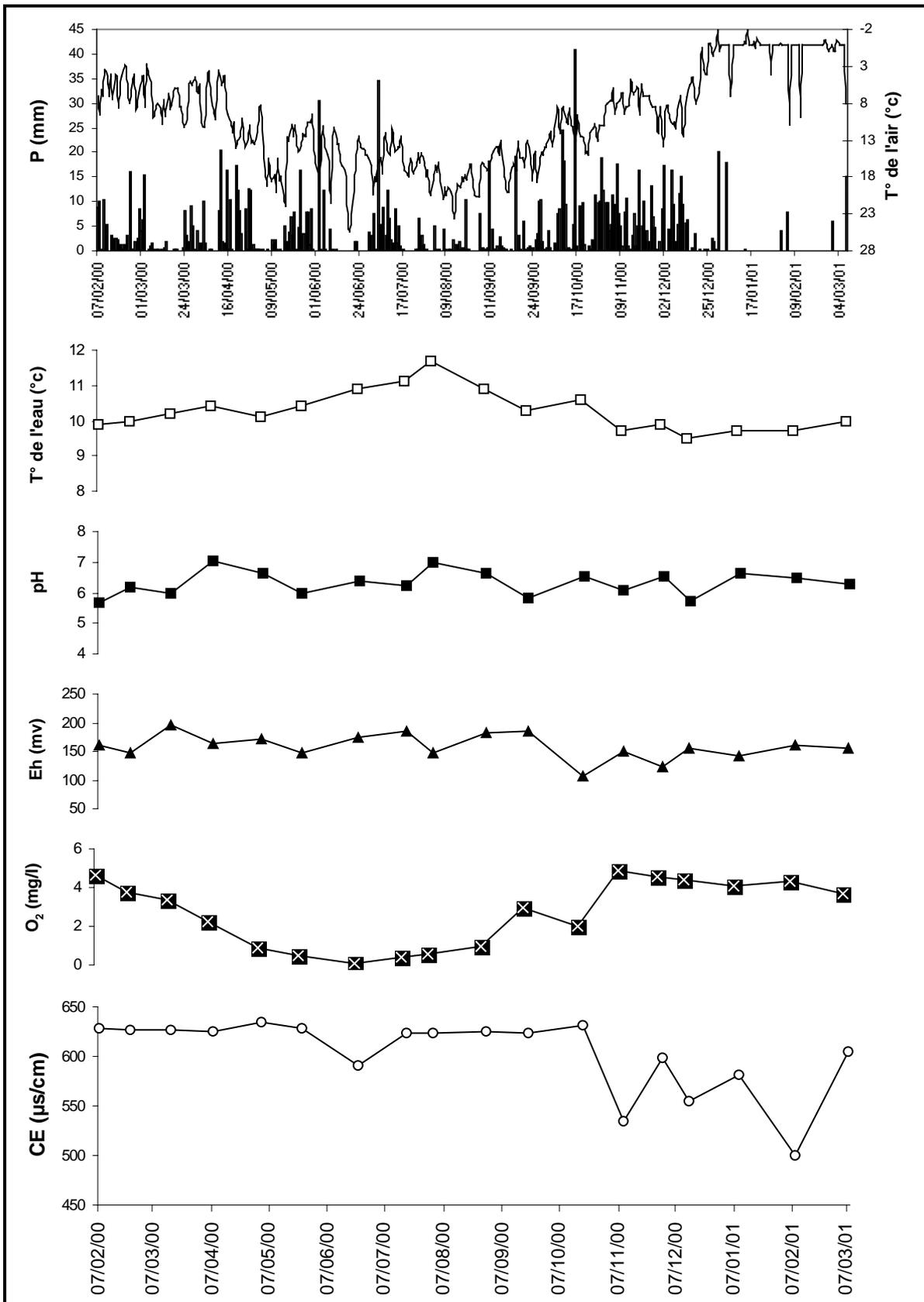
6) Courbe de tarage et débits jaugés à l'exutoire du bassin versant de SEG

Annexe III

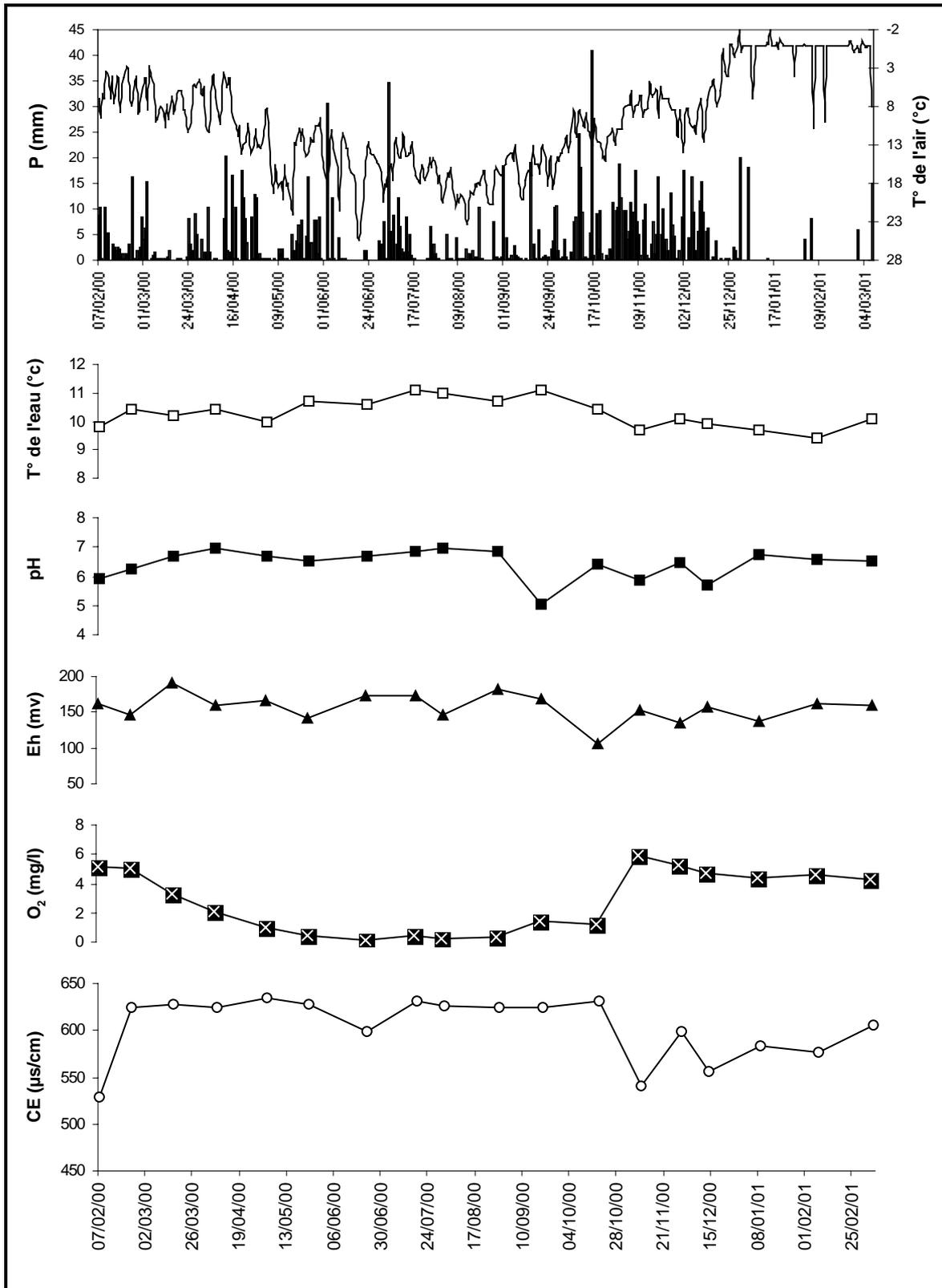
- 1. Evolution des paramètres physico-chimiques au niveau de SF2**
- 2. Evolution des paramètres physico-chimiques au niveau de SF3**
- 3. Evolution des paramètres physico-chimiques au niveau de SF4**
- 4. Evolution des paramètres physico-chimiques au niveau de STRA**
- 5. Evolution des paramètres physico-chimiques au niveau de SEG**
- 6. Evolution des paramètres physico-chimiques au niveau de PIEZO**



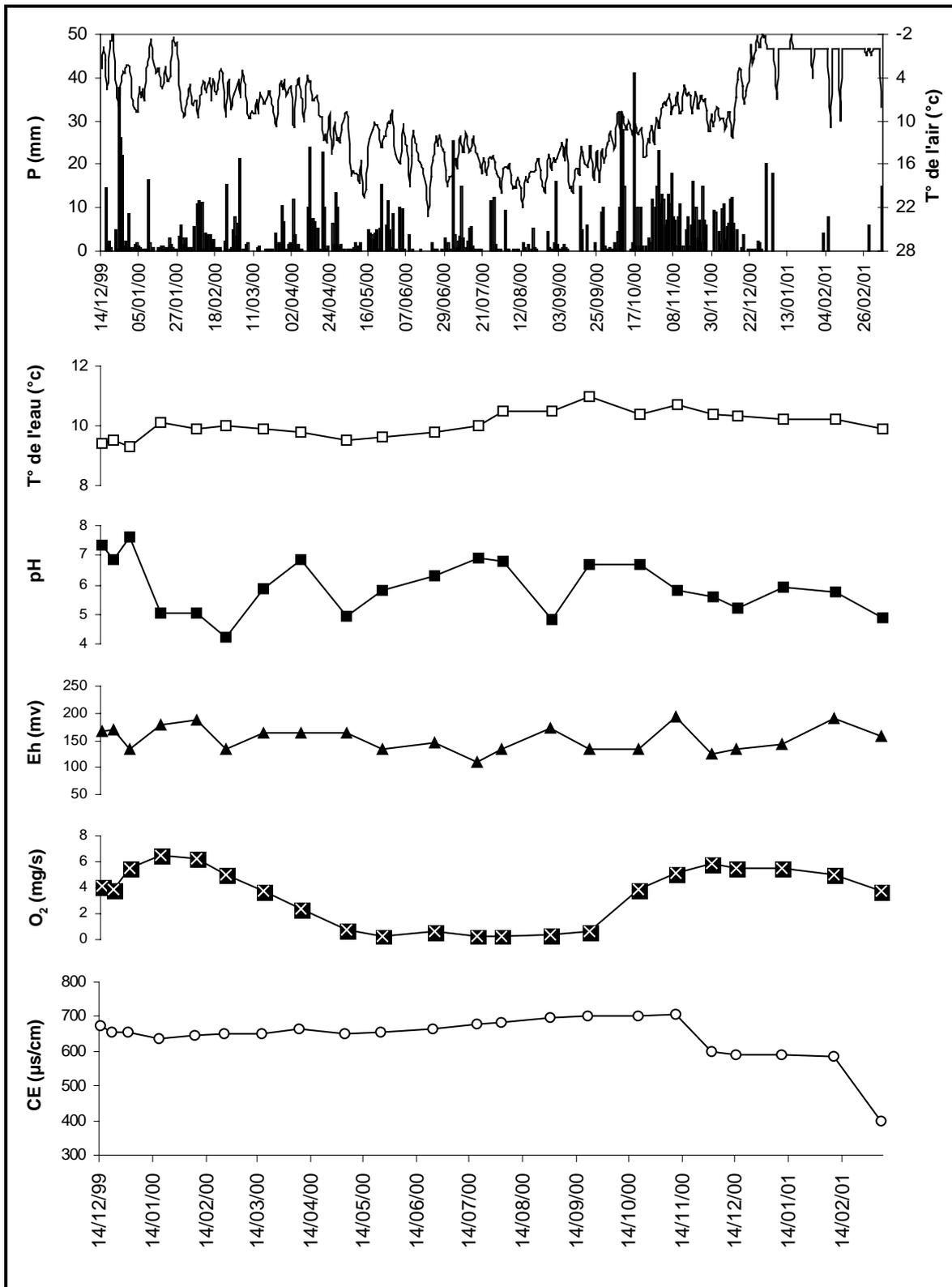
1) Evolution des paramètres physico-chimiques au niveau de SF2



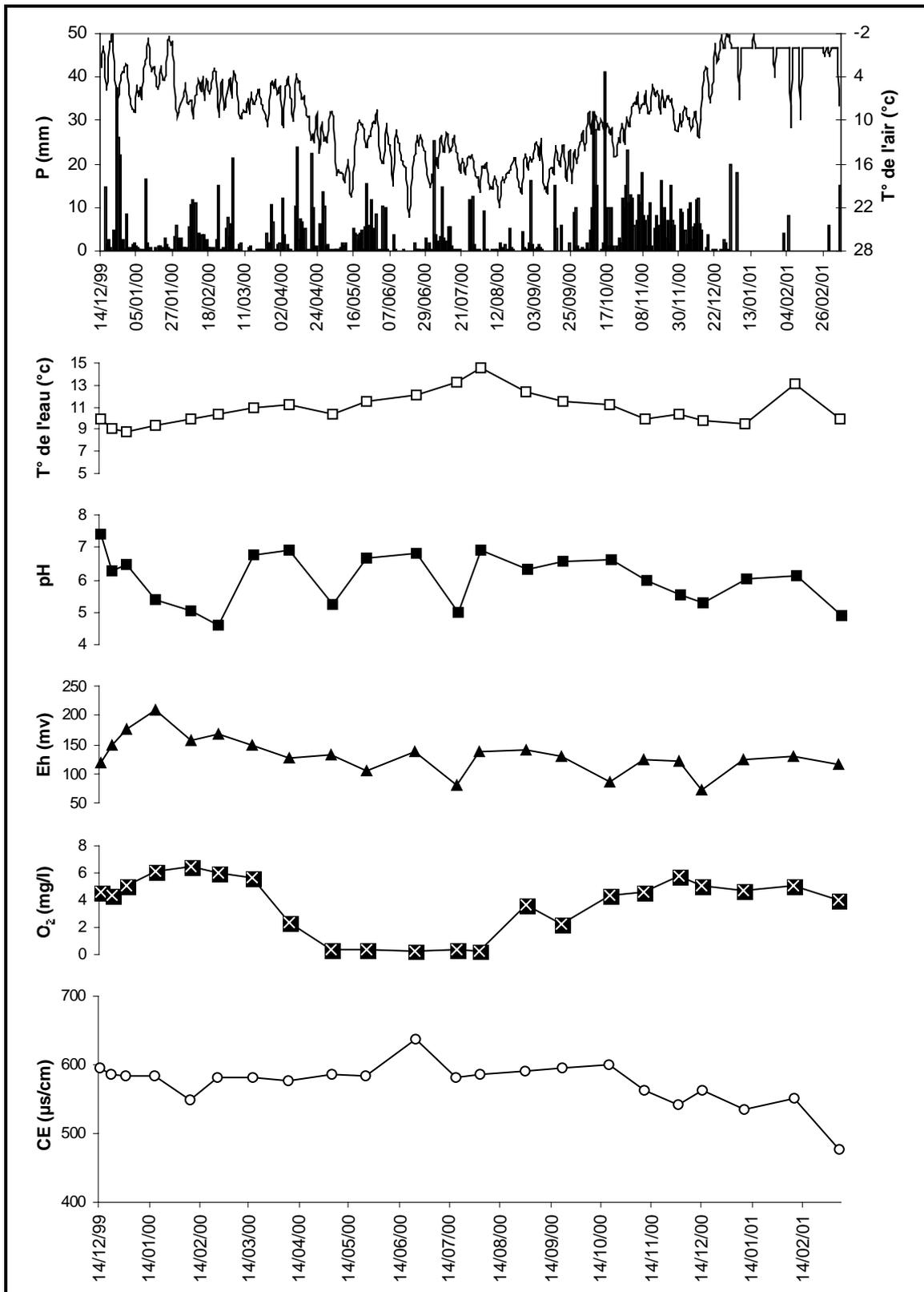
2) Evolution des paramètres physico-chimiques au niveau de SF3



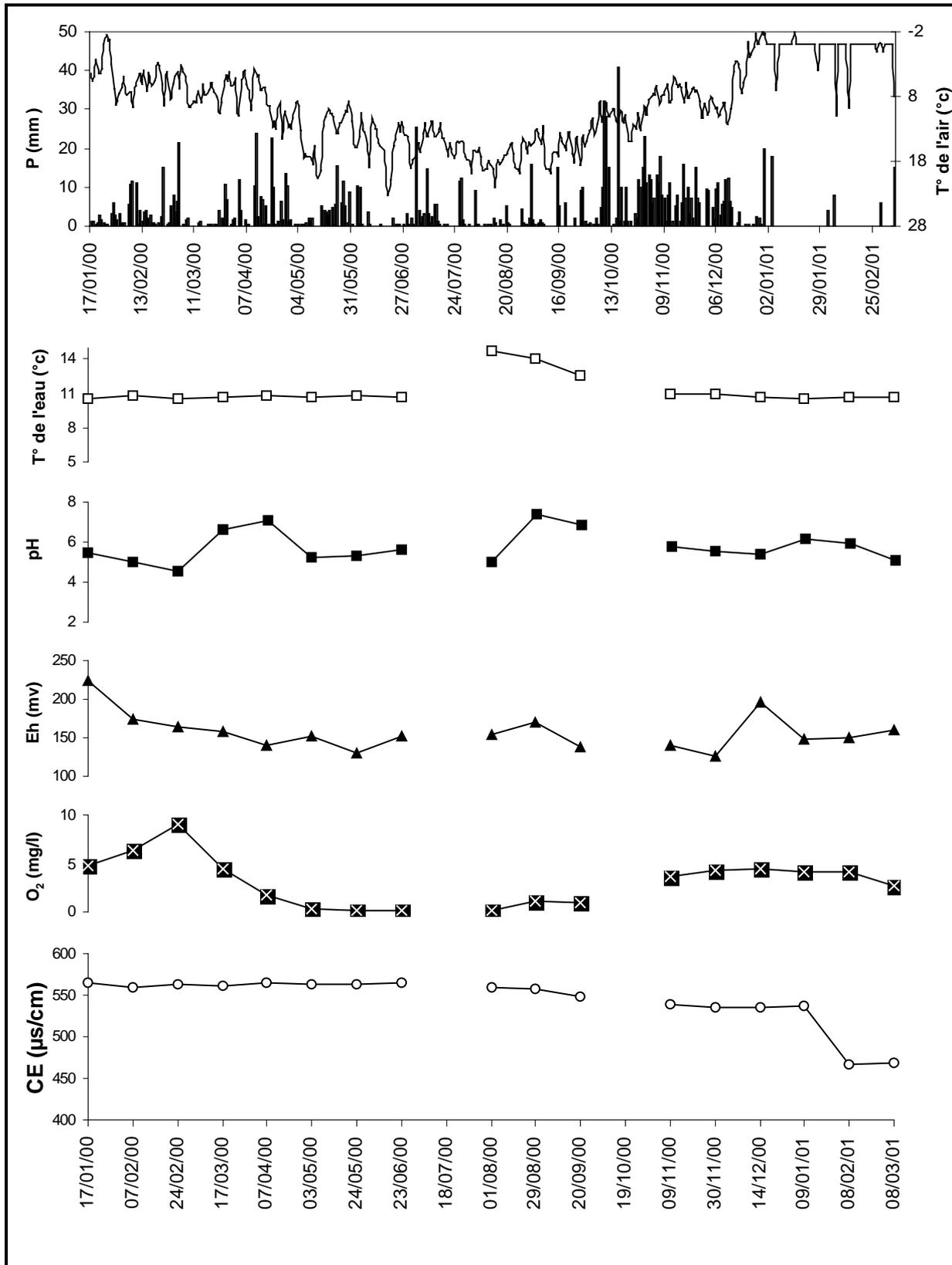
3) Evolution des paramètres physico-chimiques au niveau de SF4



4) Evolution des paramètres physico-chimiques au niveau de STRA



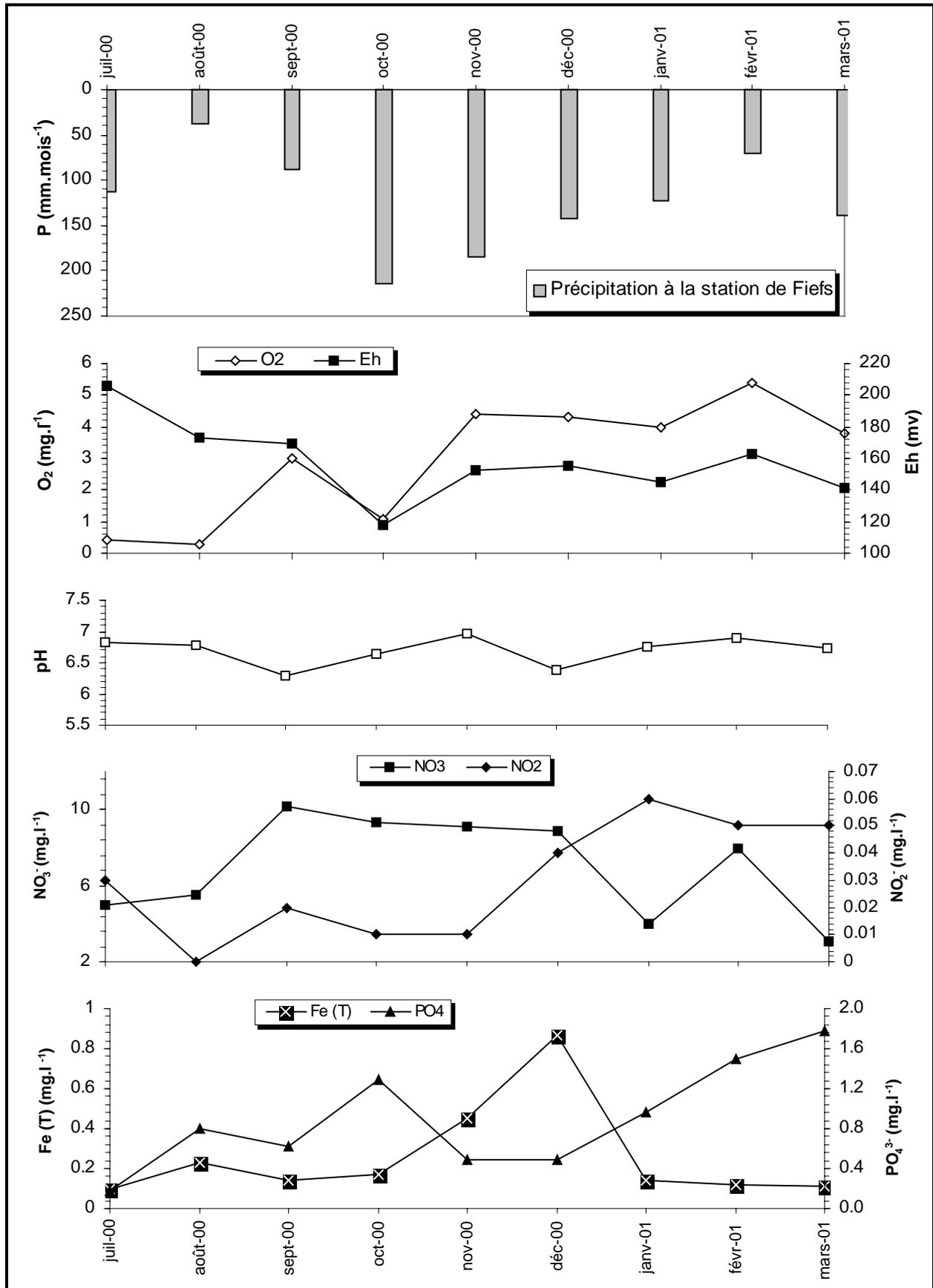
5) Evolution des paramètres physico-chimiques au niveau de SEG



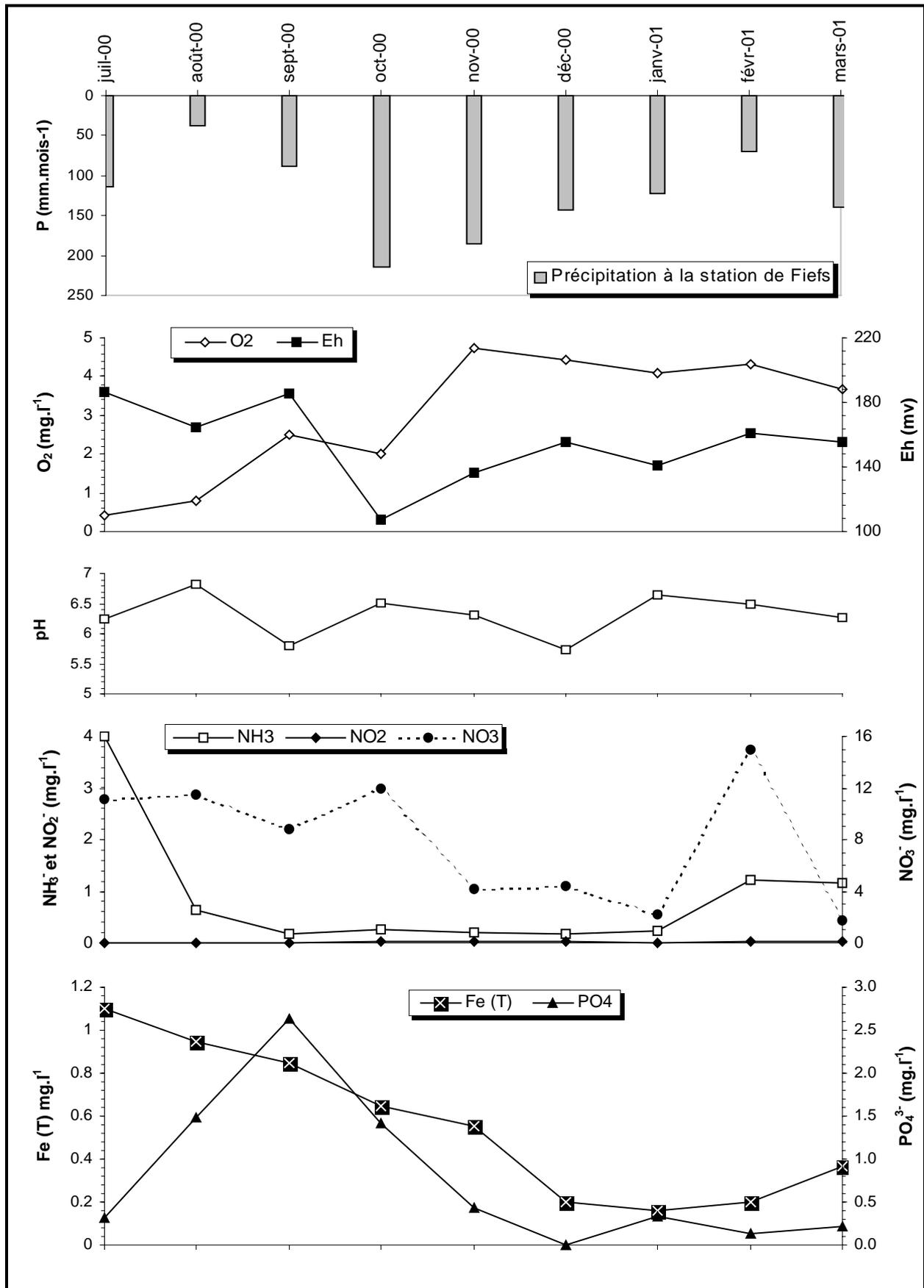
6) Evolution des paramètres physico-chimiques au niveau de PIEZO

Annexe IV

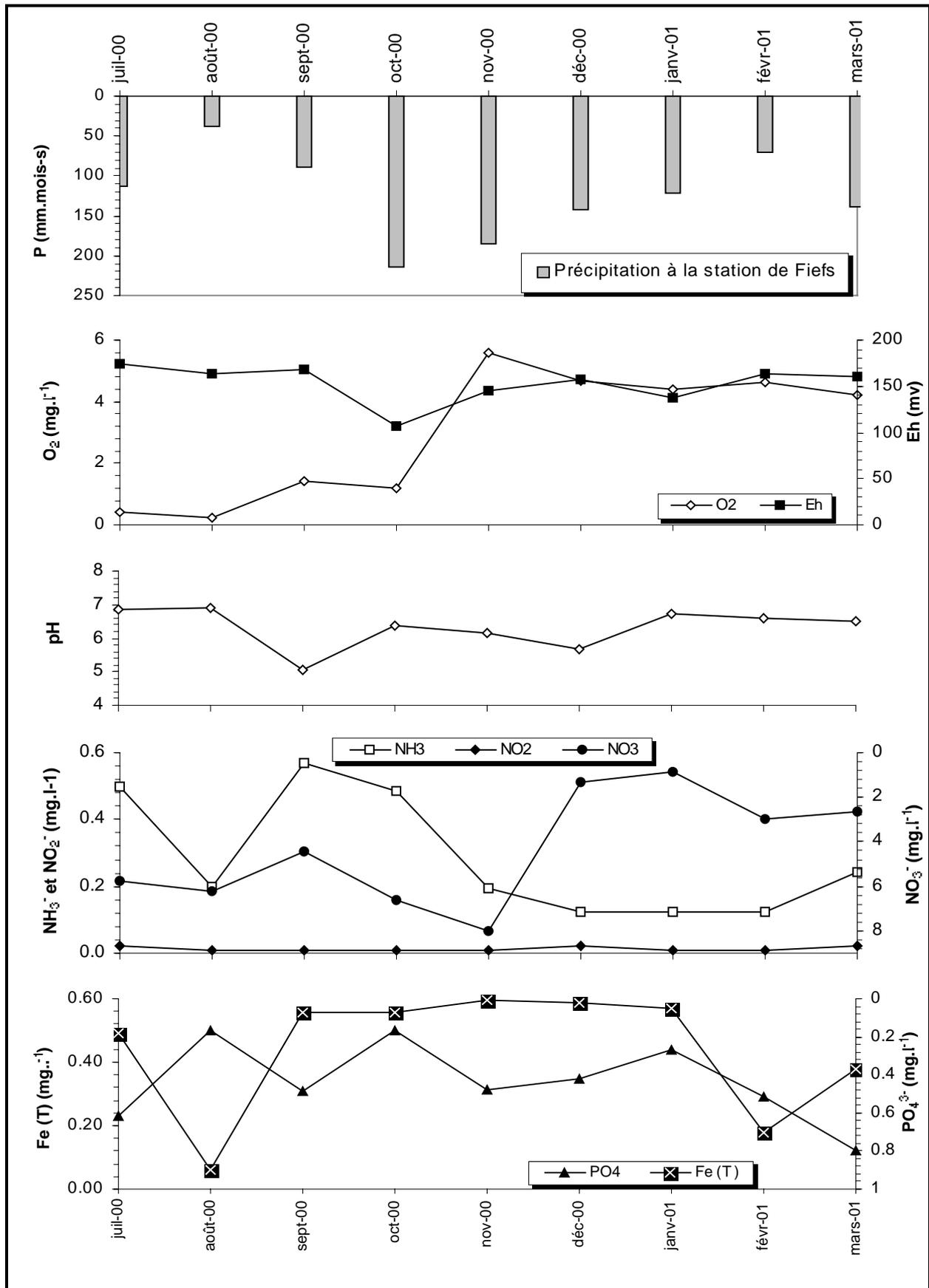
- 1. Evolution des éléments chimiques au SF2**
- 2. Evolution des éléments chimiques au SF3**
- 3. Evolution des éléments chimiques au SF4**
- 4. Evolution des éléments chimiques au STRA**
- 5. Evolution des éléments chimiques au PIEZO**



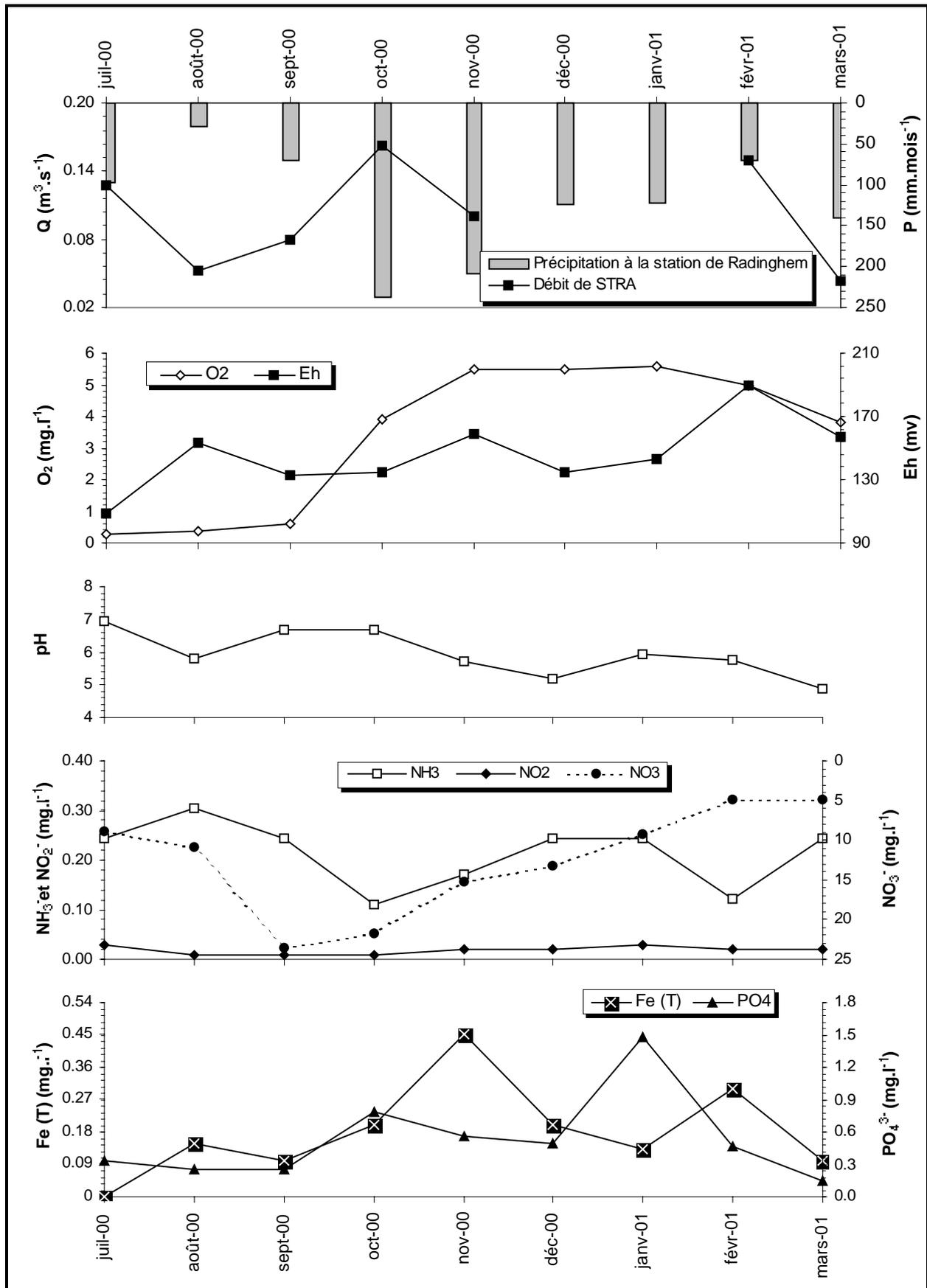
1) Evolution des éléments chimiques au SF2



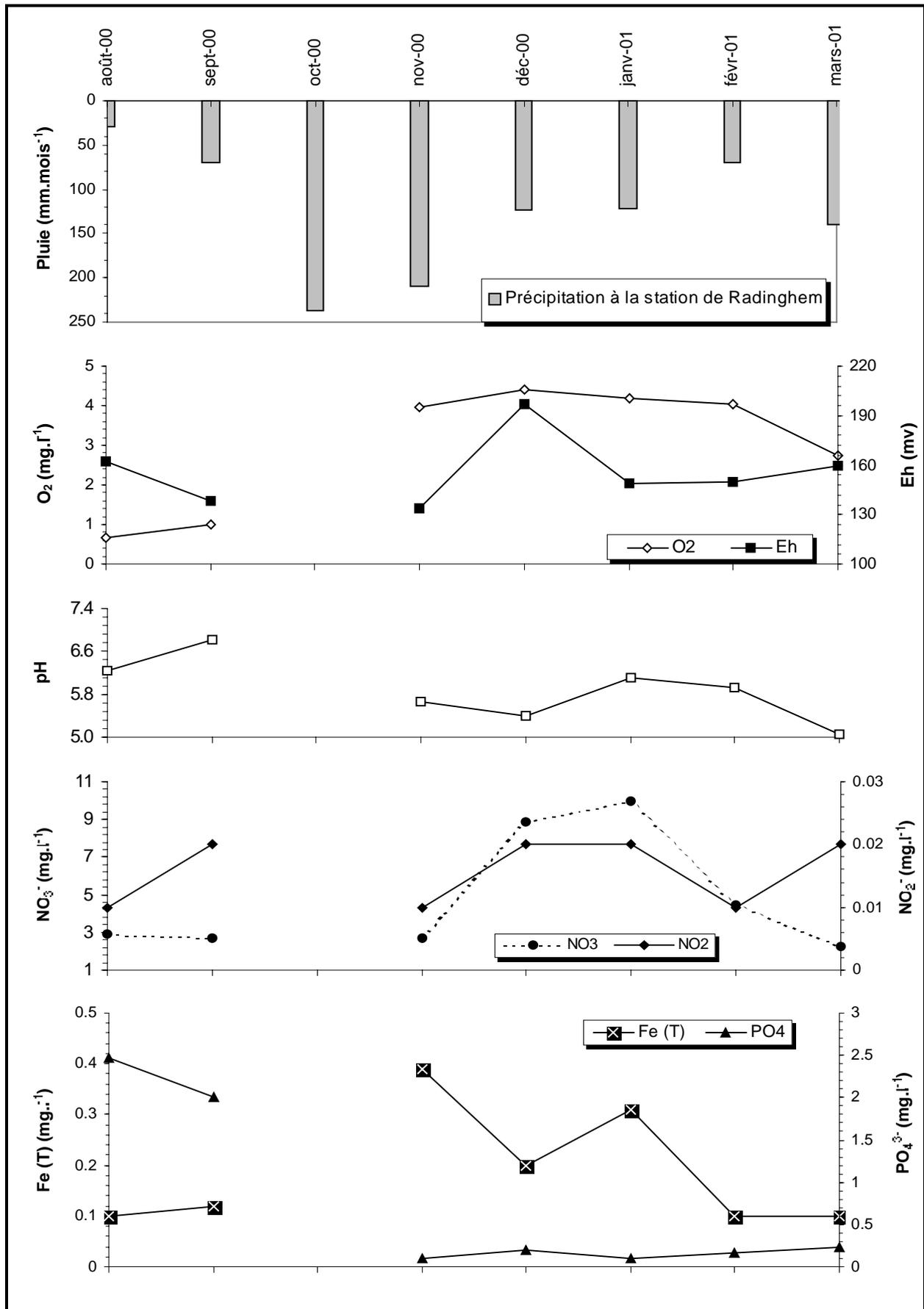
2) Evolution des éléments chimiques au SF3



3) Evolution des éléments chimiques au SF4



4) Evolution des éléments chimiques au STRA



5) Evolution des éléments chimiques au PIEZO

Annexe V

- 1. Résumé des RMSE du nombre de neurones dans la première couche cachée**
- 2. Résumé des RMSE du nombre de neurones dans la deuxième couche cachée**
- 3. Les paramètres pris en considération et les racines carrées de l'erreur quadratique moyenne correspondante.**

		Nombre de neurones dans la première couche cachée																			
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
RMSE de la phase de Test	Lag1	0,043	0,043	0,042	0,043	0,056	0,045	0,047	0,048	0,059	0,049	0,051	0,050	0,072	0,047	0,055	0,062	0,051	0,055	0,053	0,060
	Lag2	0,069	0,072	0,069	0,071	0,072	0,073	0,073	0,069	0,070	0,076	0,074	0,069	0,099	0,080	0,083	0,067	0,076	0,124	0,072	0,078
		0,088	0,091	0,091	0,088	0,092	0,089	0,086	0,088	0,089	0,091	0,093	0,087	0,011	0,096	0,103	0,088	0,091	0,135	0,093	0,099
	Lag3	0,088	0,082	0,085	0,095	0,103	0,102	0,092	0,091	0,093	0,095	0,138	0,112	0,088	0,097	0,092	0,092	0,086	0,110	0,085	0,114
		0,100	0,098	0,096	0,101	0,104	0,105	0,100	0,103	0,106	0,102	0,145	0,122	0,105	0,113	0,106	0,102	0,100	0,120	0,100	0,112
		0,114	0,113	0,109	0,113	0,114	0,116	0,112	0,115	0,120	0,114	0,156	0,132	0,123	0,124	0,122	0,115	0,114	0,132	0,113	0,116
RMSE de la phase d'apprentissage	Lag1	0,015	0,014	0,014	0,014	0,013	0,013	0,014	0,014	0,012	0,014	0,013	0,014	0,012	0,012	0,013	0,013	0,012	0,013	0,013	0,012
	Lag2	0,016	0,016	0,014	0,015	0,016	0,013	0,014	0,014	0,015	0,012	0,014	0,015	0,016	0,012	0,014	0,014	0,013	0,012	0,013	0,013
		0,023	0,022	0,019	0,021	0,022	0,018	0,020	0,017	0,02	0,017	0,020	0,019	0,021	0,016	0,019	0,019	0,017	0,015	0,018	0,017
	Lag3	0,017	0,017	0,016	0,017	0,018	0,017	0,015	0,021	0,016	0,014	0,014	0,014	0,016	0,016	0,014	0,014	0,014	0,014	0,013	0,015
		0,022	0,019	0,019	0,021	0,020	0,020	0,017	0,022	0,02	0,018	0,016	0,016	0,021	0,02	0,02	0,018	0,019	0,016	0,018	0,018
		0,026	0,023	0,023	0,024	0,022	0,021	0,020	0,025	0,023	0,021	0,018	0,018	0,024	0,021	0,022	0,020	0,022	0,018	0,020	0,021
RMSE de la phase de validation	Lag1	0,013	0,013	0,013	0,013	0,014	0,014	0,013	0,014	0,015	0,014	0,014	0,014	0,014	0,014	0,017	0,014	0,014	0,013	0,014	0,015
	Lag2	0,013	0,015	0,015	0,013	0,013	0,014	0,014	0,015	0,013	0,019	0,015	0,015	0,018	0,015	0,017	0,014	0,018	0,019	0,013	0,014
		0,019	0,020	0,019	0,018	0,020	0,019	0,020	0,019	0,018	0,025	0,021	0,019	0,023	0,021	0,022	0,019	0,022	0,024	0,019	0,017
	Lag3	0,015	0,015	0,014	0,016	0,018	0,017	0,018	0,018	0,018	0,018	0,022	0,017	0,014	0,016	0,017	0,016	0,015	0,020	0,016	0,016
		0,019	0,019	0,018	0,018	0,020	0,021	0,021	0,020	0,020	0,022	0,026	0,022	0,020	0,021	0,022	0,021	0,020	0,025	0,021	0,020
		0,027	0,028	0,027	0,026	0,028	0,029	0,029	0,028	0,027	0,028	0,031	0,029	0,028	0,029	0,029	0,029	0,028	0,031	0,031	0,030

1) Valeurs des RMSE correspondants au nombre de neurone dans la première couche cachée

		Nombre de neurones dans la première couche cachée																			
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
RMSE de la phase de Test	Lag1	0,044	0,052	0,045	0,051	0,042	0,041	0,054	0,040	0,043	0,056	0,041	0,044	0,238	0,042	0,042	0,043	0,045	0,049	0,043	0,048
	Lag2	0,071	0,085	0,077	0,078	0,069	0,072	0,083	0,072	0,071	0,072	0,071	0,082	0,071	0,074	0,075	0,104	0,071	0,079	0,071	0,069
		0,090	0,089	0,099	0,090	0,087	0,089	0,088	0,087	0,087	0,087	0,087	0,096	0,087	0,089	0,088	0,123	0,09	0,088	0,088	0,086
	Lag3	0,103	0,104	0,093	0,090	0,093	0,102	0,098	0,097	0,092	0,083	0,095	0,100	0,108	0,099	0,163	0,113	0,097	0,100	0,089	0,090
		0,109	0,107	0,103	0,099	0,101	0,104	0,102	0,104	0,101	0,095	0,103	0,106	0,111	0,103	0,178	0,130	0,103	0,102	0,099	0,103
		0,117	0,116	0,113	0,110	0,113	0,113	0,113	0,114	0,113	0,108	0,116	0,116	0,124	0,111	0,191	0,148	0,112	0,111	0,114	0,119
RMSE de la phase d'apprentissage	Lag1	0,015	0,014	0,013	0,014	0,014	0,013	0,014	0,013	0,014	0,015	0,014	0,014	0,077	0,014	0,014	0,014	0,014	0,018	0,014	0,013
	Lag2	0,017	0,015	0,015	0,016	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015	0,014	0,015	0,019	0,016	0,015	0,015	0,033	0,015	0,015	0,015	0,015
		0,024	0,020	0,021	0,021	0,020	0,021	0,019	0,021	0,021	0,019	0,022	0,023	0,022	0,021	0,021	0,035	0,021	0,021	0,020	0,020
	Lag3	0,023	0,017	0,019	0,017	0,017	0,017	0,016	0,018	0,017	0,015	0,018	0,015	0,022	0,018	0,050	0,036	0,016	0,017	0,015	0,020
		0,024	0,019	0,021	0,020	0,019	0,020	0,019	0,021	0,021	0,018	0,022	0,018	0,024	0,021	0,048	0,036	0,018	0,02	0,020	0,023
		0,027	0,023	0,023	0,024	0,023	0,023	0,022	0,025	0,024	0,021	0,025	0,023	0,027	0,024	0,047	0,036	0,022	0,022	0,023	0,027
RMSE de la phase de validation	Lag1	0,013	0,013	0,013	0,014	0,014	0,014	0,016	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013	0,066	0,013	0,014	0,014	0,013	0,022	0,013	0,013
	Lag2	0,014	0,013	0,017	0,013	0,013	0,013	0,014	0,014	0,014	0,015	0,014	0,020	0,014	0,018	0,014	0,030	0,013	0,013	0,014	0,014
		0,019	0,019	0,022	0,016	0,018	0,018	0,02	0,019	0,02	0,019	0,019	0,023	0,019	0,022	0,020	0,033	0,019	0,019	0,020	0,019
	Lag3	0,027	0,016	0,015	0,015	0,016	0,014	0,017	0,015	0,016	0,014	0,019	0,018	0,020	0,016	0,048	0,040	0,016	0,015	0,013	0,016
		0,027	0,019	0,017	0,018	0,017	0,017	0,022	0,018	0,019	0,020	0,022	0,023	0,020	0,018	0,045	0,039	0,018	0,02	0,019	0,019
		0,032	0,028	0,026	0,027	0,027	0,026	0,030	0,027	0,027	0,029	0,028	0,029	0,028	0,027	0,043	0,042	0,029	0,028	0,029	0,028

2) Valeurs des RMSE correspondants au nombre de neurone dans la deuxième couche cachée

Paramètres	Pt(F)	Pt(Ra)	Peff(F)	Peff(Ra)	ETP(F)	ETP(Ra)	Tmoy(F)	Tmoy(Ra)	134	136	10	5	125	117	83	84	51	37	14	26	7	RMSE		
																						Apprentissage.	Validation	Test
																						0	0	0
0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	2,5	2,63	4,24
0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	1,96	2,18	4,2
0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	2,4	2,47	4,11
0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0	2,46	2,51	4,13
0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0	1	0	0	2,18	2,37	4,38
0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	2,09	2,61	4,09
0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	1	0	1,95	2,28	4,28
0	0	0	1	0	1	0	1	1	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	2,27	2,39	4,34
0	0	0	1	0	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	2,27	2,53	4,2
0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	1	0	0	0	2,43	2,48	4,2
0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	0	0	0	2,38	2,17	4,25
0	0	0	1	0	1	0	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	2,01	2,43	4,35
0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	1	1,85	2,37	4,77
0	0	1	1	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	2,06	2,43	4,26
0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	2,33	2,72	4,04
0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	2,55	2,65	4,08
0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	1,97	2,7	4,15
0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	0	2,63	2,35	4,15
0	0	0	1	0	1	0	0	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1,66	2,1	4,44
0	0	0	1	0	1	0	0	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0,77	2,13	4,82
0	0	0	1	0	1	0	0	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1,44	2,39	4,58
0	0	0	1	0	1	0	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1,92	2,3	4,23
0	0	0	1	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	2,13	2,22	4,14
0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	1	0	0	0	2,05	2,67	4,31
0	0	0	1	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	2,06	2,18	4,3
0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	2,19	2,6	4,4
0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	2,13	2,56	4,21
0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	2,24	2,72	4,17
0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	2,63	2,71	4,16
0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	2	2,35	4,26
0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	2,19	2,54	4,04

PARAMETRES INTRODUIS DANS LA COUCHE D'ENTREE ET PRIS EN CONSIDERATION DANS LE CALCUL

	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	1	0	0	0	1,92	2,22	4,13
--	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	------	------	------

3) Les paramètres pris en considération et les RMSE correspondants

[$P_t(F)$, $P_{eff}(F)$, $ETP(F)$, $T_{moy}(F)$] : Pluie totale, Pluie efficace, Evapotranspiration et Température moyenne à la station de Fiefs ; [$P_t(Ra)$, $P_{eff}(Ra)$, $ETP(Ra)$, $T_{moy}(Ra)$] : Pluie totale, Pluie efficace, Evapotranspiration et Température moyenne à la station de Radinghem ; [134= 18-1X-134, 136= 18-1X-136, 10= 18-2X-10, 5=18-7X-5, 125= 18-1X-125, 117= 18-1X-117, 83= 17-3X-83, 84=17-3X-84, 51= 17-1X-51, 37= 17-2X-37, 14= 17-4X-14, 26= 17-4X-26, 7= 17-1X-7] : piézomètres ; RMSE= racine carrée de l'erreur quadratique moyenne ; o : paramètre non pris en considération dans la couche d'entrée du modèle, 1 : paramètre pris en considération dans la couche d'entrée du modèle.

PRODUCTION SCIENTIFIQUE

1) *Revues internationales (Rang A)*

- 1- **Lallahem S. , Lamouroux C. & Mania J. (2002).** Hypothèse de contrôle structurale de la dynamique des eaux souterraines : Exemple de l'aquifère de la bordure nord du Bassin de Paris. *Revue Française de Géotechnique (Sous presse)*.
- 2- **Lallahem, S. & Mania, J. (2002).** Evaluation and forecasting of daily groundwater inflow in a small chalky watershed. *Hydrological Processes (Sous presse)*.
- 3- **Lallahem, S. & Mania, J. (2002).** A non-linear rainfall-runoff model using neural network technique : Example in fractured porous media. *Journal of Mathematical and Computer Modelling (Sous presse)*.
- 4- **Lallahem, S. & Mania, J. (2002).** Daily karst aquifer outflow forecasting using artificial neural networks approach. *Accepté dans Ground Water*.
- 5- **Lallahem, S., Mania, J., Lamouroux, C. & Hani, A. (2002).** Proposition of a structure-groundwater model: Application on cracked chalky media. *Accepté dans le Bulletin de la Société Géologique de France*.

2) *Revues nationales (Rang B)*

- 1- **Lallahem S. & Mania J. (2002).** A linear and non-linear rainfall-runoff models to evaluate aquifer outflow. *Tribune de l'Eau. N°1, Vol. 55, N°615*.

3) *Articles soumis*

- Lallahem, S. & Mania, J. (2002).** The quasilinear approximation for short term forecasting of heterogeneous porous media flow. Note soumise au *Bulletin de la Société Géologique de France*.
- Lallahem S. , Mania J. & Crampon N (2002).** Determination of aquifer outflow influence parameters and study of optimal model lag using neural networks approach. Application in fissured chalky media. *Note soumise au J. of Hydrology*.
- Lallahem, S., Mania, J., Hani A. & Najjar Y. (2002).** On the Use of Neural Networks for evaluate groundwater levels in fractured media. *Note soumise au J of Hydrology*.

4) *Articles à soumettre*

- Lallahem S., Mania J. & Hani, A. (2002).** A modelling approach to forecasting aquifer outflow. *Note à soumettre au J. of African Earth Sciences*.

5) *Communications acceptées dans des colloques internationaux*

- Lallahem S. , Mania J. & Crampon N (2000).** Hydrodynamics and relationship between superficial and underground flows in chalky media. *25th European Geophysical Society. Nice- France*.
- Lallahem S. , Mania J. & Crampon N (2001).** First results of the hydrodynamic and hydrochismic study of the springs in a chalky country, North of France. *26th European Geophysical Society. Nice- France*.
- Lallahem S. , Mania J. & Crampon N., (2001).** Proposition d'une méthodologie sur la mesure des décalages des paramètres physico-chimiques. 7^{ème} Colloque d'Hydrologie en pays calcaire et en milieu fissuré. Sciences et Techniques de l'Environnement, Univ. de Franche-Comté, Mémoire hors-série (13). 221-226.
- Lallahem S. , Mania J. (2002).** Estimating groundwater outflow using a non-linear rainfall-runoff model. *27th European Geophysical Society. Nice- France*
- Lallahem S., Mania J. & Hani, A. (2002).** A Study of Daily Aquifer Outflow Simulation and Determination of Influencing Parameters using Neural Networks Approach. *Third International Conference on Water Resources and Environment Research (ICWRER). Water quantity & quality aspects in modelling and management of ecosystems. Dresden, Allemagne*.
- Lallahem S. & Mania J. (2002).** An Application of Artificial Neural Networks for Aquifer Outflow Forecasting. *Third International Conference on Water Resources and Environment Research (ICWRER). Water quantity & quality aspects in modelling and management of ecosystems. Dresden, Allemagne*.

- Lallahem S. & Mania J. (2002).** Confrontation des méthodes de la géologie, de l'hydrochimie et de l'hydrodynamique pour la reconnaissance des circulations karstiques : Exemple dans le Nord de la France. *19^{ème} Colloque de Géologie Africaine. Jadida. Maroc.*
- Lallahem S., Mania J. & Hani, A. (2002).** A modelling approach to forecasting aquifer outflow on a regional scale. *19^{ème} Colloque de Géologie Africaine. Jadida. Maroc.*
- Lallahem S. , Mania J. & Lamouroux C. (2002).** Influence of geological structure on groundwater hydrodynamics in a fissured chalk medium (Northern France). *ModelCare2002, International conference on Calibration and Reliability in Groundwater Modelling: A few Steps closer to reality. République Tchèque*
- Lallahem, S. , Mania, J., Lamouroux, C., Carlier E., (2002).** Determination of aquifer physical parameters using groundwater replenishments periods approach. *1st Annual Environmental & Water Resources Systems Analysis (EWRSA) Symposium In conjunction with A.S.C.E. Environmental & Water Resources Institute (EWRI) Annual Roanoke, Virginia, USA*
- Lallahem S. , Mania J. & Lamouroux C. (2002).** Influence des caractéristiques structurales sur l'hydrodynamisme des eaux souterraines dans un milieu crayeux fissuré. *Watmed2002. Monastir, Tunisie. Colloque International sur l'eau dans le Bassin Méditerranéen : Ressources & Développement Durable. pp. 475-481.*
- Lallahem S. & Mania J. (2002).** Modelling groundwater flow in a small fissured chalk catchment. *Watmed2002. Monastir, Tunisie*

6) Communications acceptées dans des colloques nationaux

- Lallahem S. , Mania J. & Lamouroux C. (2001).** Approche des relations tectonique-karst-hydrodynamisme par l'analyse du flux sortant, de la piézométrie et des paramètres physico-chimiques en pays crayeux fracturé : Exemples dans le Nord de la France. *1^{er} Colloque National sur l'Hydrogéologie et Environnement. Fès, Maroc.*