

Modèle hydrogéologique et géomécanique pour la simulation de la subsidence et/ou du soulèvement dans la zone de Bruxelles

Auteur : Poncelet, Antoine

Promoteur(s) : Dassargues, Alain

Faculté : Faculté des Sciences appliquées

Diplôme : Master en ingénieur civil des mines et géologue, à finalité spécialisée en géologie de l'ingénieur et de l'environnement

Année académique : 2023-2024

URI/URL : <http://hdl.handle.net/2268.2/20049>

Avertissement à l'attention des usagers :

Tous les documents placés en accès ouvert sur le site le site MatheO sont protégés par le droit d'auteur. Conformément aux principes énoncés par la "Budapest Open Access Initiative"(BOAI, 2002), l'utilisateur du site peut lire, télécharger, copier, transmettre, imprimer, chercher ou faire un lien vers le texte intégral de ces documents, les disséquer pour les indexer, s'en servir de données pour un logiciel, ou s'en servir à toute autre fin légale (ou prévue par la réglementation relative au droit d'auteur). Toute utilisation du document à des fins commerciales est strictement interdite.

Par ailleurs, l'utilisateur s'engage à respecter les droits moraux de l'auteur, principalement le droit à l'intégrité de l'oeuvre et le droit de paternité et ce dans toute utilisation que l'utilisateur entreprend. Ainsi, à titre d'exemple, lorsqu'il reproduira un document par extrait ou dans son intégralité, l'utilisateur citera de manière complète les sources telles que mentionnées ci-dessus. Toute utilisation non explicitement autorisée ci-avant (telle que par exemple, la modification du document ou son résumé) nécessite l'autorisation préalable et expresse des auteurs ou de leurs ayants droit.

UNIVERSITÉ DE LIÈGE



ATFE0011 TRAVAIL DE FIN D'ÉTUDES

Modèle hydrogéologique et géomécanique pour la simulation de la subsidence et/ou du soulèvement dans la zone de Bruxelles

Promoteur :

DASSARGUES Alain

Co-encadrant :

ORBAN Philippe

PONCELET Antoine

s182045

Année académique 2023-2024

Table des matières

Introduction	6
1 Contexte environnemental de la région de Bruxelles	10
2 Contexte environnemental local	17
3 Mesure des mouvements de sol par InSar	18
4 Modèle hydromécanique 1D vertical	21
4.1 Modèle conceptuel	21
4.2 Objectifs du modèle	21
4.3 Processus physiques et lois constitutives	21
4.4 Dimensionnalité	23
4.5 Discrétisation et méthode numérique	23
4.6 Conditions initiales	24
4.7 Conditions aux frontières	24
4.8 Reconstruction de l'évolution des pressions dans les aquifères	26
4.9 Paramétrisation	29
4.10 Premiers résultats avant calibration	34
4.11 Calibration	36
4.12 Analyse de sensibilité	39
4.13 Interprétation et commentaires	42
Conclusion et perspectives	45
Annexe : Modèle hydrogéologique 3D d'écoulement	46
Objectifs du modèle	46
Modèle conceptuel	46
Processus modélisés	46
Échelle	46
Dimensionnalité et discrétisation	47
Conditions aux limites	48
Paramétrisation	49
Sollicitations	53
Observations	54
Implémentation	54

Liste des figures

1	Vitesse de soulèvement de la surface du sol de 1992 à 2019 [15] [16]. Les limites de la zone de Tour et Taxis sont représentées en rouge et les frontières de la région en noir.	9
2	Évolution du niveau piézométrique dans l'aquifère des craies à Bruxelles [18].	10
3	Carte géologique de la région Bruxelles-Capitale [25]. Les remblais, alluvions et limons éoliens ne sont pas représentés, la légende se trouve au TABLEAU 1. La limite de la zone de Tour et Taxis est représentée en rouge et la coupe de la FIGURE 9 en brun.	13
4	Carte piézométrique de l'aquifère des sables de Wemmel, Lede, Bruxelles et Vlierzele et emprise du système aquifère sableux perché.	13
5	Isopièses de l'aquifère des sables de Wemmel, Lede, Bruxelles et Vlierzele et de l'aquitard des sables et argiles de Tielt.	15
6	Isopièses dans l'aquifère des sables de Wemmel, Lede, Bruxelles et Vlierzele et l'aquitard des sables et argiles de Moen.	15
7	Isopièses de l'aquifère des sables du Landénien en mai 2013 [3].	16
8	Piézomètres dans l'aquifère du socle et des craies.	17
9	Coupe géologique Ouest-Est centrée sur Tour et Taxis. (diagonale Ouest-Est du modèle hydrogéologique 3D) La légende se trouve au TABLEAU 1 et la position est indiquée sur la carte géologique à la FIGURE 3. D'après Brugéotool [20].	18
10	Répartition géographique des persistent scatterers.	19
11	Courbes temps-déplacement moyennes avant (en haut) et après (en bas) l'application de la moyenne mobile.	20
12	Hauteurs d'eau imposées dans les aquifères, (données construites sur base des relevés piézométriques à proximité, la méthodologie est décrite à la SECTION 4.8).	25
13	Relevés piézométriques dans l'aquifère alluvial et l'aquitard des sables et argiles de Moen à proximité de Tour et Taxis. D'après BruWater pour les piézomètres 532 et 531 [21]. D'après la carte géotechnique de Bruxelles [9] [10] pour les données ponctuelles. Une correction a été appliquée pour extrapoler les données jusqu'au piézomètre virtuel.	25
14	Surface piézométrique de mai 2013 construite sur base d'une interpolation linéaire entre les courbes isopièses du Brussels Phreatic System Model v1.0 pour l'aquitard des sables et argiles de Moen. Le carré est centré sur Tour et Taxis et mesure trois kilomètres de côté et correspond aux limites du modèle 3D d'écoulement.	26
15	Emplacement des piézomètres de l'aquifère des sables du Landénien (en haut) et les séries piézométriques correspondantes (en bas) [21].	27
16	Emplacement des piézomètres de l'aquifère du socle et des craies (en haut) et les séries piézométriques correspondantes (en bas) [21].	28
17	Reconstruction de la série piézométrique de l'aquifère du socle et des craies. .	29
18	Essais œdométriques provenant de la carte géotechnique de Bruxelles pour la formation de Courtrai avec une distinction entre le membre de Moen, plus sableux et le membre de Saint-Maur, plus argileux [9].	32

19	Conductivité hydraulique de la formation de Courtrai. Membre de Moen (en haut) et Membre de Saint-Maur (en bas). D'après les fiches de données ponctuelles de la carte géotechnique [9].	33
20	Évolution verticale de la pression interstitielle dans la colonne de 1900 à 2020 (avant calibration).	34
21	Déformation relative des unités modélisées (avant calibration). À droite, un zoom sur les années où les déformations étaient maximales.	35
22	Variations de l'épaisseur des unités modélisées (avant calibration).	36
23	Comparaison entre les estimations provenant des mesures satellitaires et les résultats calculés par le modèle avant calibration (courbe temps - déplacement).	37
24	Comparaison entre les estimations provenant des mesures satellitaires et les résultats calculés par le modèle (courbe temps - vitesse).	37
25	Étape intermédiaire de la calibration. Indice de gonflement $\kappa_{aquitards} = 0.009$	38
26	Comparaison des déformations calculées par le modèle avant et après la calibration.	38
27	Histogramme des indices de gonflement κ provenant de la carte géotechnique de Bruxelles [9] pour l'aquiclude des argiles de Saint-Maur.	39
28	Impact de l'incertitude de la compressibilité des aquicludes sur les tassements et gonflements calculés.	39
29	Impact de l'incertitude de la compressibilité de l'aquifère sur les tassements et gonflements calculés.	40
30	Impact de l'incertitude de la perméabilité intrinsèque des aquitards sur les tassements et gonflements calculés (en haut) et la dynamique de la pression interstitielle (en bas). La perméabilité intrinsèque de l'aquitard de l'Yprésien après calibration est de $3 \times 10^{-17} m^2$ et celle de l'aquitard du Landénien est de $1.4 \times 10^{-17} m^2$	41
31	Impact de l'incertitude de la perméabilité intrinsèque de l'aquifère sur les tassements et gonflements calculés (en haut) et la dynamique de la pression interstitielle (en bas). La perméabilité intrinsèque de la première simulation, est de $k=3.3 \times 10^{-15} m^2$	42
32	Évolution de la pression interstitielle dans la colonne de 1900 à 2020.	43
33	Variations de l'épaisseur des unités modélisées.	43
34	Limites du modèle d'écoulement sur fond piézométrique de mai 2013 pour l'aquifère du Landénien. Fond de carte : IGN 2024 [29].	47
35	Coupe schématique montrant la discrétisation de l'extrémité d'une couche géologique. La formation verte se termine en biseau et les cellules superflues sont attribuées à la formation en gris.	48
36	Zonage de la conductivité hydraulique de la première couche du modèle 3D.	49
37	Hauteur d'eau dans le canal en aval de la première écluse en amont.	51
38	Recharge moyenne annuelle en mm/an (1833-1975). D'après WetSpass 2007 [4] (non consulté). (modifiée d'après Agniel 2020 [2])	52
39	Position et débit maximum autorisé des captages dans les eaux souterraines en région bruxelloise. D'après Bruxelles Environnement [24].	53
40	Somme des autorisations de captages par aquifère, évolution temporelle.	54
41	Évolutions piézométriques observées dans la zone du modèle 3D.	55

42	Résultats du modèle 3D permanent. (en haut) Carte piézométrique des sables et argiles de Moen. Le seuil de tolérance des deux diagrammes à moustaches est de 1m, ce qui représente 5% du Δh global. (en bas) Carte piézométrique de l'aquifère du Landénien. Le seuil de tolérance des diagrammes est de 3m.	56
----	--	----

Liste des tableaux

1	Unités hydrogéologiques de la région Bruxelles-Capitale [22].	11
2	Nombre de persistent scatterer par série et vitesse de soulèvement.	19
3	Discrétisation verticale des unités hydrogéologiques.	24
4	Valeurs pour les paramètres utilisés.	30
5	Indice de gonflement des argiles yprésiennes.	32
6	Analyse de sensibilité du gonflement calculé par rapport aux caractéristiques mécaniques et hydrogéologiques.	40
7	Conductivités hydrauliques des unités hydrogéologiques modélisées, d'après le Brussels Phreatic System Model (BPSM) [2], Brugeotool [20] et la carte géotechnique de Bruxelles [9].	50
8	Coefficients d'emmagasinement spécifique et porosité efficace de drainage [2] [8].	52

Remerciements

Je tiens à remercier toutes les personnes qui m'ont aidées ou soutenues dans la rédaction de mon travail de fin d'études.

Tout d'abord, mon promoteur, M. Alain Dassargues, professeur à l'université de Liège, pour son aide précieuse et ses conseils avisés.

Ensuite, je voudrais remercier mon maitre de stage, M. Pierre Gérard, professeur à l'université libre de Bruxelles, pour son aide et ses explications apportée pour la réalisation du modèle géomécanique.

Je remercie également M. Philippe Orban pour sa patience et son aide lors de la conception du modèle hydrogéologique.

Je souhaite aussi remercier les personnes suivantes :

M. Pierre-Yves Declercq pour ses explications détaillées concernant la mesure des déformations de la surface du sol par l'analyse InSar.

M. Mathieu Agniel pour les précisions apportées à propos des modèles hydrogéologiques de la région bruxelloise.

Pour terminer, je voudrais remercier tout particulièrement mes parents pour leur soutien et leurs encouragements durant mes années d'études et pour la relecture et les corrections apportées à ce travail.

Introduction

Les mouvements de soulèvement et de subsidence de la surface du sol sont fréquents, surtout dans les grandes villes situées dans des bassins sédimentaires importants tels que les deltas et estuaires, qui contiennent des épaisseurs importantes de sédiments compressibles et souvent peu consolidés.

Ces tassements sont problématiques pour nos sociétés car de grandes villes sont concernées telles que Shanghai, Mexico, Tokyo et beaucoup d'autres. Des tassements trop importants, parfois couplés à l'élévation du niveau marin, peuvent augmenter les risques d'inondations dans des centres urbains, souvent situés à proximité de grands fleuves et de la mer. C'est notamment le cas de Venise qui est déjà très impactée par les inondations actuellement ou la ville de Jakarta, qui se situe à moins de dix mètres d'altitude et qui a subi une subsidence de 4.1m entre 1974 et 2010 [27] à laquelle il faut ajouter l'élévation du niveau de la mer qui était de 20cm en 2018 par rapport au niveau de 1901 et pourrait atteindre 50 centimètres à deux mètres en 2100 selon les différents scénarios du GIEC [34].

Les tassements non uniformes peuvent aussi causer des problèmes structurels sur des infrastructures telles que des bâtiments, des routes ou des tunnels [41] [38].

Enfin, les tassements liés à l'exploitation d'un aquifère ou d'un champ pétrolier impactent la perméabilité des réservoirs à cause de la diminution de porosité induite localement autour du forage par la diminution du volume de la roche.

La cause la plus fréquente des mouvements de sol est la diminution des pressions d'eau par la surexploitation des aquifères mais d'autres phénomènes peuvent en être responsables.

Par exemple le sous-sol peut contenir des formations géologiques riches en anhydrite. Lorsque ces formations sont mises en contact avec de l'eau, l'anhydrite se transforme en gypse par hydratation et entraîne le gonflement de la formation. C'est ce qu'il s'est passé à Lochwiller, où la création d'une sonde géothermique a permis le transfert d'eau d'un aquifère captif vers une formation du Keuper, sus-jacente contenant de l'anhydrite, ce qui a provoqué des soulèvements importants et des désordres dans les bâtiments [36].

Pour terminer, un autre phénomène pouvant entraîner une surrection est le rebond isostatique, qui consiste en une remontée du niveau du sol après une érosion rapide. La durée du mouvement et l'étendue d'une zone concernée par ce phénomène sont beaucoup plus importantes que celle des autres causes de subsidence et d'ascendance. C'est entre autres le cas du Nord de l'Europe où un rebond isostatique a commencé après le retrait des glaciers à la fin de la dernière période glaciaire il y a 10000 ans et est encore en cours à l'époque actuelle [30].

Mexico est un bon exemple de subsidence liée à la surexploitation des aquifères. La ville se situe sur des sédiments lacustres non consolidés et l'exploitation intensive des aquifères est supérieure à la recharge, provoquant une baisse du niveau piézométrique. Le niveau de l'eau dans les aquifères a baissé de 30 mètres en 20 ans et le niveau du sol est descendu de 13 mètres depuis 1960 au centre de la zone de subsidence [27] avec une vitesse de subsidence qui a pu atteindre -273mm/an certaines années [38].

Des pompages trop importants par rapport à la recharge des aquifères conduisent à des rabattements et une baisse régionale du niveau de l'eau et de la pression interstitielle. Le lien entre les rabattements et les tassements peut être établi grâce à la décomposition de la contrainte totale en une somme de la contrainte effective et de la pression interstitielle qui a été développée par Terzaghi [39] :

$$\sigma = \sigma' + u_w$$

où seule la contrainte effective σ' est responsable des effets mécaniques.

Une diminution de la pression du fluide intergranulaire avec une charge totale maintenue constante, ce qui est le cas dans un aquifère captif, aura pour impact une augmentation de la contrainte effective et donc une compaction de l'aquifère. Pour un aquifère libre, la baisse du niveau d'eau engendre aussi une diminution du poids des terrains sus-jacents par leur désaturation et donc une diminution de la contrainte totale. L'augmentation de la contrainte effective sera donc moins importante pour une diminution égale de pression interstitielle. L'effet inverse peut aussi se produire, une augmentation de la pression de l'eau aura pour impact une diminution de la contrainte effective et donc une augmentation du volume du milieu poreux, si ce dernier a un comportement géomécanique incluant une composante élastique réversible.

Comme les déformations latérales d'un élément de volume du milieu poreux saturé sont contraintes par celles des éléments voisins, les déformations les plus significatives sont des déformations verticales. Cette situation est similaire à celle d'un test œdométrique où les parois latérales sont fixées mécaniquement.

Les variations de volume d'un milieu poreux saturé se font principalement par une diminution de la porosité car les grains solides et l'eau sont pratiquement incompressibles. Dans un milieu saturé, la consolidation nécessite donc d'évacuer une quantité d'eau égale à la variation de volume. Dans un aquifère, ce transfert d'eau est beaucoup plus rapide que dans une formation peu perméable où le transfert d'eau est très lent et donc la propagation des variations de pressions interstitielles est particulièrement lente. La vitesse de consolidation d'un aquitard dépend donc fortement de sa perméabilité et de son épaisseur.

Dans un premier temps, les variations de pression liée à l'exploitation d'un aquifère ne se produisent que dans l'aquifère concerné. Si la pression n'est pas rétablie dans l'aquifère, la diminution de pression va progressivement se propager à travers les aquitards voisins, ce qui causera des tassements beaucoup plus importants, souvent retardés par rapport à la diminution de pression mesurée dans les aquifères.

La compressibilité d'une formation géologique est fortement liée à sa lithologie, les tourbes et les argiles étant beaucoup plus compressibles que des sables ou des graviers. Dans une séquence sédimentaire composée d'une alternance d'aquifères et d'aquitards, les aquifères ont donc moins d'impact sur le tassement final que les aquitards.

L'histoire géologique d'une formation influence aussi sa compressibilité car une contrainte appliquée sur une couche normalement consolidée provoquera des déformations plastiques importantes alors que si elle a déjà été préconsolidée, les premières déformations seront élastiques et de moins grande ampleur.

Lors de l'exploitation du charbon aux *XIXe* et *XXe* siècles, de nombreuses mines ont été creusées dans les bassins houillers en pompant l'eau pour dénoyer les galeries, ce qui a provoqué un rabattement important et un tassement des formations compressibles. Après la fermeture des mines et l'arrêt des pompes d'exhaures, le niveau des aquifères est remonté, provoquant une baisse de la contrainte effective et la remontée du sol par effet élastique. Ces mouvements de la surface du sol ont été décrits par Declercq en 2020 [17] pour les charbonnages du Limbourg, où des vitesses de subsidence et de soulèvements supérieures à 1mm/an ont été monitorées par des mesures InSar.

Les mouvements de sol causés par l'exploitation minière ne sont pas uniquement liés au pompage de l'eau en profondeur, des affaissements plus locaux peuvent aussi se produire à cause de l'effondrement de galeries. Lors de la phase d'exploitation si le gisement est exploité selon la méthode du foudroyage, qui consiste à laisser s'effondrer les cavités après l'exploitation du gisement ou, si le soutènement est laissé en place après l'abandon des galeries, il se détériore progressivement jusqu'à l'effondrement du tunnel, ce qui peut dans certains cas être favorisé par la remontée de l'eau dans la mine, provoquant des affaissements ou des effondrements en surface.

Les tassements uniformes sont peu impactant pour les infrastructures et les constructions, cependant, des tassements différentiels modifient la répartition des contraintes au sein des structures des bâtiments et peuvent causer des fissures ou des problèmes de stabilité [5].

Ces tassements différentiels sont souvent multifactoriels. Parmi leurs causes, on peut citer des variations latérales de la géologie, par exemple des variations de la profondeur du socle rocheux. Ce dernier est en général beaucoup moins compressible que d'autres lithologies telles que des argiles et limons que l'on peut trouver dans des plaines alluviales et sera par conséquent plus stable. Un autre exemple fréquent est la présence d'anciens méandres plus argileux ou plus tourbeux dans une plaine alluviale qui seront plus compressibles qu'une zone plus sableuse.

La modification des écoulements d'eau souterraine peut aussi être la cause de tassements différentiels, par exemple, la proximité d'un pompage important qui provoque localement des rabattements élevés produira des tassements très localisés. Pour les mêmes raisons, l'assèchement d'une fouille creusée dans le cadre de travaux de génie civil peut aussi conduire à des tassements importants. Enfin, la modification des écoulements d'eau souterraine, par exemple par la construction d'une structure souterraine étanche peut modifier de part et d'autre la hauteur piézométrique et donc les contraintes effectives. De même, une structure souterraine perméable peut aussi être la cause de tassements localisés. C'est le cas du métro de Shanghai, dont les plus vieilles lignes ne sont pas étanches et jouent le rôle d'un drain, augmentant les tassements à proximité [37]. Ce phénomène de tassements différentiels sur l'axe longitudinal des tunnels est amplifié par la présence de zones les plus perméables qui provoquent des rabattements plus importants que les zones plus étanches, augmentant les déformations du tunnel, et les infiltrations d'eau entre les voussoirs [41].

La ville de Bruxelles est aussi impactée par des mouvements de la surface du sol. Pierre-Yves Declercq et al. (2017) [18] ont révélé grâce à des analyses InSar que le centre de Bruxelles se soulevait depuis 1992 à des vitesses pouvant atteindre plusieurs millimètres par an. Ces soulèvements sont principalement localisés dans le Nord-Ouest et dans la vallée de la Senne et sont plus importants dans les premières séries avant 2010.

Ils ont aussi montré la corrélation entre ces soulèvements et la remontée des niveaux piézométriques dans les aquifères du socle et des sables du Landénien à la suite de la désindustrialisation du centre de Bruxelles et la mise à l'arrêt de nombreux pompages. Le niveau dans l'aquifère du socle et des craies est aujourd'hui proche de 10 mètres d'altitude mais était de -40 mètres dans les années soixante (cfr FIGURE 2). Le niveau du sol est descendu lors de la descente du niveau dans les aquifères et on observe aujourd'hui un rebond élastique car le niveau des aquifères remonte.

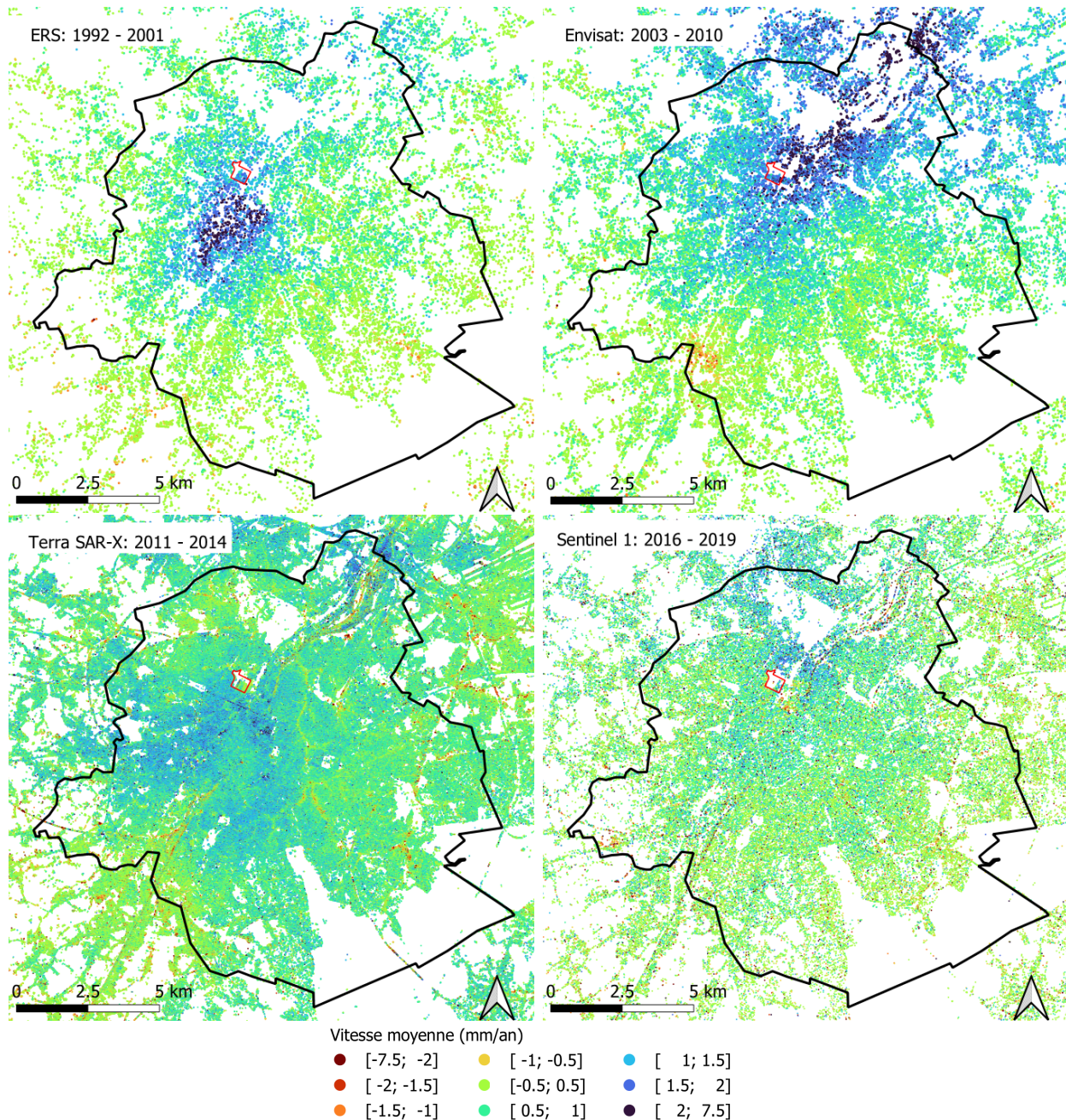


FIGURE 1 – Vitesse de soulèvement de la surface du sol de 1992 à 2019 [15] [16]. Les limites de la zone de Tour et Taxis sont représentées en rouge et les frontières de la région en noir.

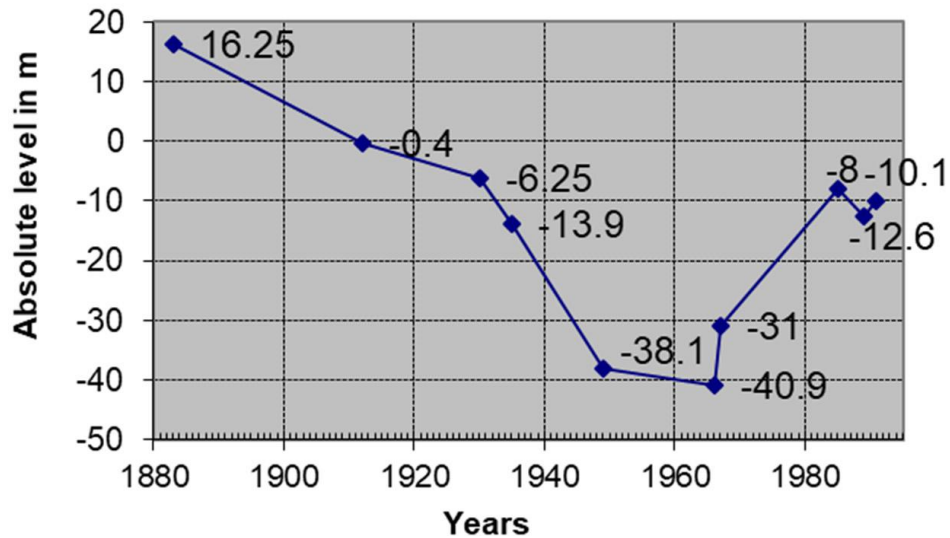


FIGURE 2 – Évolution du niveau piézométrique dans l’aquifère des craies à Bruxelles [18].

1 Contexte environnemental de la région de Bruxelles

Géographie

Bruxelles se situe au centre de la Belgique et en est la capitale. Sa région est une zone fortement urbanisée, comptabilisant plus de 1.2 millions d’habitants en 2024 avec une densité de plus de 7700 habitants par km² et une croissance importante [35]. La plus grande partie de la région est urbanisée à l’exception d’une zone au Sud-Est couverte par la forêt de Soignes.

Géomorphologie et hydrologie

La région bruxelloise est traversée par plusieurs rivières qui ont fortement marqué le relief par leurs vallées et s’écoulent principalement vers le Nord-Est. Ces cours d’eau sont la Senne et ses affluents dont les principaux sont le Maelbeek, la Woluwe, le Molenbeek et le Neerpèdebeek. Dans l’agglomération, ils ont majoritairement été enterrés à la suite d’une campagne de lutte contre l’insalubrité de la ville qui a débuté dans la deuxième moitié du *XIXe* siècle, la Senne étant devenue au fil du temps un égout à ciel ouvert. Le canal reliant Charleroi et l’Escaut traverse Bruxelles en passant par la vallée de la Senne.

Topographiquement, le point culminant se situe dans la forêt de Soignes, à une altitude de 125m et le point le plus bas se trouve dans le fond de la vallée de la Senne à une altitude de 15m.

Formation	Unités Stratigraphiques (US/RBC)	Unités Hydrogéologiques (UH/RBC)		Type	Etat de la nappe	Système
-	US/RBC_11 Remblais	UH/RBC_1 Système aquifère du quaternaire	UH/RBC_1a Système aquitard quaternaire superficiel	aquitard	libre	Phréatique
-	US/RBC_12 Couverture limoneuse		UH/RBC_1b Aquifère des limons, sables et graviers alluviaux	aquifère	semi- captif	
-	US/RBC_13 Argiles alluviales					
-	US/RBC_14 Limons, sables et graviers alluviaux					
Diest	US/RBC_21 Sables de Diest	UH/RBC_2 Système aquifère sableux perché		aquifère	libre	
Bolderberg	US/RBC_22 Sables de Bolderberg					
Sint-Huilbrechts-Hern	US/RBC_23 Sables et argiles de Sint-Huilbrechts-Hern					
Maldegem (Zomergem)	US/RBC_24 Argiles de Maldegem (membre de Zomergem)					
Maldegem (Onderdale)	US/RBC_25 Sables de Maldegem (membre de Onderdale)					
Maldegem (Ursel et Asse)	US/RBC_31 Argiles de Maldegem (membre de Ursel et Asse)	UH/RBC_3 Aquiclude des argiles de Ursel et Asse		aquiclude	-	
Maldegem (Wemmel)	US/RBC_41 Sables de Maldegem (membre de Wemmel)	UH/RBC_4 Aquifère des sables de Wemmel, Lede, Bruxelles et Vlierzele		aquifère	libre	
Lede	US/RBC_42 Sables de Lede					
Bruxelles	US/RBC_43 Sables de Bruxelles					
Gent (Vlierzele)	US/RBC_44 Sables de Gent (membre de Vlierzele)					
Gent (Merelbeke)	US/RBC_51 Argiles de Gent (membre de Merelbeke)	UH/RBC_5 Aquiclude des argiles de Merelbeke		aquiclude	-	
Tielt	US/RBC_61 Sables et argiles de Tielt	UH/RBC_6 Aquitard des sables et argiles de Tielt		aquitard	libre (localement captif)	
Kortrijk (Aalbeke)	US/RBC_71 Argiles de Kortrijk (membre d'Aalbeke)	UH/RBC_7 Système aquitard des sables et argiles de Kortrijk	UH/RBC_7a Aquiclude des argiles de Aalbeke	aquiclude	-	
Kortrijk (Moen)	US/RBC_72 Sables et argiles de Kortrijk (membre de Moen)		UH/RBC_7b Aquitard des sables et argiles de Moen	aquitard	libre (localement captif)	
Kortrijk (Saint-Maur)	US/RBC_73 Argiles de Kortrijk (membre de Saint Maur)		UH/RBC_7c Aquiclude des argiles de Saint-Maur	aquiclude	-	
Hannut (Grandglise)	US/RBC_81 Sables de Hannut (Membre de Grandglise)		UH/RBC_8 Système aquifère des sables du Landénien	UH/RBC_8a Aquifère des sables du Landénien	aquifère	captif
Hannut (Lincet)	US/RBC_82 Argiles de Hannut (Membre de Lincet)		UH/RBC_8b Aquiclude des argiles du Landénien	aquiclude	-	
Gulpen	US/RBC_91 Craies de Gulpen	UH/RBC_9 Système aquifère des craies du Crétacé et du socle Paléozoïque	UH/RBC_9a Aquifère des craies du Crétacé	aquifère	captif	
Tubize	US/RBC_92 Socle Paléozoïque		UH/RBC_9b Système aquifère du socle Paléozoïque	aquifère / aquitard	captif	

TABLEAU 1 – Unités hydrogéologiques de la région Bruxelles-Capitale [22].

Géologie

Du plus jeune au plus ancien, le sous-sol bruxellois est composé des formations géologiques suivantes. À l'exception des remblais, limons, alluvions et du socle paléozoïque, elles sont empilées les unes sur les autres, légèrement inclinées vers le Nord-Ouest avec un pendage de l'ordre de 0.3° (cfr TABLEAU 1 et FIGURE 3) :

- Des remblais, dont l'épaisseur est variable. Ils sont souvent présents pour reboucher d'anciennes dépressions dans le relief.
- Une couverture de limons éoliens recouvre les versants des vallées et les plateaux.
- Des alluvions dans le fond des vallées, dont la composition varie entre de la tourbe, des limons, des sables et des graviers. Au centre de la vallée de la Senne, leur épaisseur peut atteindre de l'ordre de 15 à 20m.
- Les sables de la formation de Diest, datant du Miocène.
- La formation de Bolderberg, aussi composée de sables de la même époque. Ces deux formations couvrent une superficie inférieure à 1km^2 en région bruxelloise sur les hauteurs de la ville en rive gauche de la Senne.
- Les sables et argiles de Sint-Huibrechts-Hern datent de l'Éocène moyen à supérieur. Ils sont aussi présents uniquement sur les hauteurs et ont une épaisseur maximale de 18m.
- La formation de Maldegem date de la même époque et contient plusieurs membres argileux et sableux dont l'épaisseur cumulée atteint 17m.
- Les sables des formations de Lede et Bruxelles, qui se sont déposés au début de l'Éocène moyen. Leur épaisseur peut atteindre respectivement 20m et 50m là où l'épaisseur complète de la formation existe et n'a pas été érodée. La formation de Bruxelles n'existe qu'en rive droite de la Senne.
- La formation de Gand, de la fin de l'Éocène inférieur, qui est composée d'un membre plus sableux et d'un membre plus ancien avec une teneur en argile plus importante. Elle n'existe qu'en rive gauche de la Senne et a une épaisseur pouvant atteindre 17m.
- Les sables et argiles de Tielt, qui sont présents dans la moitié Nord-Ouest de la ville et leur épaisseur est de l'ordre de 18m.
- La formation de Courtrai, dont les parties supérieure et inférieure, ont une teneur élevée en argile et sont séparés par un membre plus sableux. Elle s'est déposée au début de l'Éocène inférieur. Son épaisseur est de l'ordre de 60m et il s'agit de la première formation continue sur toute la région de Bruxelles.
- La formation de Hannut, dont le dépôt date du Paléocène supérieur et qui se divise en un membre sableux plus récent et un membre argileux, plus ancien. Elle a une épaisseur de l'ordre de 35m.
- La formation des craies de Gulpen du Crétacé, qui se termine en biseau sous Bruxelles et n'est présente qu'au Nord-Est. Son épaisseur maximale en région bruxelloise est de 30m.

La séquence décrite ci-dessus est posée en discordance sur le socle du Paléozoïque, composé de roches détritiques indurées, plissées et fracturées, dont le dépôt précède l'orogénèse calédonienne. La carte géologique est montrée à la FIGURE 3.

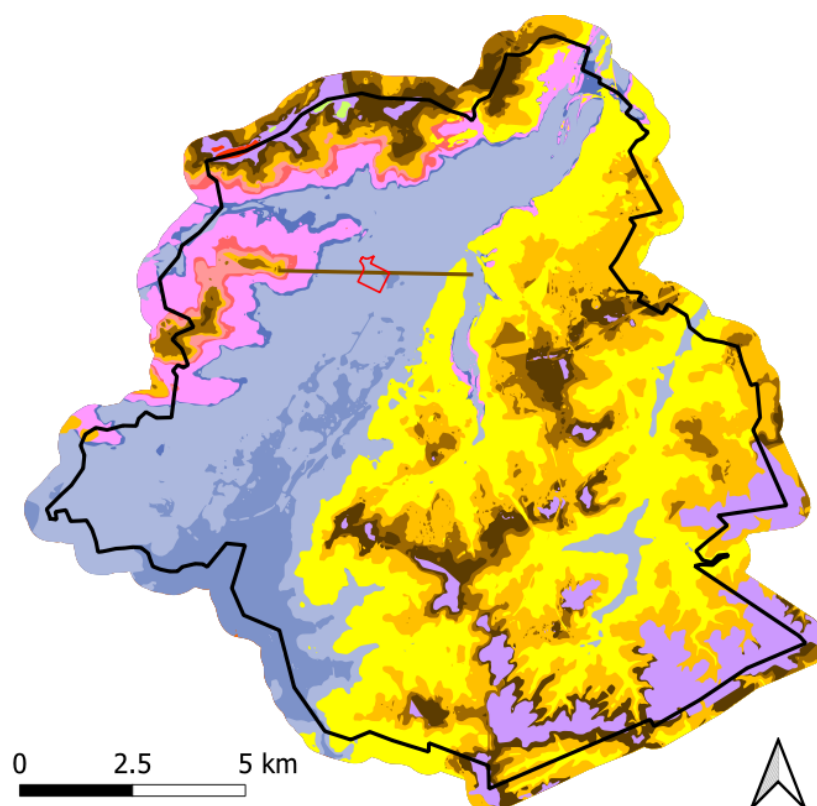


FIGURE 3 – Carte géologique de la région Bruxelles-Capitale [25]. Les remblais, alluvions et limons éoliens ne sont pas représentés, la légende se trouve au TABLEAU 1. La limite de la zone de Tour et Taxis est représentée en rouge et la coupe de la FIGURE 9 en brun.

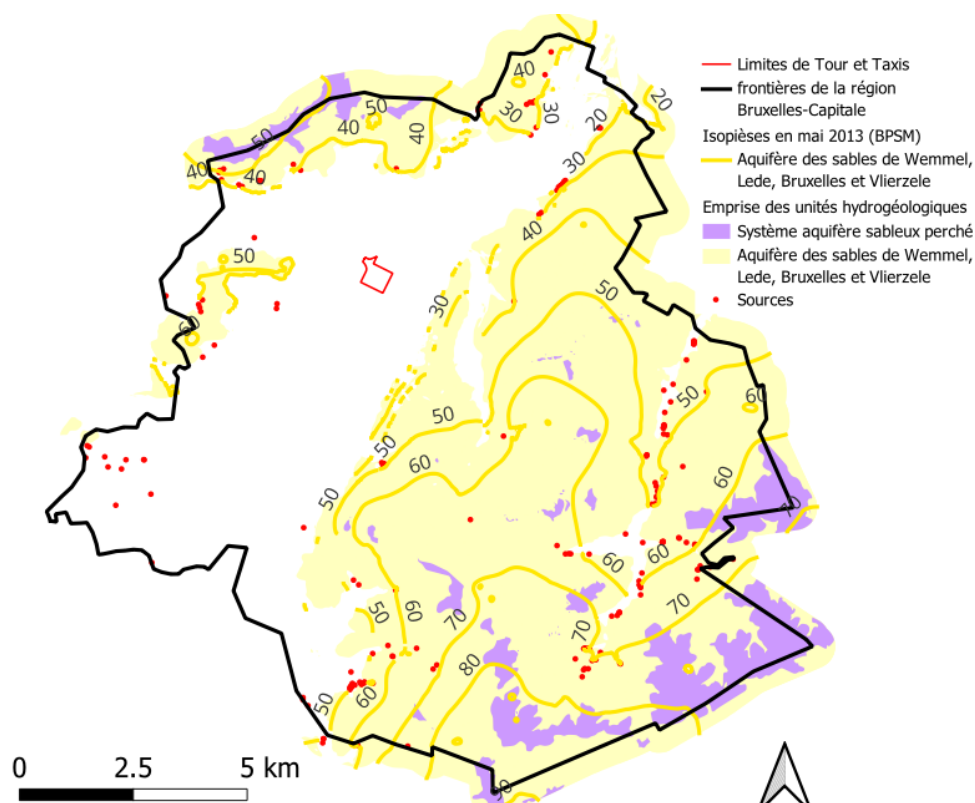


FIGURE 4 – Carte piézométrique de l'aquifère des sables de Wemmel, Lede, Bruxelles et Vlierzele et emprise du système aquifère sableux perché.

Contexte hydrogéologique

L’alternance entre des formations plus sableuses et d’autres plus argileuses se traduit par une succession d’aquifères séparés par des aquitards et des aquicludes.

- Les remblais, la couverture limoneuse et les alluvions constituent le système aquifère du Quaternaire.
- Sur les hauteurs, les formations de Diest, Bolderberg, Sint-Huibrechts-Hern et le sommet de la formation de Maldegem forment le système aquifère sableux perché dont la limite inférieure est un niveau moins perméable de la formation de Maldegem. Son étendue est limitée parce que ces formations géologiques ont été fortement érodées.
- L’aquifère suivant est l’aquifère des sables de Wemmel, Lede, Bruxelles et Vlierzele qui est composé des formations géologiques présentes dans son nom, Wemmel étant le membre inférieur de la formation de Maldegem et Vlierzele le membre supérieur de la formation de Gand. Il s’étend sur la plus grande partie de la région à l’exception de la vallée de la Senne. La présence des sables de la formation de Bruxelles en rive droite de la Senne rend cette partie de l’aquifère beaucoup plus perméable que celle de la rive gauche.
- L’aquitard des sables et argiles de Tielt est séparé de l’aquifère des sables du Bruxellien par l’aquiclude des argiles de Merelbeke, situé à la base de la formation de Gand.
- La base et le sommet de la formation de Courtrai sont peu perméables et délimitent l’aquitard des sables et argiles de Moen.
- L’aquifère des sables du Landénien est composé du membre de Grandglise de la formation de Hannut. C’est un aquifère captif.
- Le système aquifère des craies du Crétacé et du socle du Paléozoïque est composé de la formation des craies de Gulpen et du sommet du socle paléozoïque, dont la zone fracturée a une épaisseur de l’ordre de 50m et est davantage fracturée en surface. [32] Lorsque la craie est présente, ces deux lithologies sont en continuité hydraulique et forment donc un aquifère unique.

L’aquifère alluvial est drainé par la Senne et les grands collecteurs des égouts [2], l’écoulement se fait donc depuis les bords de la plaine alluviale vers son centre.

L’aquifère des sables de Wemmel, Lede, Bruxelles et Vlierzele est drainé par le réseau hydrographique, notamment par la Senne et la Woluwe. Le fond des vallées est plus bas que la base de l’aquifère, donnant lieu à une ligne de sources au niveau de l’affleurement de la limite avec l’aquiclude sous-jacent comme montré à la FIGURE 4.

Il est exploité pour la production d’eau de distribution, en particulier par plusieurs captages et une galerie drainante exploités par Vivaqua à proximité du bois de la Cambre et de la forêt de Soignes. Ces captages produisent 3% de l’eau de distribution utilisée dans la ville [26]. C’est un aquifère libre dans toute la région Bruxelles-Capitale et il est rechargé par l’eau d’infiltration car c’est le premier aquifère rencontré sous la surface, à l’exception de quelques zones surmontées par le système aquifère sableux perché.

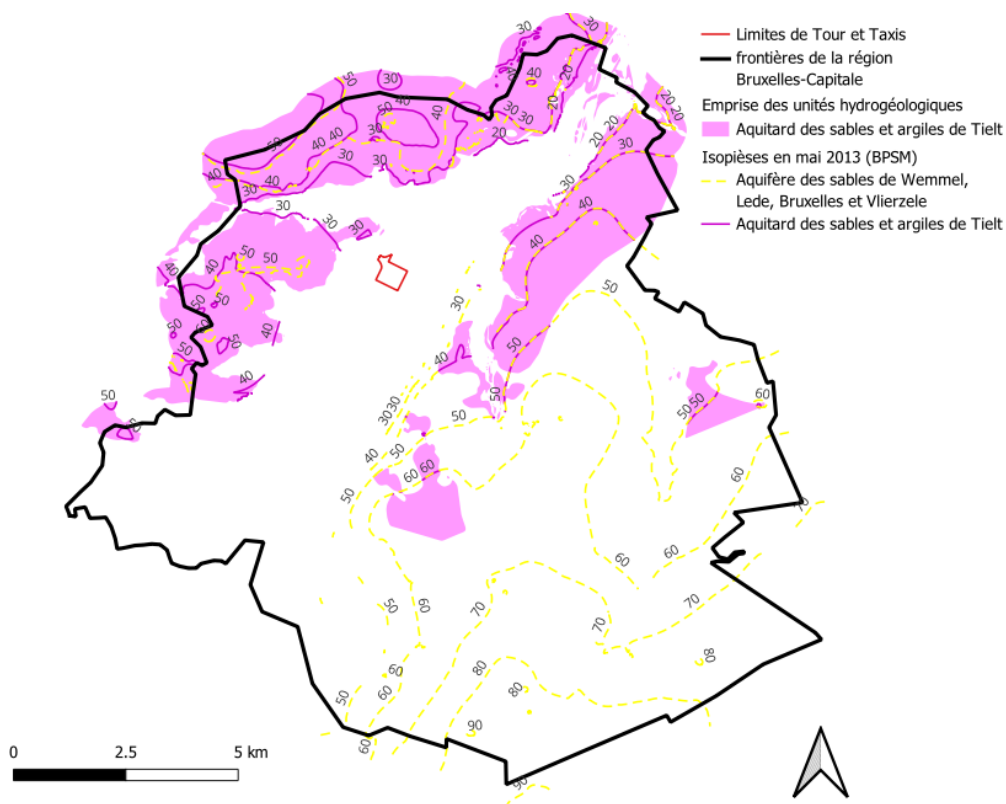


FIGURE 5 – Isopièses de l’aquifère des sables de Wemmel, Lede, Bruxelles et Vlierzele et de l’aquitard des sables et argiles de Tielts.

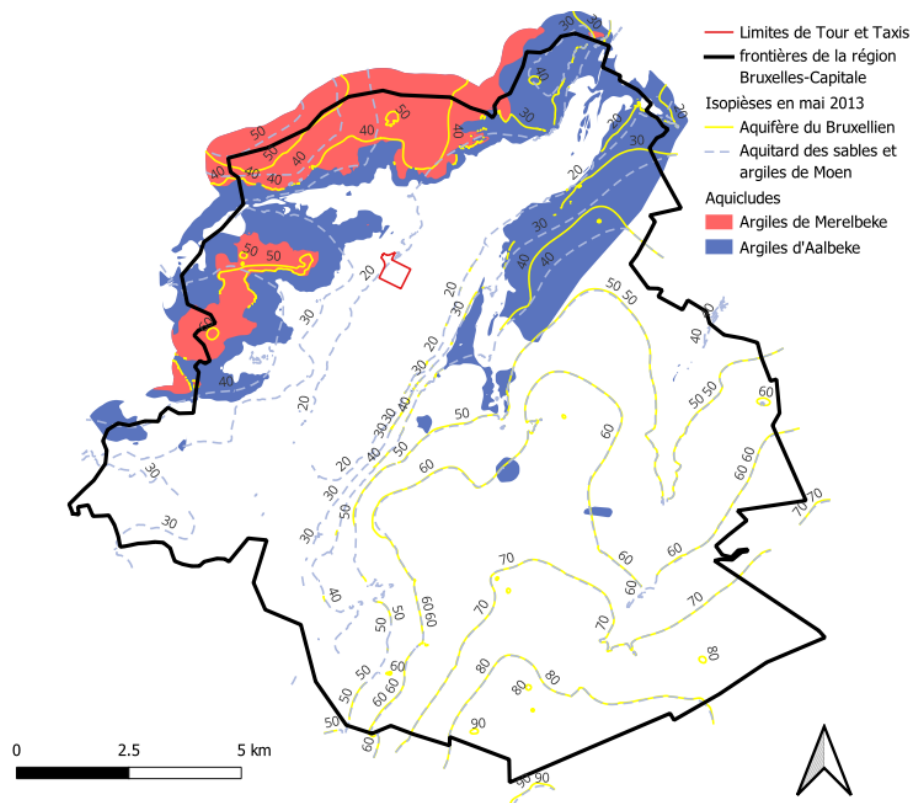


FIGURE 6 – Isopièses dans l’aquifère des sables de Wemmel, Lede, Bruxelles et Vlierzele et l’aquitard des sables et argiles de Moen.

L'emprise de l'aquitard des sables et argiles de Tielt est limitée à la rive gauche de la Senne et à une bande de 1500m en rive droite. En rive gauche, il est entouré par les aquicludes des argiles de Merelbeke et d'Aalbeke et est semi-captif. En rive droite, le membre d'Aalbeke n'existe pas donc l'aquitard est en continuité avec l'aquifère des sables du Bruxellien. La FIGURE 5 montre la carte piézométrique de mai 2013 obtenue grâce au modèle de la région pour les aquifères les moins profonds [2].

L'aquitard des sables et argiles de Moen est drainé par la vallée de la Senne, l'écoulement se fait en direction de cette dernière. Comme le montre la FIGURE 6, ses isopièses sont identiques à celles de l'aquifère des sables du Bruxellien dans tout le Sud-Est car les aquicludes qui se trouvent entre les deux dans la colonne stratigraphique, c'est à dire les argiles de Merelbeke et d'Aalbeke n'existent pas dans cette zone.

L'écoulement dans l'aquifère des sables du Landénien se fait vers le Nord-Ouest, la FIGURE 7 montre la carte piézométrique obtenue grâce au modèle Hydroland [3].

L'aquifère du socle et des craies est aussi un aquifère captif dont la zone de recharge se situe dans le Brabant Wallon [9] et pour lequel il n'existe pas encore de modèle couvrant toute la région bruxelloise. L'écoulement se fait aussi en direction du Nord-Ouest car les piézomètres situés dans le Sud-Est de la ville ont des hauteurs piézométriques plus élevées que ceux situés à l'opposé. Il a fortement été utilisé par l'industrie bruxelloise avec des prélèvements plus importants que la recharge, ce qui a conduit à une baisse importante de son niveau, de l'ordre de 60 à 70cm/an [9]. Cette situation a perduré jusque dans les années 60 où la tendance s'est inversée à la suite de la diminution des débits pompés.

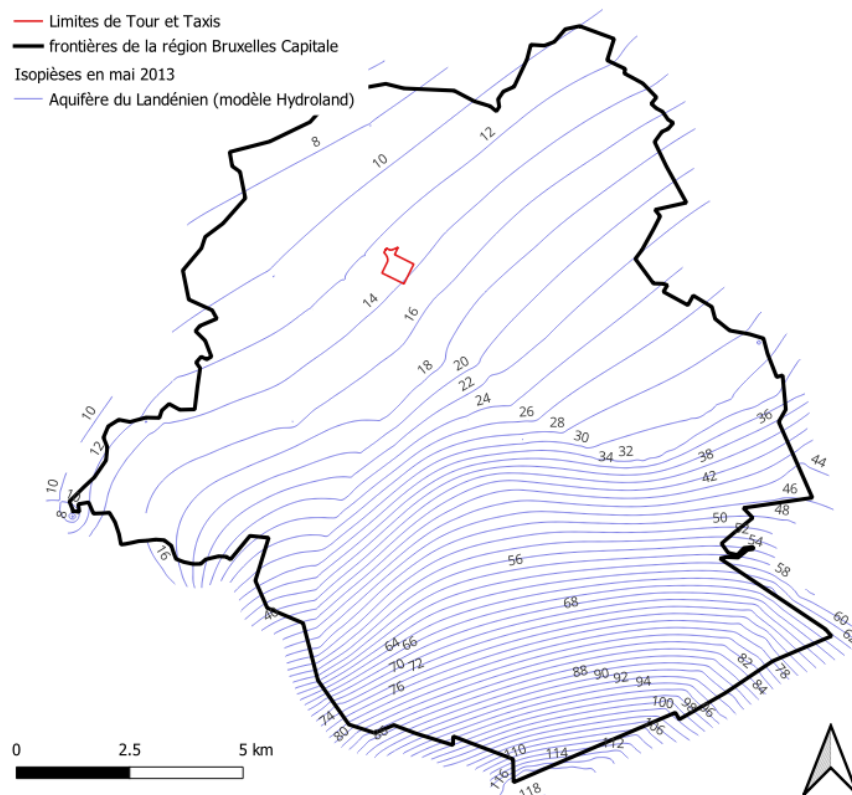


FIGURE 7 – Isopièses de l'aquifère des sables du Landénien en mai 2013 [3].

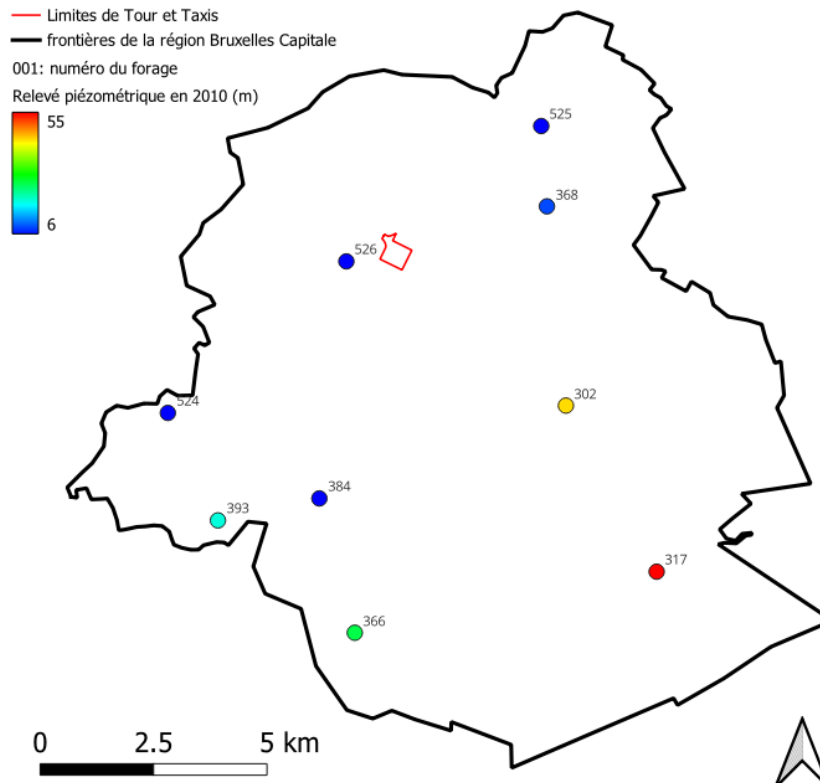


FIGURE 8 – Piézomètres dans l’aquifère du socle et des craies.

2 Contexte environnemental local

Dans le cadre de ce travail, l’attention sera portée plus précisément sur le site de Tour et Taxis qui se trouve dans le centre de Bruxelles. Ce site est intéressant car il se situe dans la zone où les plus gros soulèvements ont été mesuré entre 1992 et 2010 (cfr FIGURE 1). Il se situe dans la vallée de la Senne à côté du Canal, au Nord-Ouest du cœur historique de la ville.

À cet endroit, la Senne a creusé son lit dans la séquence sédimentaire, les alluvions sont en contact avec la formation de l’Yprésien au centre de la vallée.

Les aquifères présents localement sont l’aquifère alluvial, l’aquifère des sables du Bruxellien, qui n’est pas présent dans la vallée mais uniquement sur les versants et se traduit par un alignement de sources. L’aquitard des sables et argiles de Moen est en contact avec l’aquifère alluvial à plusieurs endroits au centre de la vallée, ce qui permet un équilibrage des pressions et des transferts d’eau entre ces deux unités hydrogéologiques. L’aquifère des sables du Landénien est semblable à partout ailleurs à Bruxelles, avec un écoulement vers le Nord-Ouest. L’épaisseur de la formation des craies du Crétacé varie entre 0 et 16m.

Plusieurs systèmes géothermiques en circuit ouvert et fermé sont présents dans les environs. Sur le site de Tour et Taxis, les bureaux de Bruxelles Environnement, le bâtiment Herman Teirlinck et la Gare Maritime utilisent des systèmes ouverts et un quatrième projet est en cours pour Lake Side [20]. Les aquifères exploités sont l’aquifère des sables du Landénien pour les deux premiers bâtiments et l’aquifère des craies et du socle pour les deux autres.

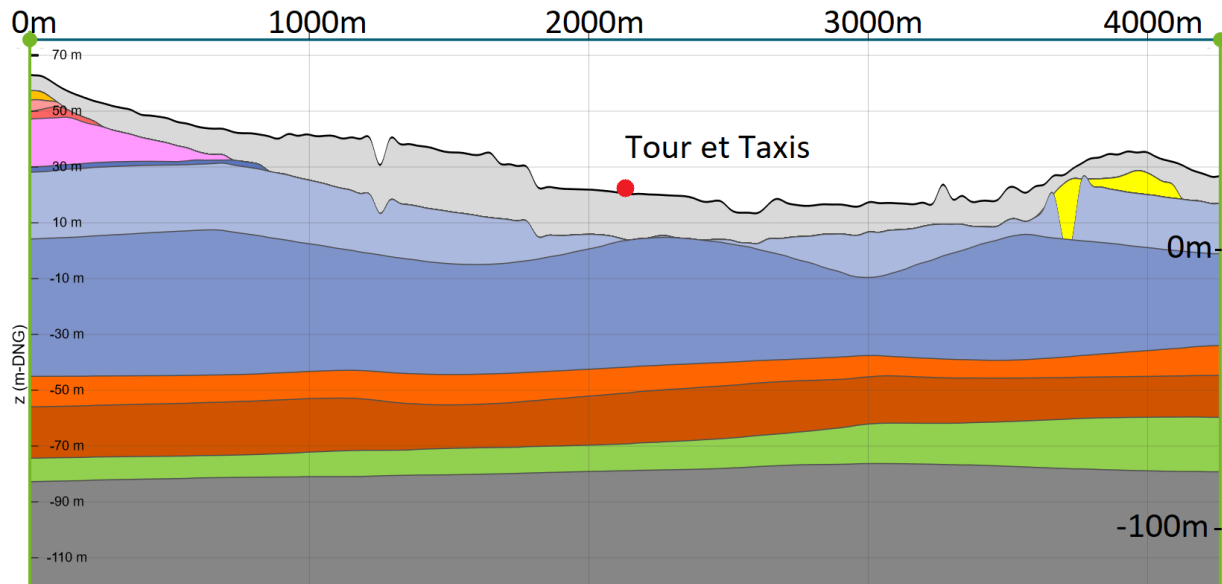


FIGURE 9 – Coupe géologique Ouest-Est centrée sur Tour et Taxis. (diagonale Ouest-Est du modèle hydrogéologique 3D) La légende se trouve au TABLEAU 1 et la position est indiquée sur la carte géologique à la FIGURE 3. D’après Brugéotool [20].

3 Mesure des mouvements de sol par InSar

L’analyse InSar, pour Interferometric Synthetic Aperture Radar en anglais, permet de montrer, à partir de deux images radar prises à des moments différents par un satellite, les déformations de la surface du sol qui se sont produites entre les deux. La déformation montrée est une déformation dans l’axe de la prise de vue du satellite, qui n’est pas totalement perpendiculaire par rapport à la surface du sol et pourrait contenir une composante de déplacement horizontal. Néanmoins, Bruxelles n’est pas situé sur une zone sismique et il n’y a aucune raison de suspecter des déplacements horizontaux importants. Les déplacements verticaux ont donc été recalculés en divisant les déplacements selon la ligne de prise de vue par le cosinus de l’angle d’incidence.

Sur base de la comparaison d’une série de plusieurs images avec une image de référence, appelée image master, on peut générer pour chaque pixel une courbe temps-déplacement en choisissant un point pour lequel on considère que l’altitude ne varie pas d’une image à l’autre. Pour les données des satellites ERS, Envisat et Terra SAR-X, ce point se situe à 15km au Nord-Est de Bruxelles, aux coordonnées 50.932° N 4.54° E. Le déplacement est relatif à l’image master pour laquelle le déplacement sera nul car l’image est comparée avec elle-même.

La résolution spatiale des images radar est de 5 à 20m pour les satellites ERS, Envisat et Sentinel 1 et de 3m pour Terra SAR-X, ce qui veut dire que s’il existe plusieurs réflecteurs proches l’un de l’autre mais à une distance différente du satellite, le signal renvoyé sera la combinaison de plusieurs signaux dont la phase est différente. Pour chaque pixel, une valeur de cohérence est calculée, permettant d’évaluer sa fiabilité sur une échelle comprise entre zéro pour un pixel non fiable et un pour un pixel particulièrement fiable. Seuls les pixels ayant une cohérence supérieure à 0.7 ont été conservés. Ces pixels sont appelés Persistent Scatterers (PS).

Sur base de la courbe temps-déplacement, on peut évaluer une vitesse de déplacement, c'est ce qui est représenté sur la FIGURE 1. On peut y voir que la zone au Sud-Est de la région, qui correspond à la forêt de Soignes ne contient presque pas de PS car la végétation est un très mauvais réflecteur. Certains rayons vont pénétrer plus profond et seront donc retardés par rapport à ceux réfléchis par la cime des arbres, apportant une grande variabilité dans la phase du signal réfléchi. À l'inverse, une zone densément bâtie comme le centre de Bruxelles contient une multitude de bons réflecteurs et est par conséquent beaucoup plus riche en PS [14] [18].

	Période couverte	Nombre de PS sélectionnés	Vitesse de soulèvement (mm/an)
ERS	1992 - 2001	57	1.15
Envisat	2003 - 2010	38	1.67
Terra SAR-X	2011 - 2014	437	0.32
Sentinel 1	2016 - 2019	20	0.4

TABLEAU 2 – Nombre de persistent scatterer par série et vitesse de soulèvement.

Les persistent scatterers et leurs courbes temps-déplacement m'ont été fournis par Pierre-Yves Declercq. Ils ont été générés à partir d'images provenant des satellites ERS, Envisat, Terra Sar-X et Sentinel 1, ce qui permet respectivement de couvrir les périodes 1992-2006, 2003-2010, 2011-2014 et 2016-2019. La méthode utilisée pour générer les trois premières séries est décrite par Declercq 2017 [18].

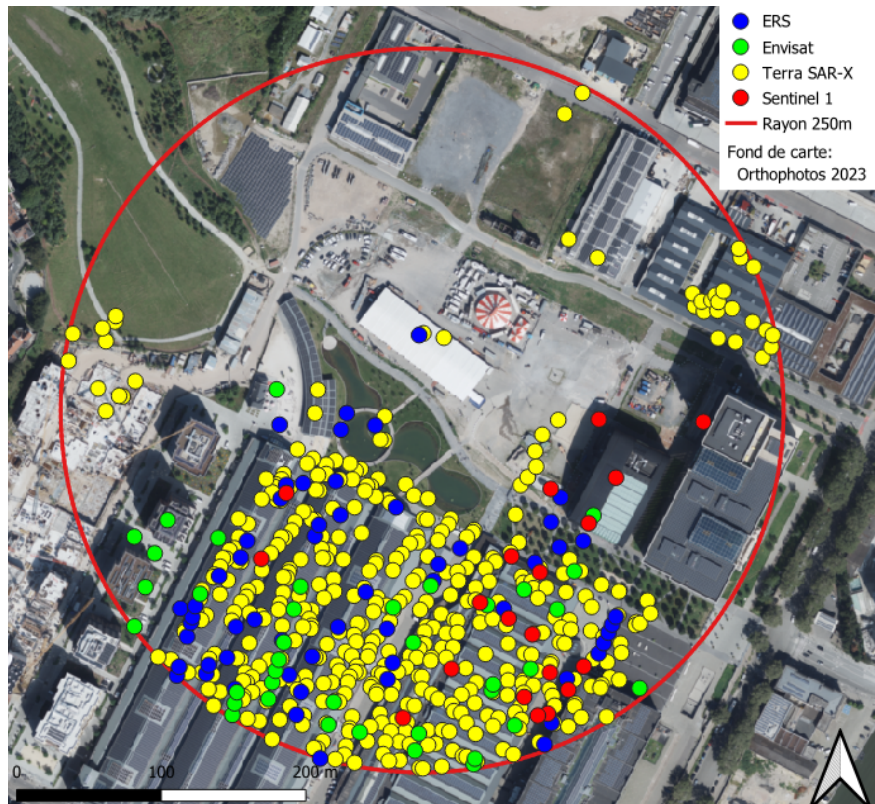


FIGURE 10 – Répartition géographique des persistent scatterers.

La fiabilité d'un seul PS n'est pas grande, il est prudent d'utiliser tous ceux présents dans une zone pour déterminer une tendance plutôt que de se fier à un point unique présent sur un bâtiment. De fait, la présence ou l'absence d'une voiture, qui est un bon réflecteur ou la construction d'un bâtiment influence fortement l'évolution d'un point sans pour autant représenter le mouvement du sol.

Tous les PS situés dans un rayon de 250m autour du centre de Tour et Taxis ont été conservés. Le TABLEAU 2 montre le nombre de PS sélectionnés pour chaque série. On peut y voir que la grande résolution du satellite Terra SAR-X permet de générer beaucoup plus de données que les autres. On peut aussi voir sur la FIGURE 10 que la plupart d'entre eux sont situés sur des bâtiments.

Une courbe temps-déplacement a été générée pour chaque série en prenant la moyenne des courbes de chaque PS. Ensuite, pour lisser les variations, une moyenne mobile sur quatre points a été appliquée. Une régression linéaire permet de déterminer la vitesse de soulèvement pour les quatre périodes, ce qui est montré au TABLEAU 2. Les vitesses mesurées pour les deux premières séries sont importantes avec des soulèvements entre un et deux millimètres par an alors qu'elles sont inférieures à 0.5mm/an pour les deux dernières séries, après 2011.

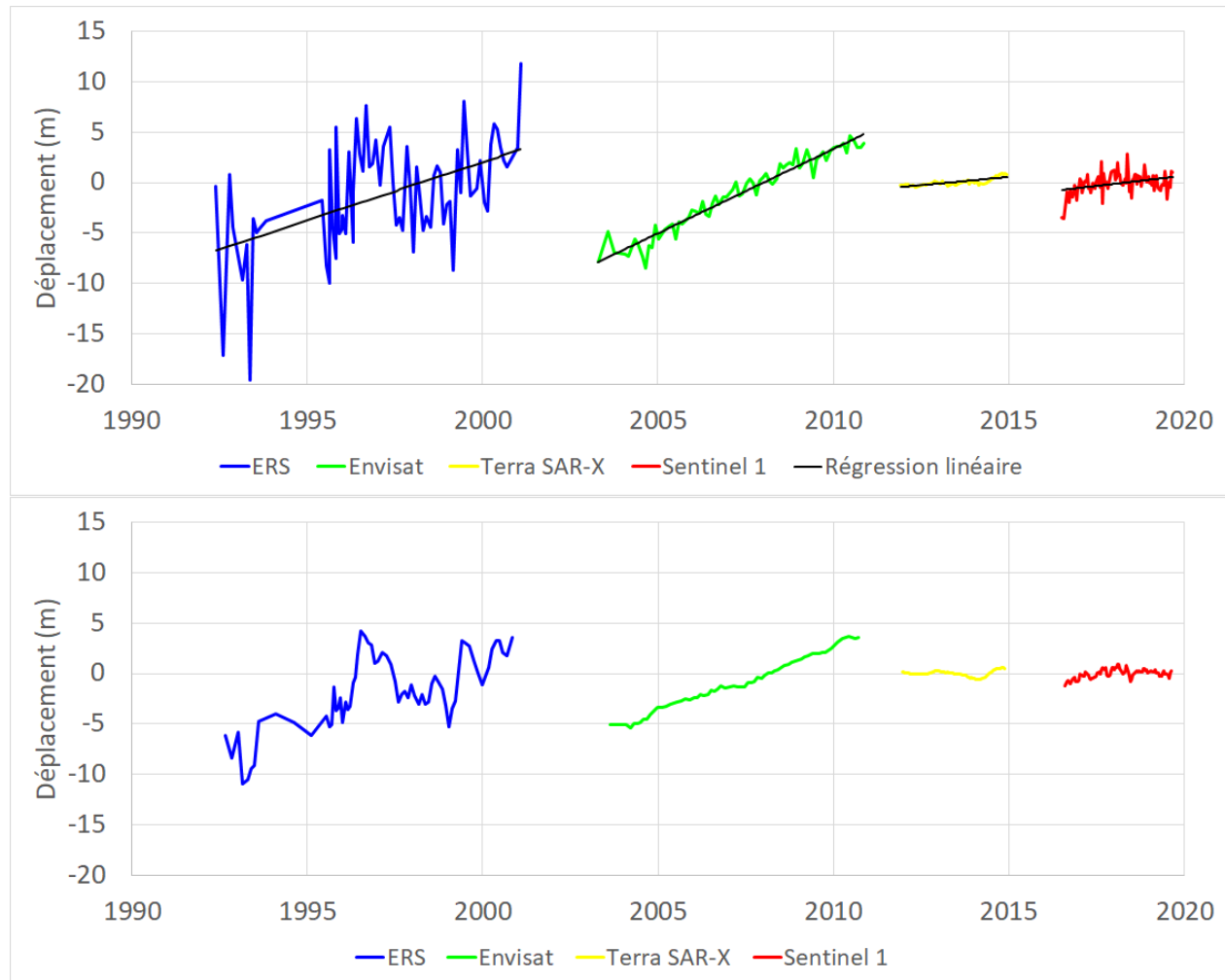


FIGURE 11 – Courbes temps-déplacement moyennes avant (en haut) et après (en bas) l'application de la moyenne mobile.

4 Modèle hydromécanique 1D vertical

Afin de simplifier l’implémentation du maillage, ce modèle est une adaptation d’un modèle réalisé avec le logiciel Lagamine par Joan Botey I Bassols dans le cadre de sa thèse [7]. Il est au départ conçu pour la zone de Alost mais s’adapte correctement à la zone de Tour et Taxis.

4.1 Modèle conceptuel

Les déformations les plus importantes ont lieu dans les aquitards car les argiles sont en général plus compressibles que les sables. Le socle paléozoïque est composé de roches indurées fracturées dans sa partie supérieure et est donc considéré comme peu compressible. L’aquifère des craies joue probablement un rôle dans les déformations totales car certaines descriptions de forages présents dans la planche 31.3.5 de la carte géotechnique [9] mentionnent des marnes (forages 30 et 153). De plus, un test œdométrique a été réalisé sur un échantillon de craie et donne une constante de gonflement élastique $A = 84$ qui est signe d’un milieu très compressible (forage 643). Cependant, un test œdométrique unique n’est pas représentatif de l’entièreté de la formation, d’autant plus que cette valeur semble faible par rapport à celles trouvées dans les couches argileuses.

L’aquifère alluvial contient des niveaux argileux et tourbeux et est donc compressible. Cependant, les piézomètres de cet aquifère montrent que le niveau d’eau n’a pas subi de grosses variations, ce qui peut s’expliquer par la présence du canal et de la Senne. Sans variation du niveau d’eau, le modèle ne montrera aucune variation d’épaisseur.

Le même constat s’applique à l’aquitard des sables et argiles de Moen. Il est de faible épaisseur et même inexistant par endroit au centre de la vallée de la Senne et le contact avec l’aquifère alluvial, là où l’aquiclude des argiles d’Aalbeke a été érodé, assure une stabilité relative du niveau d’eau.

Il est nécessaire de modéliser les deux aquitards présents dans la zone d’intérêt, l’aquitard de l’Yprésien et celui des argiles du Landénien, dont les épaisseurs sont respectivement de 49 et 18.75m. L’aquifère du Landénien, présent entre les deux a aussi été modélisé. Il a une épaisseur de 8.5m.

4.2 Objectifs du modèle

Le but de ce modèle est de calculer les variations verticales du niveau du sol afin de les comparer aux estimations provenant des mesures InSar. Cette comparaison permettra de tester l’hypothèse proposée par Declercq et al. [18] liant ce soulèvement et la remontée du niveau des aquifères du Landénien et du Socle.

La modélisation doit être transitoire et suffisamment précise sur la période 1992 - 2019 pour couvrir l’entièreté des quatre périodes InSar disponibles.

4.3 Processus physiques et lois constitutives

Pour remplir l’objectif du modèle, il est nécessaire de modéliser les processus géomécaniques. Les écoulements d’eau seront aussi modélisés ainsi que certains couplages entre ces deux processus. Ces couplages sont, depuis le modèle d’écoulement vers le modèle géomécanique,

l'impact des variations de pression sur la contrainte effective et donc sur les déformations et, le couplage inverse, l'influence de la consolidation sur l'écoulement par la diminution de porosité et la variation de l'eau emmagasinée dans un élément de volume qui en découle.

De nombreux autres processus exercent une influence sur le système mais il n'est pas possible de tous les modéliser. Par exemple, lorsque le milieu est compacté, la diminution de porosité entraîne une diminution de la conductivité hydraulique. Dans ce modèle, la conductivité est gardée constante durant toute la simulation.

L'objectif d'un modèle est de simplifier la réalité tout en gardant un niveau de détail suffisant pour ne pas en tirer des conclusions erronées.

Deux bâtiments situés sur le site de Tour et Taxis ont utilisé la géothermie en système ouvert pour leurs besoins en chauffage et en refroidissement durant la période couverte par les séries InSar : Bruxelles Environnement et le bâtiment Herman Teirlinck. La mise en fonctionnement de ces installations a eu lieu respectivement en 2014 et 2017. Les deux systèmes géothermiques utilisent l'aquifère des sables du Landénien au moyen de plusieurs doublets composés d'un puits chaud et d'un puits froid. L'utilisation de l'installation de la Gare Maritime a débuté en 2020, exploitant l'aquifère du Paléozoïque, et n'a donc aucun impact sur la période 1992 – 2019.

L'impact de ce genre d'installation se fait d'une part sur les écoulements, par le pompage et l'injection d'eau dans les puits en alternance, provoquant des rabattements locaux et des flux horizontaux importants et d'autre part par la différence de température entre le milieu et l'eau injectée. Théoriquement, les variations de température du sous-sol influencent les autres processus, par exemple, une augmentation de température impacte les processus mécanique et hydraulique par la dilatation du matériau solide et de l'eau, la diminution de la viscosité de l'eau ce qui augmente la conductivité hydraulique et dans une moindre mesure, la diminution de la densité de l'eau qui a l'effet inverse. L'influence de la température sera négligée, principalement par manque de données mais aussi parce que cet ajout complexifie beaucoup le modèle et que la seule série InSar concernée est celle du satellite Sentinel 1, qui n'est pas concernée par les déformations les plus importantes.

Les flux d'eau sont modélisés par la loi de Darcy

$$q = -\frac{k}{\mu_w} \nabla(u_w - \rho_w g z)$$

où q est le flux d'eau en m/s ,

k la perméabilité intrinsèque du milieu en m^2 ,

μ_w la viscosité dynamique de l'eau en $Pa \cdot s$,

u_w la pression interstitielle en Pa ,

ρ_w la masse volumique de l'eau en kg/m^3 ,

g la gravité en m/s^2 et

z la profondeur en m .

Les déformations sont calculées par un modèle élasto-plastique non linéaire pour les tassements et un modèle élastique non linéaire pour les gonflements. La limite entre la zone plastique et élastique est issue d'un modèle Cap mais les couches modélisées sont tellement sur-consolidées qu'elles ne passent jamais en zone plastique. La seule loi utilisée est donc la loi élastique :

$$\varepsilon_v = -\frac{\kappa}{1+e} \ln\left(\frac{\sigma'_1}{\sigma'_0}\right)$$

où ε_v est la déformation verticale relative,
 κ est le facteur de compressibilité élastique du sol,
 e est l'indice des vides,
 σ'_0 est la contrainte effective initiale et
 σ'_1 est la contrainte effective finale.

Le couplage des inconnues hydrogéologiques vers les inconnues mécaniques se fait au travers de la loi de Terzaghi en recalculant la contrainte effective σ' à partir de la contrainte totale σ_{tot} et de la pression d'eau dans les pores u_w :

$$\sigma' = \sigma_{tot} - u_w$$

Le couplage inverse se fait lui via la dilatation/compression des pores liée aux déformations. En effet, les grains solides sont très peu déformables, une variation de volume du milieu poreux est principalement liée à une variation de la porosité. Cette variation de porosité engendre un changement de la quantité d'eau stockée dans chaque élément du milieu égal à la variation du volume du milieu poreux.

4.4 Dimensionnalité

Le modèle est une colonne 1D verticale car le but recherché est de calculer les tassements verticaux. Comme l'étendue couverte par les tassements est importante, on peut prendre l'hypothèse que les autres colonnes de sol à côté ont un comportement similaire à la colonne modélisée, et empêchent les déformations latérales ce qui permet par symétrie de ne modéliser qu'une seule colonne en bloquant le déplacement horizontal des parois latérales.

4.5 Discrétisation et méthode numérique

Comme expliqué en introduction, la propagation des variations de pression dans les aquitards est un processus lent car il nécessite des flux d'eau dans un milieu peu perméable, ce qui lisse et retarde les variations temporelles de la pression au centre des aquitards par rapport aux sollicitations appliquées dans les aquifères voisins. La discrétisation verticale des aquitards doit donc être suffisamment raffinée pour représenter au mieux les transferts de pression d'eau liés à la consolidation et les variations verticales de la contrainte effective.

De plus, une discrétisation raffinée est aussi nécessaire au calcul des déformations car la loi non linéaire décrite plus haut liant la contrainte effective aux déformations ne dépend pas uniquement de la variation de la contrainte effective mais aussi de la contrainte effective elle-même. Une baisse de pression du_w uniforme dans un aquifère captif, provoquera une

augmentation uniforme de la contrainte effective. Cependant, la déformation produite n'est pas identique à la base et au sommet de l'aquifère car elle n'est pas liée à l'augmentation de la contrainte effective mais au logarithme népérien du rapport entre la contrainte effective finale et initiale $\ln[(\sigma' + du_w)/\sigma']$. Le même calcul de la déformation sera plus précis pour une discrétisation raffinée que pour une discrétisation grossière.

Le modèle utilise la méthode des éléments finis avec des éléments qui ont trois nœuds et deux points d'intégration verticalement ce qui permet un calcul non linéaire de la pression au sein d'un élément. Le TABLEAU 3 montre la taille des éléments utilisés. Le nombre d'éléments pour chaque unité hydrogéologique a été gardé identique au modèle initial mais la hauteur des éléments est inférieure à 50cm ce qui est suffisamment petit.

	Épaisseur (m)	Nombre d'éléments	Taille (cm)
Aquitard yprésien	49	191	25.7
Aquifère landénien	8.5	18	47.2
Aquitard landénien	18.75	41	45.7

TABLEAU 3 – Discrétisation verticale des unités hydrogéologiques.

4.6 Conditions initiales

Construire un profil initial de pression d'eau en 1960 pour ne modéliser que la remontée du niveau du sol, pour laquelle il existe plus de données, n'est pas évident. Un profil hydrostatique peut raisonnablement être imposé dans l'aquifère du Landénien mais représenter la situation dans les aquitards par une interpolation linéaire n'est pas fidèle à la réalité car 1960 marque la fin d'une descente des pressions qui a débuté vers 1900, la pression au centre des aquitards ne diminue pas aussi vite qu'au contact des aquifères, le plus simple est de modéliser l'entièreté de la période depuis 1900 avec les données disponibles et de ne tenir compte que des résultats les plus récents. D'une part, la situation initiale n'a plus beaucoup d'impact car elle est déplacée suffisamment loin et d'autre part, on peut considérer que les aquifères n'avaient pas subi de gros changements de piézométrie avant 1900, ce qui permet de justifier un gradient de pression constant entre les aquifères.

Les contraintes effectives initiales dans la colonne sont calculées à partir des masses volumiques des formations géologiques et du profil de pression d'eau initial.

4.7 Conditions aux frontières

Le flux traversant les parois latérales du modèle est nul car la composante horizontale des flux d'eau est négligée. Les pressions de la base de l'aquifère alluvial et du sommet de l'aquifère des craies sont imposés aux extrémités de la colonne et les pressions de l'aquifère du Landénien sont imposées au milieu de ce dernier. L'évolution de la piézométrie est montrée à la FIGURE 12 et est un agrégat des données mesurées venant de plusieurs sources (cfr SECTION 4.8).

La base du modèle est fixée mécaniquement en prenant l'hypothèse que le socle et les craies sont incompressibles. Comme développé plus haut, les déplacements horizontaux des parois latérales du modèle sont imposés nuls. Un chargement uniforme est imposé au sommet de la colonne pour représenter la contrainte appliquée par l'aquifère alluvial.

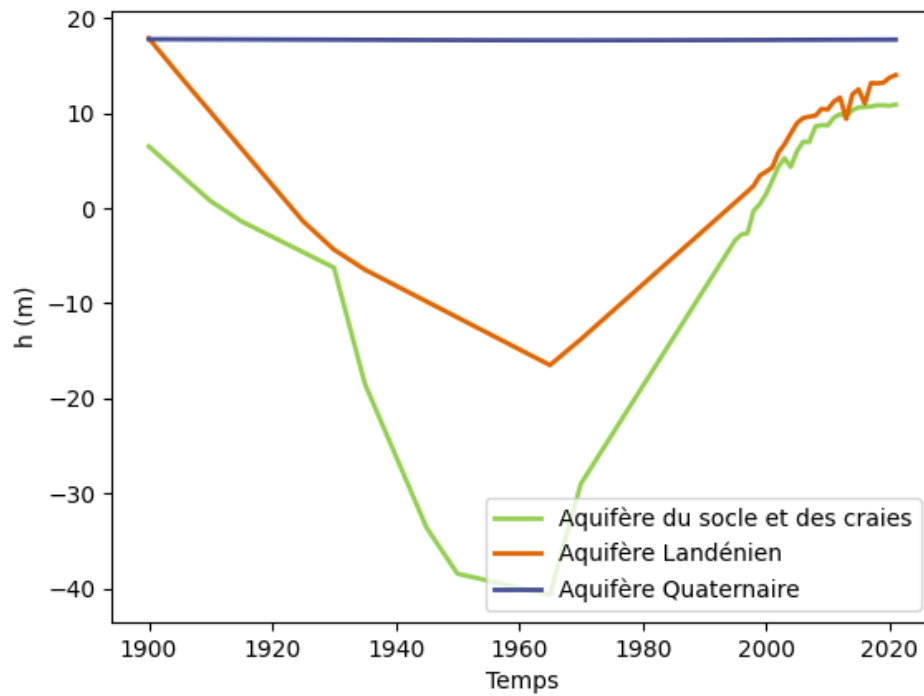


FIGURE 12 – Hauteurs d’eau imposées dans les aquifères, (données construites sur base des relevés piézométriques à proximité, la méthodologie est décrite à la SECTION 4.8).

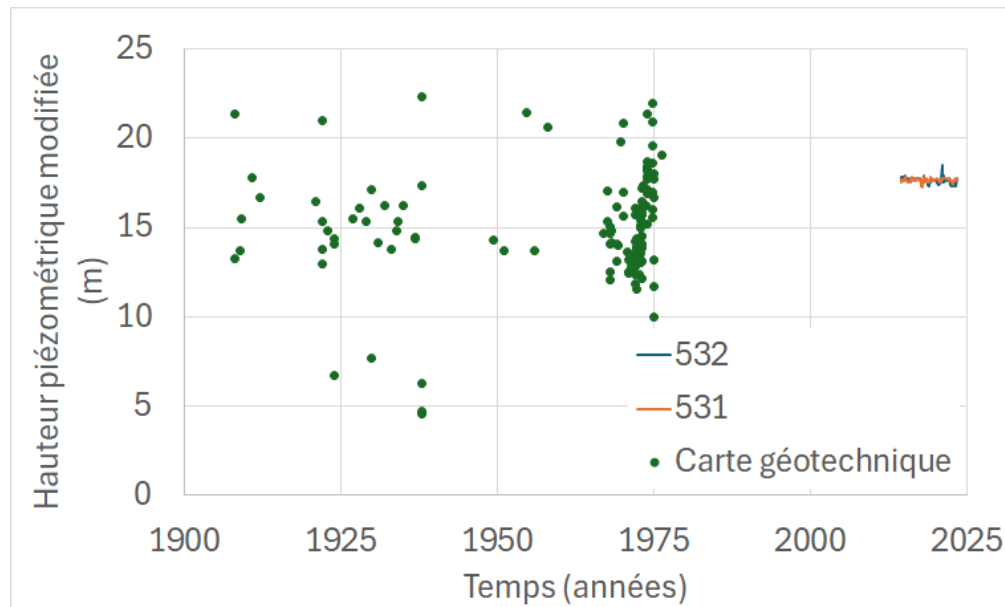


FIGURE 13 – Relevés piézométriques dans l’aquifère alluvial et l’aquitard des sables et argiles de Moen à proximité de Tour et Taxis. D’après BruWater pour les piézomètres 532 et 531 [21]. D’après la carte géotechnique de Bruxelles [9] [10] pour les données ponctuelles. Une correction a été appliquée pour extrapoler les données jusqu’au piézomètre virtuel.

4.8 Reconstruction de l'évolution des pressions dans les aquifères

Il n'existe pas de piézomètre monitoré à proximité du site de Tour et Taxis depuis suffisamment longtemps pour obtenir les piézométries variables à imposer au modèle. La reconstruction d'un piézomètre virtuel se base pour les données récentes sur les séries piézométriques disponibles sur l'outil BruWater [21] de Bruxelles Environnement pour lesquelles la fréquence de monitoring varie selon les piézomètres d'un mois à une heure. Certains relevés piézométriques plus anciens sont accessibles en complément de la carte géotechnique de Bruxelles [9] [10].

La FIGURE 13 montre l'évolution de la piézométrie dans l'aquifère alluvial et l'aquitard des sables et argiles de Moen. Pour extrapoler les données jusqu'au piézomètre virtuel, les hauteurs ont été modifiées suivant la surface piézométrique de mai 2013 obtenue grâce au Brussels Phreatic System Model v1.0 pour l'aquitard en prenant l'hypothèse qu'elle n'a pas beaucoup varié. On observe que, hormis quelques points, le niveau de l'eau est resté relativement stable. On retiendra une hauteur unique de $17.75m$ pour toute la période.

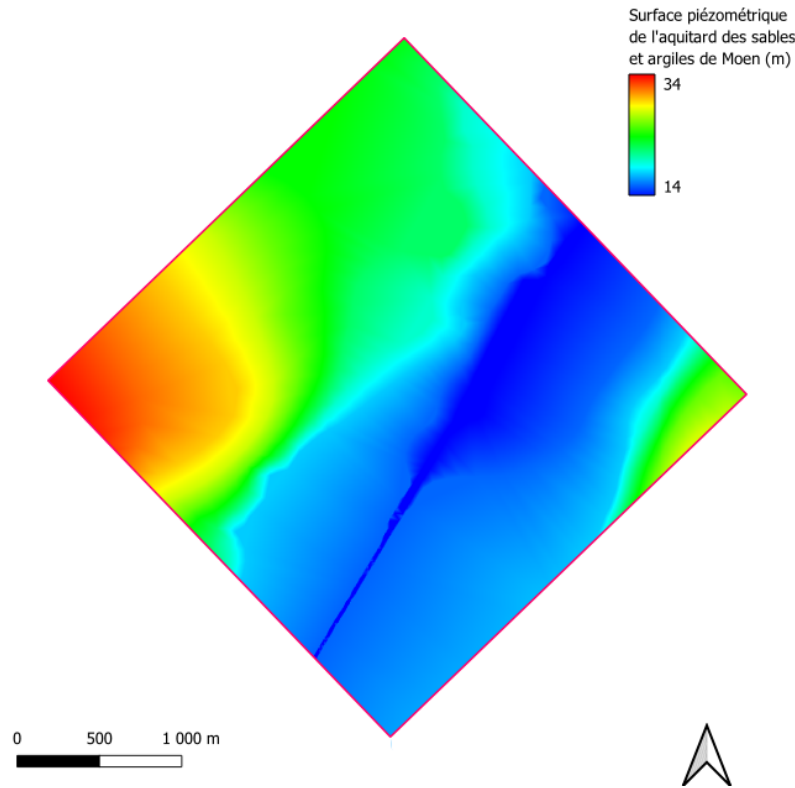


FIGURE 14 – Surface piézométrique de mai 2013 construite sur base d'une interpolation linéaire entre les courbes isopièses du Brussels Phreatic System Model v1.0 pour l'aquitard des sables et argiles de Moen. Le carré est centré sur Tour et Taxis et mesure trois kilomètres de côté et correspond aux limites du modèle 3D d'écoulement.

Les données des piézomètres monitorés dans l'aquifère du Landénien les plus anciennes disponible sur le site BruWater datent de 1997 et montrent une remontée depuis $2.5m$ d'altitude jusqu'à $14m$ aujourd'hui. Les fiches d'informations ponctuelles de la carte géotechnique de Bruxelles mentionnent deux relevés piézométriques en 1965 et 1966 à $-13.2m$ et $-12.9m$ d'altitude ainsi qu'une mesure à $-1.2m$ en 1929.

La FIGURE 15 montre les chroniques piézométriques de l'outil BruWater, on observe que les piézomètres les plus éloignés du centre de Bruxelles comme le 392 ne montrent pas de remontée aussi importante que ceux à proximité de Tour et Taxis. Les trois piézomètres les plus proches (367, 519 et 518) évoluent de la même manière avec un décalage de 2m parce que les 518 et 519 se trouvent plus en amont que le 367. Les rabattements importants visibles en 2013, 2016 et 2021 correspondent aux essais de pompages réalisés pour la mise en place des systèmes géothermiques de Bruxelles Environnement, du bâtiment Herman Teirlinck et du projet en cours pour le WTC [1] [19] [28]. Pour le piézomètre 518, les rabattements de 2013 sont de l'ordre de 4m malgré la distance le séparant des sollicitations qui est d'environ 1500m, ce qui montre que le rayon d'influence de ces pompages est particulièrement grand.

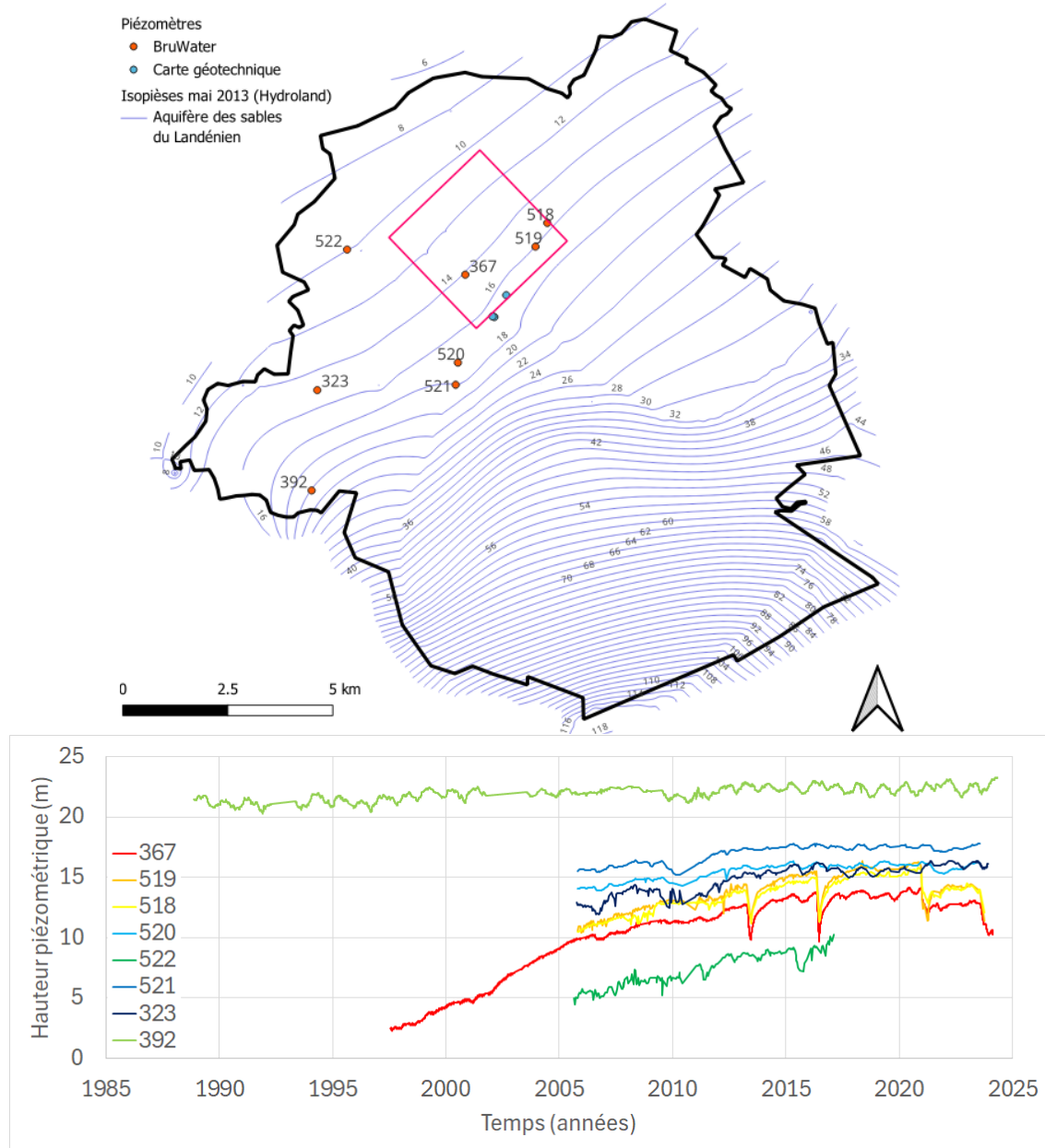


FIGURE 15 – Emplacement des piézomètres de l'aquifère des sables du Landénien (en haut) et les séries piézométriques correspondantes (en bas) [21].

La condition imposée dans l'aquifère des sables du Landénien après 1997 est une moyenne entre les courbes des piézomètres 367, 519 et 518 après avoir appliqué un décalage vers le bas entre 70cm et 2.7m, tenant compte de la surface piézométrique de mai 2013 obtenue grâce au modèle Hydroland [3], parce que l'emplacement de la colonne se situe plus en aval. Entre 1900 et 1997, La courbe est une interpolation linéaire entre les rares données disponibles en prenant l'hypothèse que le niveau d'eau dans l'aquifère du Landénien était le même que celui de la plaine alluviale en 1900.

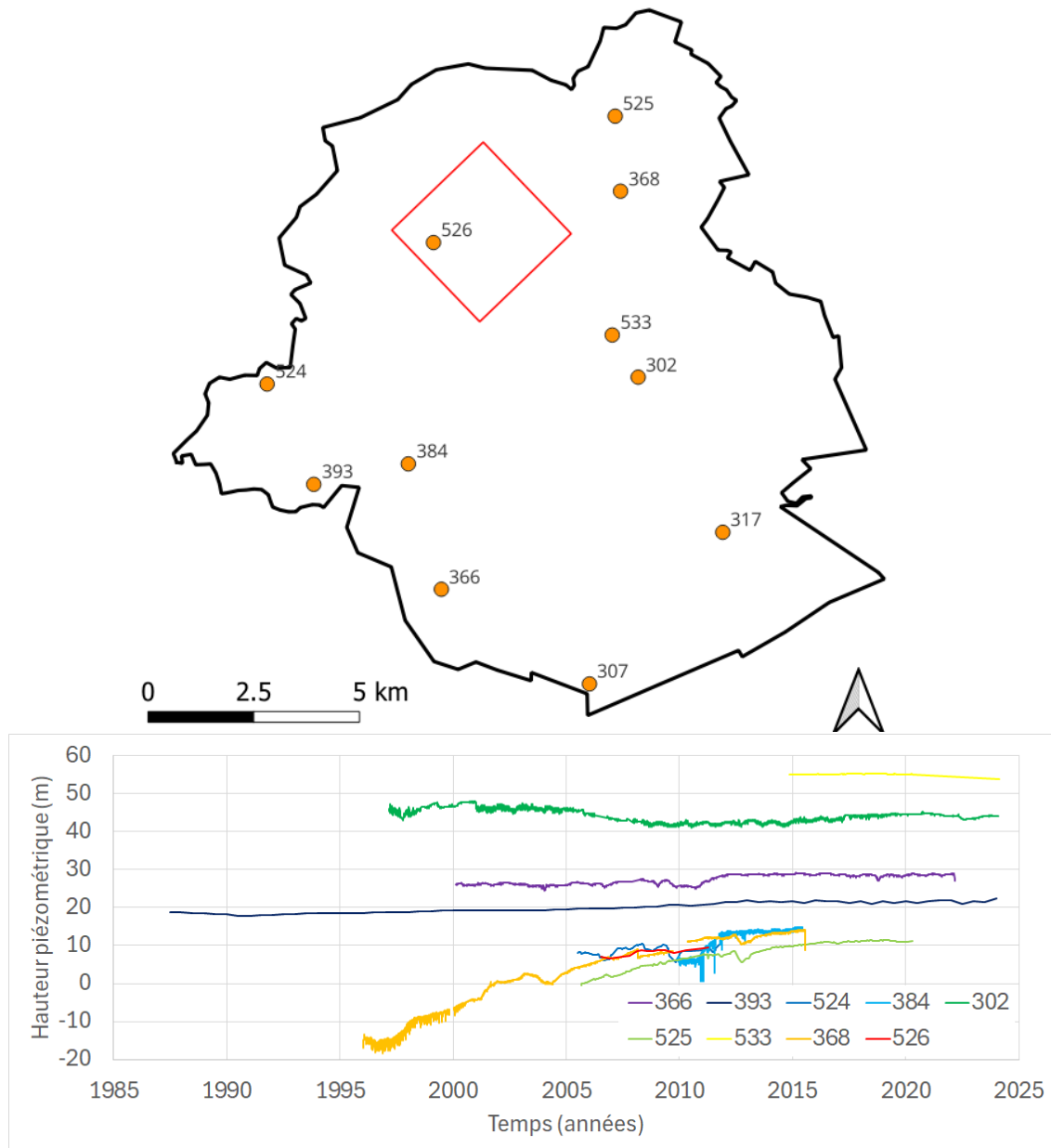


FIGURE 16 – Emplacement des piézomètres de l'aquifère du socle et des craies (en haut) et les séries piézométriques correspondantes (en bas) [21].

Pierre-Yves Declercq et al. (2017) [18] montrent l'évolution des hauteurs piézométriques entre 1880 et 1994 dans l'aquifère du socle et des craies. Cette chronique est visible sur la FIGURE 17, et est compatible avec les valeurs trouvées dans les fiches de données ponctuelles de la carte géotechnique.

La série est complétée avec les données de Bruxelles Environnement [21]. On observe sur la FIGURE 16 que les piézomètres 393, 366, 302 et 533 ne montrent pas la même remontée que les autres. On peut supposer qu'il y a eu moins d'industries sur les plateaux hors de la vallée de la Senne ou que la présence de l'aquifère du Bruxellien a rendu inutile l'exploitation des aquifères plus profonds. Les piézomètres 526, 368 et 525 sont les plus proches de Tour et Taxis, en excluant le piézomètre 533 qui ne suit pas le même comportement et pour lequel la période couverte n'est pas importante. Sur la période d'enregistrement commune à ces trois piézomètres, de 2006 à 2011, on observe une différence dans la vitesse de remontée, elle est de $0.5m/an$ pour le piézomètre 526 et proche de $1.25m/an$ pour les deux autres, situés plus loin. On peut expliquer cette différence par la différence de distance de ces piézomètres avec le centre du cône de rabattement. Pour reconstruire une série unique, celles des piézomètres 368 et 525 ont été écrasées et décalées verticalement pour correspondre à celle du piézomètre 526. Le piézomètre 526 a été utilisé en priorité, suivi du 368 et du 525, suivant l'ordre de proximité avec la zone d'intérêt.

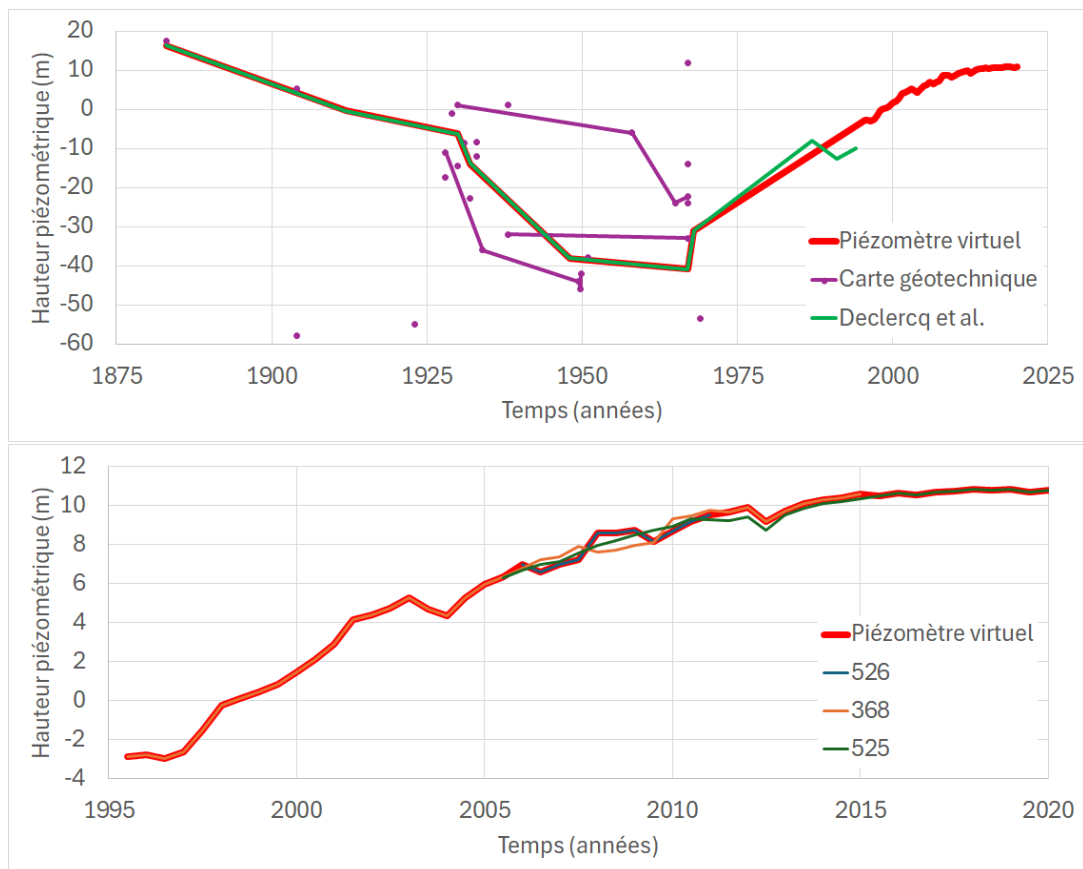


FIGURE 17 – Reconstruction de la série piézométrique de l'aquifère du socle et des craies.

4.9 Paramétrisation

Le TABLEAU 4 montre les différents paramètres nécessaires pour utiliser les lois constitutives décrites dans la SECTION 4.3 et dans la suite de cette section. La porosité totale et la masse volumique sèche proviennent de la notice de la planche 31.3.5 de la carte géotechnique de Bruxelles [9]. Cette planche couvre la plus grande partie de la zone d'intérêt.

La masse volumique du squelette solide est recalculée à partir de la masse volumique sèche et de la porosité totale.

Il existe peu de documentation concernant l'aquiclude des argiles du Landénien car il se situe en profondeur et n'affleure pas en région bruxelloise. Tous les paramètres seront donc considérés égaux à ceux de l'aquitard yprésien à l'exception de l'OCR et de la perméabilité intrinsèque verticale qui ont été adaptés à la plus grande profondeur de la formation géologique.

	Aquitard yprésien	Aquifère landénien	Aquiclude landénien
Porosité totale n (%)	47.8	42.2	47.8
Masse volumique sèche ρ_d (kg/m^3)	1378	1533	1378
Masse volumique du squelette solide ρ_s (kg/m^3)	2640	2652	2640
Ratio de sur-consolidation (OCR)	27.5	6.3	5.8
Indice de gonflement κ	0.0168	0.00529	0.0168
Perméabilité intrinsèque k (m^2)	3.12×10^{-18}	3.3×10^{-15}	1.46×10^{-18}

TABLEAU 4 – Valeurs pour les paramètres utilisés.

Ratio de sur-consolidation (OCR)

Le ratio de sur-consolidation (OCR) représente le ratio entre la contrainte effective maximale que le milieu a connu σ'_p et son état actuel de contrainte effective σ' . La contrainte effective maximale enregistrée par le milieu, aussi appelée contrainte effective de préconsolidation est utilisée comme limite d'élasticité du milieu.

D'après Lima et al. (2011) [31], la contrainte effective de préconsolidation des argiles yprésiennes a été mesurée égale à 5.5MPa sur un échantillon prélevé dans un forage à Kallo, près d'Anvers à une profondeur de 370m. La contrainte effective de préconsolidation est la contrainte effective maximale que l'échantillon a subi par le passé. Cette contrainte n'est plus atteinte aujourd'hui car une partie des formations sus-jacentes a été érodée. La masse volumique sèche de l'échantillon était de 1.575 kg/L et la porosité totale de 43%. Avec ces deux valeurs, on peut calculer la masse volumique du matériau poreux saturé :

$$\rho_{sat} = \rho_d + n \times \rho_w = 1.575 + 0.43 \times 10 = 2.01 kg/L$$

D'après Nguyen et al. (2014) [33], la limite entre le membre de Roubaix et d'Orchies de la formation de Courtrai, qui nous servira de référence pour la suite, se situe à 380m de profondeur à Kallo, soit dix mètres plus bas. La contrainte effective de préconsolidation peut y être calculée grâce à la formule suivante en ajoutant le poids du sol déjàugé :

$$\sigma'_{p(R-O)} = \sigma'_p + \Delta_h \times (\gamma_{sat} - \gamma_w)$$

$$\sigma'_{p(R-O)} = 5500 + 10 \times (20.1 - 10) = 5601 kPa$$

En prenant l'hypothèse que l'épaisseur cumulée de toutes les formations au moment de leur dépôt a été constante entre Kallo et Bruxelles, la contrainte effective de préconsolidation est constante latéralement dans la formation géologique.

La zone d'intérêt se trouve dans la vallée de la Senne où l'épaisseur cumulée des terrains au-dessus de la limite entre les membres de Roubaix et d'Orchies n'est que de $20m$, ce qui donne un OCR de 27.5.

$$OCR_{sol \ sat} = \frac{\sigma'_p (R-O)}{20m \times (\gamma_{sat} - \gamma_w)} = \frac{5601}{20 \times (20 - 10)} = 27.5$$

Nguyen et al (2014) [33] ont aussi effectué plusieurs mesures sur des échantillons prélevés entre 350 et 382m de profondeur qui montrent des valeurs d'OCR entre 1.1 et 1.2. Refaire des calculs similaires à ceux expliqués précédemment pour extrapoler ces données au droit de la zone de Tour et Taxis permet de calculer des valeurs d'OCR entre 21 et 24. La valeur exacte du paramètre est cependant peu importante tant elle est élevée, en effet, les variations du niveau piézométrique ne suffisent pas à provoquer des déformations plastiques.

La séquence sédimentaire à Bruxelles est complète entre la base de l'aquiclude landénien et le sommet de l'aquitard yprésien, ce qui permet de calculer la contrainte effective de préconsolidation dans toute la colonne à partir de celle de l'Yprésien en y ajoutant la contrainte supplémentaire induite par les terrains additionnels, permettant ensuite de recalculer l'OCR à n'importe quelle profondeur.

$$\sigma'_p(z) = \sigma'_p(20) + \int_{20}^z (\gamma_{sat}(z) - \gamma_w) \times dz$$

où z est la profondeur en m .

L'OCR a été calculé au centre des deux unités hydrogéologiques soit à 45.75m de profondeur pour l'aquifère et 59.38m pour l'aquiclude.

Indice de gonflement κ

Les valeurs caractérisant la compressibilité élastique du milieu trouvées dans la littérature peuvent être données sous différentes formes. L'indice, la constante et le coefficient de gonflement, qui sont notés respectivement κ , A et C_s . Les conversions ont été effectuées à l'aide des formules suivantes :

$$\kappa = \frac{1 + e_0}{A} = \frac{C_s}{2.3}$$

où e_0 est l'indice des vides initial, déterminé à partir de la porosité totale : $e_0 = \frac{n}{1-n}$.

Le TABLEAU 5 montre les résultats de plusieurs tests œdométriques ayant été effectués sur des échantillons de l'argile yprésienne. La FIGURE 18 montre le détail des échantillons de la formation de Courtrai testés. Il y a 83 échantillons du membre de Moen et 116 échantillons pour le membre de Saint-Maur. Au sein d'un même membre, il n'y a pas de tendance liée à l'altitude où l'échantillon a été prélevé. Cependant, on remarque que les échantillons du membre de Moen sont généralement moins compressibles que ceux du membre de Saint-Maur, qui a une plus grande proportion d'argile. Comme le membre de Moen est peu épais au niveau de la zone d'intérêt et même inexistant par endroit, seuls les échantillons du membre de Saint-Maur interviendront dans le choix d'une valeur moyenne unique de compressibilité.

κ	source
0.0268	Y. E. Pina Diaz (2011)
0.00776	P. Reiffsteck (2006)
[0.00467; 0.0105]	Carte géotechnique de Gand [6]
[0.00479; 0.0383]	Carte géotechnique de Bruxelles (planche 31.3.5) [9]

TABLEAU 5 – Indice de gonflement des argiles yprésiennes.

La valeur retenue pour la constante de gonflement est $A = 114$ et est la moyenne harmonique des valeurs de chaque échantillon. On peut convertir cette valeur en l'indice de gonflement $\kappa = 0.0168$. Dans le cas présent, puisque l'indice des vides des échantillons est inconnu et que la valeur utilisée est une valeur moyenne identique pour tous les échantillons, prendre une moyenne harmonique des valeurs de la constante de gonflement (A) est équivalent à effectuer la conversion vers les indices de gonflement (κ) puis d'en calculer la moyenne arithmétique. Cette approche est plus intéressante que de calculer la moyenne arithmétique sur les valeurs de la constante de gonflement (A) parce que la distribution des indices de gonflement (κ) ressemble davantage à une distribution normale.

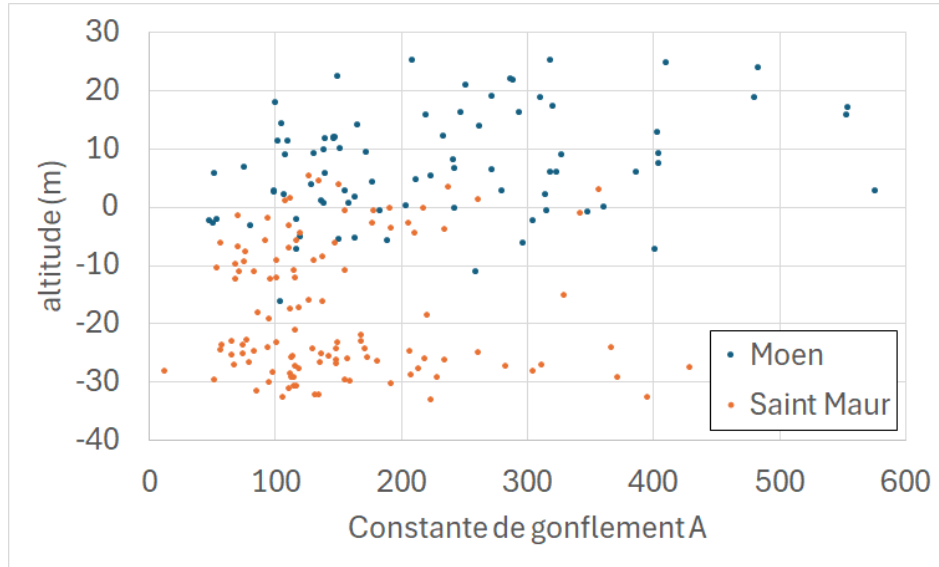


FIGURE 18 – Essais œdométriques provenant de la carte géotechnique de Bruxelles pour la formation de Courtrai avec une distinction entre le membre de Moen, plus sableux et le membre de Saint-Maur, plus argileux [9].

Il existe très peu d'information à propos de ce paramètre pour l'aquifère landénien, seuls huit échantillons sont référencés à proximité dans la carte géotechnique de Bruxelles. La moyenne harmonique de leur constante de gonflement est égale à $A = 327$ et peut être convertie en l'indice $\kappa = 0.00529$.

Perméabilité intrinsèque verticale k_v

Van Camp et al. (2000) [40] ont proposé une relation entre la conductivité hydraulique verticale de l'aquitard de l'Yprésien et la profondeur z :

$$K_v(z) = \frac{10^{-4}m^2/j}{z}$$

Cependant, pour éviter de complexifier le maillage, il est nécessaire de choisir une valeur unique à imposer sur l'ensemble des cellules correspondant à chaque unité hydrogéologique. La conductivité hydraulique verticale équivalente peut être calculée avec la formule suivante (modifiée d'après Dassargues 2020 [11]) :

$$K_v = \frac{z_1 - z_0}{\int_{z_0}^{z_1} \frac{dz}{K_v(z)}}$$

Les différentes simulations effectuées, montrent que la partie supérieure de l'aquitard n'est pas soumise à des changements de pression importants, les flux y sont donc limités, réduisant l'impact de la conductivité hydraulique locale. Comme dans les travaux de Botey i Bassols 2024 [7], seules les zones où les pressions varient de plus de 1% ont été utilisées pour calculer cette conductivité hydraulique équivalente.

La perméabilité intrinsèque k_v peut être calculée à partir de la conductivité hydraulique grâce à la formule suivante :

$$K_v = \frac{k_v \rho_w g}{\mu_w}$$

où $\mu_w = 0.001 \text{ kg/(m.s)}$ est la viscosité dynamique de l'eau,

$g = 10 \text{ m/s}^2$ est la gravité et

$\rho_w = 1000 \text{ kg/m}^3$ est la masse volumique de l'eau.

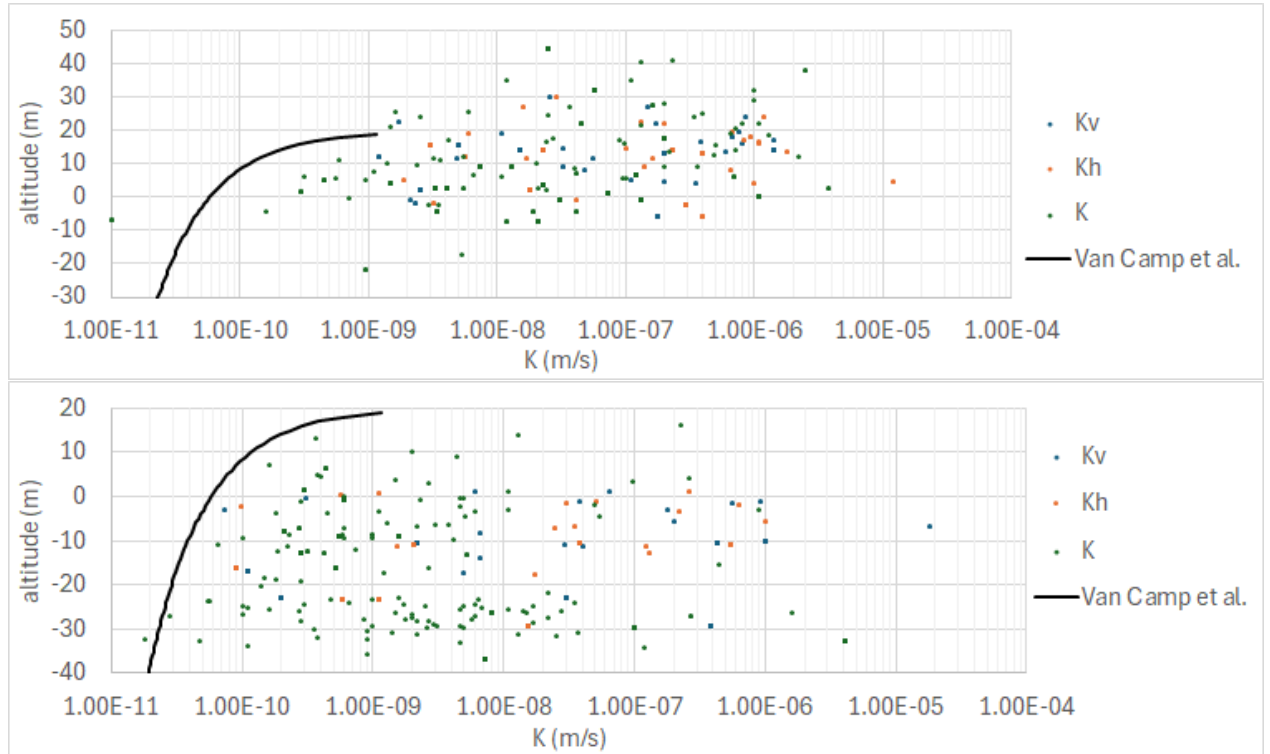


FIGURE 19 – Conductivité hydraulique de la formation de Courtrai. Membre de Moen (en haut) et Membre de Saint-Maur (en bas). D'après les fiches de données ponctuelles de la carte géotechnique [9].

La FIGURE 19 montre les conductivités hydrauliques mesurées sur 146 échantillons du membre de Moen et 173 échantillons des argiles de Saint-Maur. On observe qu'il n'y a pas d'anisotropie verticale car les conductivités verticales sont distribuées de la même manière que les conductivités horizontales. Conformément à la formule donnée par Van Camp et al. (2000), la conductivité hydraulique diminue avec la profondeur mais les échantillons semblent être systématiquement plus perméables que ce qui est prédit par la relation. À titre d'exemple, la courbe correspondant à la formule a été construite en tenant compte de l'altitude de la surface du sol à Tour et Taxis, c'est à dire 20m. La valeur retenue dans un premier temps est celle calculée comme décrit plus haut à partir de la formule proposée par Van Camp et al. mais elle sera modifiée ultérieurement lors de la calibration.

La valeur choisie pour l'aquifère landénien est la moyenne géométrique de la conductivité hydraulique de tous les échantillons donnés par la carte géotechnique de Bruxelles [9].

4.10 Premiers résultats avant calibration

La FIGURE 20 montre la pression calculée dans la colonne tous les cinq ans et confirme que la discrétisation est suffisante et permet de modéliser correctement les évolutions des pressions au centre des aquitards toujours en retard par rapport à celles dans les aquifères. Comme attendu, la pression dans l'aquifère est hydrostatique.

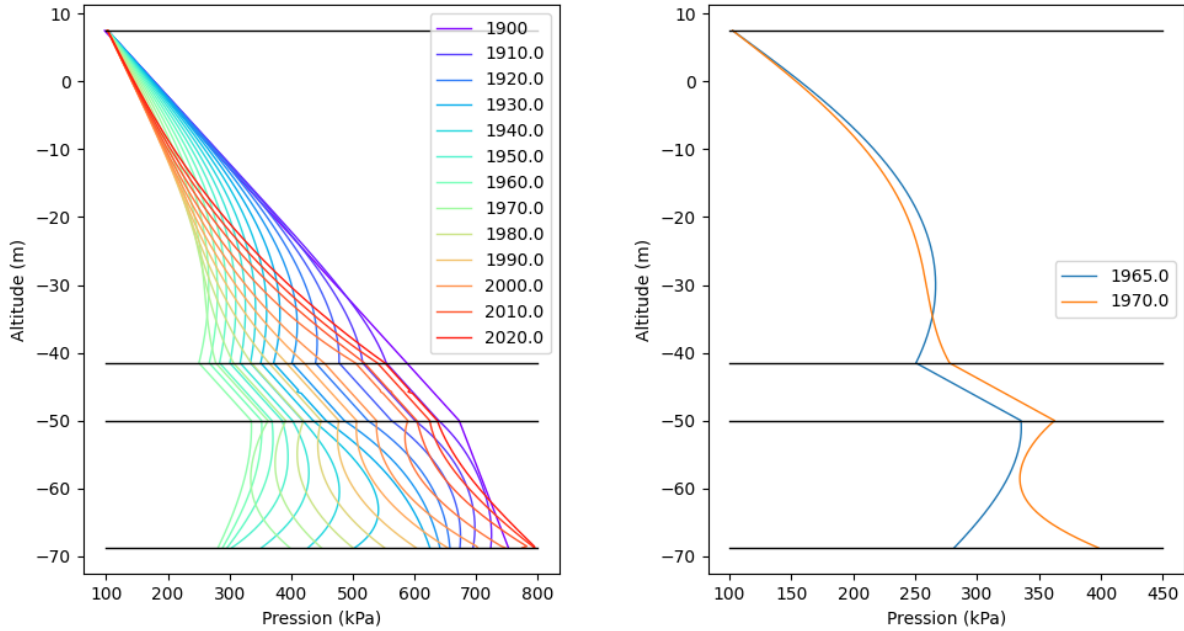


FIGURE 20 – Évolution verticale de la pression interstitielle dans la colonne de 1900 à 2020 (avant calibration).

La FIGURE 21 montre la déformation relative moyenne pour chaque unité hydrogéologique. On observe qu'elle est plus faible dans l'aquifère car son indice de gonflement était plus faible que ceux des aquitards en conséquence de sa plus faible teneur en argile. L'aquitard du Landénien subit une plus grande déformation relative que celui de l'Yprésien car son épaisseur est plus faible et que les variations de pression sont appliquées de part et d'autre. À l'inverse, on observe sur la FIGURE 20 que pour la partie supérieure de l'aquitard de l'Yprésien, les variations de pression d'eau et donc de contrainte effective sont assez faibles.

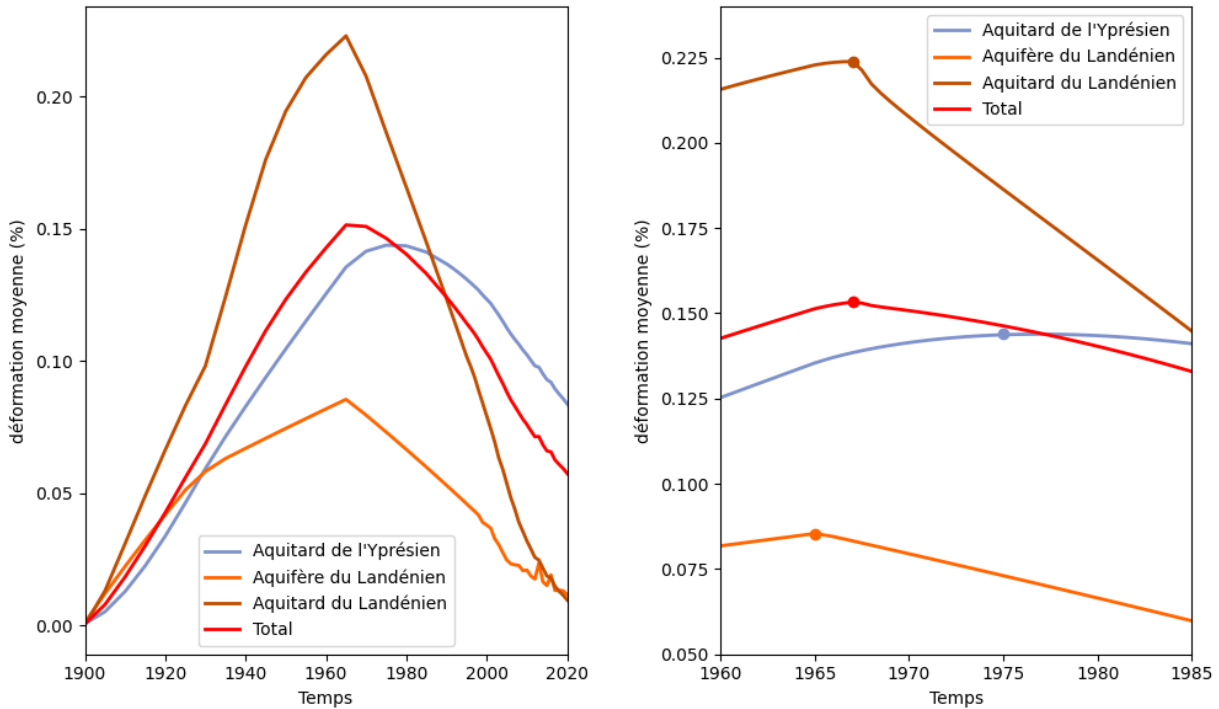


FIGURE 21 – Déformation relative des unités modélisées (avant calibration). À droite, un zoom sur les années où les déformations étaient maximales.

Lors de la reconstruction de l'évolution des pressions dans les aquifères, seule la partie récente, à partir de 1995 a pu être reconstruite avec une fréquence de mesure élevée, produisant une courbe avec des grosses variations de faible durée qui ne représentent pas une tendance à long terme. Les aquitards ont lissé ces variations, mais elles sont conservées par l'aquifère car la baisse de pression se propage rapidement et provoque une déformation immédiate.

Les résultats obtenus pour le début de la simulation ne sont pas aussi fiables que ceux des trente dernières années car ils sont plus dépendants des conditions initiales du modèle et donc des hypothèses prises pour la reconstruction de l'évolution des hauteurs piézométriques anciennes, qui reposent sur des données moins complètes.

En multipliant les déformations relatives par l'épaisseur de la couche modélisée, on obtient les tassements liés à chaque unité hydrogéologique (cfr FIGURE 22). Entre 1900 et 1965, le niveau du sol baisse de 11.5cm avant de remonter de 7.2cm jusqu'en 2020. Entre 1995 et 2005, la vitesse de gonflement calculée est de 1.9mm/an .

Les argiles de Saint-Maur jouent un rôle majeur dans les tassements pour les raisons évoquées plus tôt mais surtout à cause de leur grande épaisseur. Les argiles du Landénien participent aussi aux variations totales mais dans une moindre mesure. La déformation relative moyenne est plus grande que celle de la formation de l'Yprésien dans les années soixante, mais l'épaisseur moins importante rend son impact plus faible. Comme attendu, l'aquifère des sables du Landénien n'a qu'un rôle mineur car il est beaucoup moins compressible et peu épais.

On observe un décalage temporel entre la déformation maximale de chaque unité. Dans l'aquifère, celle-ci arrive en 1965 au même moment que les hauteurs piézométriques minimale. La déformation maximale de l'aquiclude du Landénien est en 1967 et celle de l'aquitard de l'Yprésien n'arrive que dix ans plus tard en 1977. C'est lié à la lenteur des transferts de

pression dans cette couche peu perméable et à sa grande épaisseur. Lorsque la tendance baissière du niveau des aquifères s’est inversée, la pression à la base de l’aquitard est remontée mais la pression au centre a continué de diminuer. Cette situation est bien visible sur la FIGURE 20 (à droite) qui montre les pressions dans la colonne en 1965 et 1970. Cette tendance est moins marquée dans l’aquiclude des argiles du Landénien car il est moins épais et elle est inexistante dans l’aquifère car sa perméabilité est plus grande.

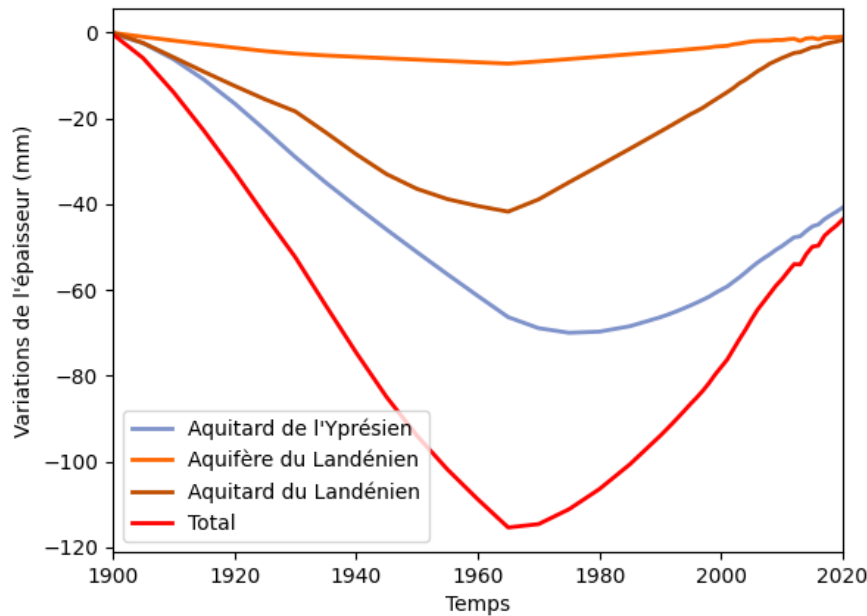


FIGURE 22 – Variations de l’épaisseur des unités modélisées (avant calibration).

4.11 Calibration

La calibration d’un modèle consiste à faire varier ses paramètres pour se rapprocher au mieux d’observations et de mesures sur le terrain. En l’occurrence, les observations sont constituées ici par les courbes temps-déplacement obtenues par la méthode InSar. Le risque d’une calibration avec peu de données et beaucoup de paramètres à calibrer est d’avoir un système sous-contraint et de modéliser le bruit des observations. La calibration ne portera donc que sur deux paramètres. L’indice de gonflement et la perméabilité intrinsèque des aquitards. Pour éviter de multiplier le nombre de paramètres, les indices de gonflement des aquitards seront gardés égaux entre eux et les perméabilités intrinsèques seront multipliées par un facteur commun.

Les courbes temps-déplacement représentent des déplacements relatifs par rapport à l’image master. Pour comparer ces courbes aux déplacements du sol calculés par le modèle, elles ont été décalées vers le haut en alignant l’image master sur la courbe des déformations calculée par le modèle. C’est ce qui est montré à la FIGURE 23. On peut y voir que l’évolution des déformations telle que calculée par le modèle a systématiquement une pente trop importante par rapport aux estimations provenant des mesures satellitaires.

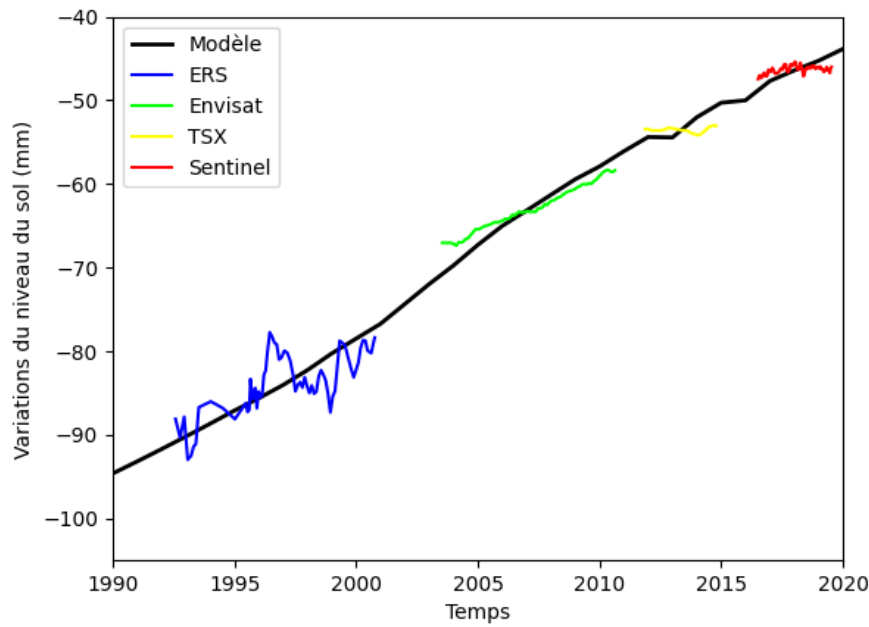


FIGURE 23 – Comparaison entre les estimations provenant des mesures satellitaires et les résultats calculés par le modèle avant calibration (courbe temps - déplacement).

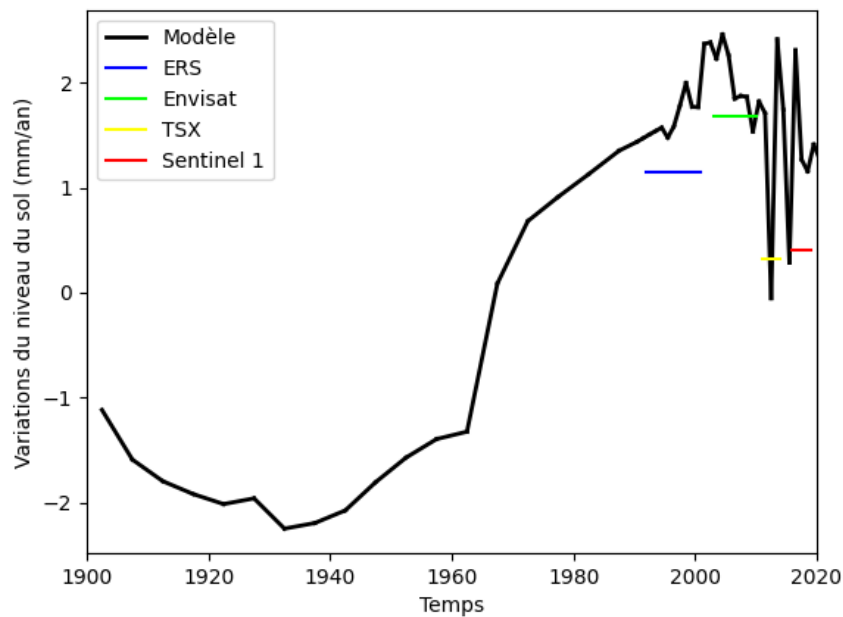


FIGURE 24 – Comparaison entre les estimations provenant des mesures satellitaires et les résultats calculés par le modèle (courbe temps - vitesse).

Plutôt que de représenter le déplacement, il est aussi possible de représenter la vitesse, en prenant la dérivée de chaque courbe. Les courbes des estimations satellitaires ont été remplacées par une valeur unique de la vitesse obtenue par une régression linéaire. Cette représentation (cfr FIGURE 24), confirme que les vitesses de déformation calculées par le modèle sont trop grandes.

Une diminution de l'indice de gonflement permet d'ajuster les courbes en diminuant la vitesse de déformation. Après cette première étape, le modèle est bien ajusté aux courbes estimées

à partir des mesures satellitaires ERS et Envisat mais pas à celles de Terra SAR-X et Sentinel 1. La comparaison entre la courbe de gonflement calculée par le modèle et l'évolution des hauteurs piézométriques (cfr FIGURE 25) laisse penser qu'une augmentation de la conductivité hydraulique des aquitards permettrait de diminuer la vitesse calculée des déformations entre 2010 et 2020.

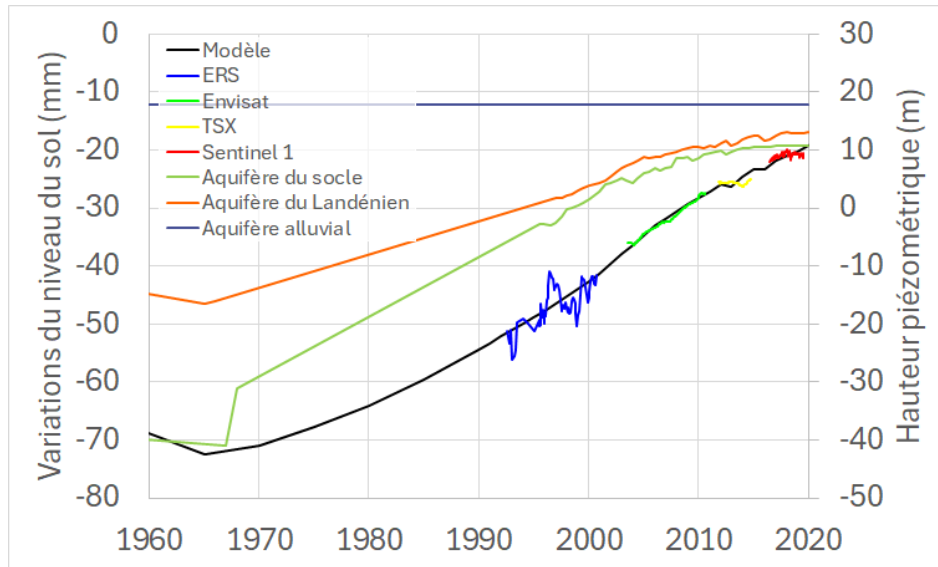


FIGURE 25 – Étape intermédiaire de la calibration. Indice de gonflement $\kappa_{aquitards} = 0.009$.

Après la calibration, l'indice de gonflement pour les deux aquitards est de 0.008, la perméabilité intrinsèque de l'aquitard de l'Yprésien est de $3 \times 10^{-17} m^2$ et celle de l'aquitard du Landénien est de $1.4 \times 10^{-17} m^2$. L'augmentation de la perméabilité de l'aquitard de l'Yprésien est logique car la valeur choisie initialement était très faible par rapport aux essais de laboratoire. La FIGURE 26 montre la courbe des tassements après cette calibration.

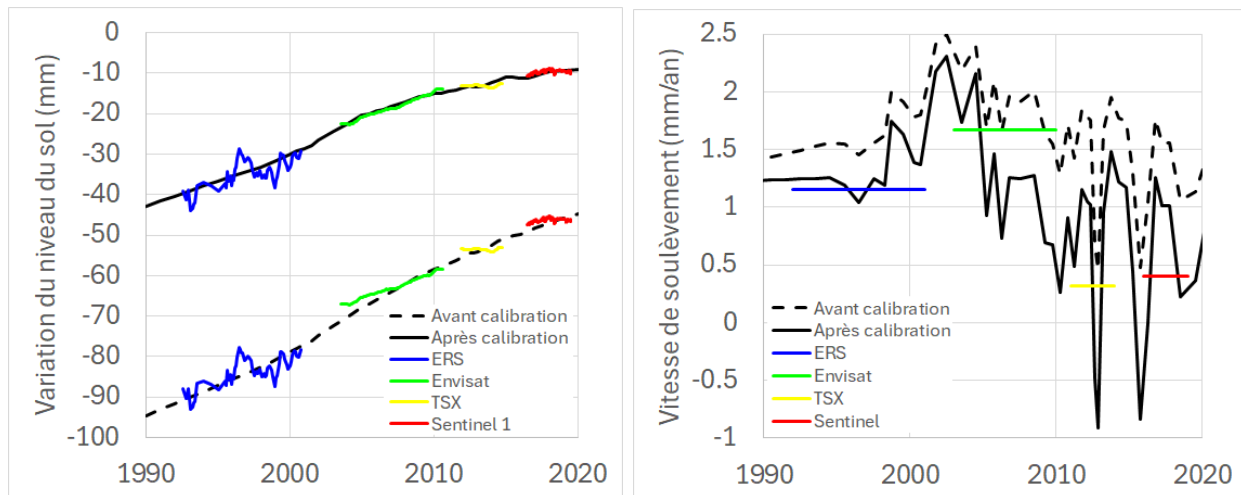


FIGURE 26 – Comparaison des déformations calculées par le modèle avant et après la calibration.

L'ajustement des conductivités hydrauliques et de l'indice de gonflement des deux aquitards a permis de mieux se rapprocher de la dynamique des estimations InSar mais la calibration n'est sans doute pas très satisfaisante par manque d'observations.

4.12 Analyse de sensibilité

L'incertitude autour de la valeur du paramètre de compressibilité est énorme. La distribution des indices de gonflement des échantillons du membre de Saint-Maur, montrée à la FIGURE 27 est très étalée. L'écart type de cette distribution vaut $\sigma = 0.0075$ et comme indiqué précédemment, la moyenne vaut $\mu = 0.0168$.

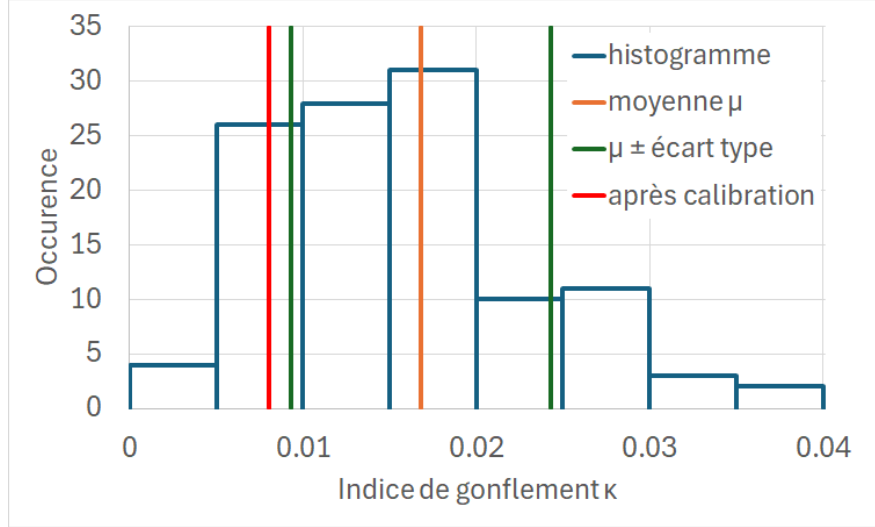


FIGURE 27 – Histogramme des indices de gonflement κ provenant de la carte géotechnique de Bruxelles [9] pour l'aquiclude des argiles de Saint-Maur.

Deux simulations supplémentaires ont été effectuées en retirant et ajoutant l'écart type à l'indice de gonflement moyen. La FIGURE 28 montre la courbe calculée du déplacement de la surface du sol qui en découle. Sans surprise, la différence est très grande car la compressibilité intervient directement dans le calcul des tassements à partir des variations de contrainte effective. Le rebond entre le moment des déformations maximales (un peu après 1965) et 2020 est de 7.2cm pour l'indice de gonflement réduit et de 17cm pour l'indice de gonflement le plus grand. La vitesse de gonflement calculée par le modèle entre 1995 et 2005 est de 1.83mm/an dans le premier cas et de 4.2mm/an dans le second.

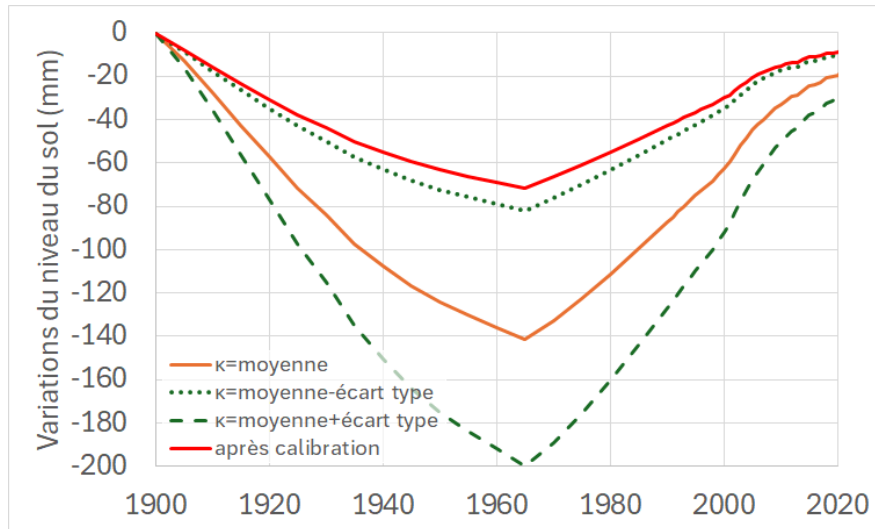


FIGURE 28 – Impact de l'incertitude de la compressibilité des aquicludes sur les tassements et gonflements calculés.

Le même test peut être effectué sur la compressibilité de l'aquifère, la moyenne vaut $\mu = 0.00529$ et l'écart type $\sigma = 0.0031$. L'influence de cette modification est beaucoup moins importante en comparaison avec celle des aquicludes. Le TABLEAU 6 montre la valeur totale du gonflement calculé et sa vitesse moyenne entre 1995 et 2005.

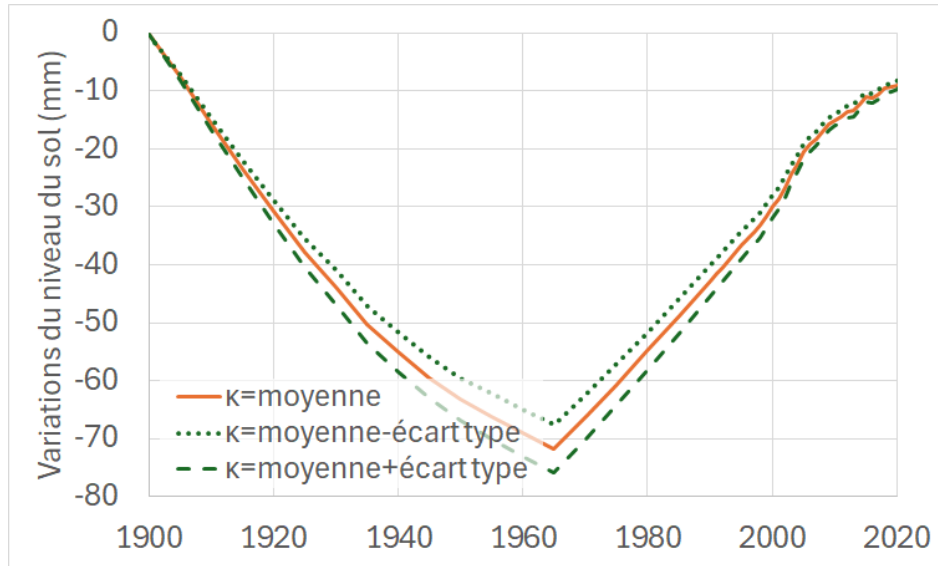


FIGURE 29 – Impact de l'incertitude de la compressibilité de l'aquifère sur les tassements et gonflements calculés.

La perméabilité intrinsèque des aquitards est importante aussi. En effet, la diminuer d'un ordre de grandeur influence énormément les résultats (cfr FIGURE 30). Une perméabilité intrinsèque plus faible aura tendance à limiter les déformations calculées car les variations de pression n'ont pas le temps de se propager au cœur des aquitards. On observe que pour la simulation $k/100$ (en rouge), les variations de pression n'ont lieu que dans les 30m situés à la base de l'aquitard et que l'augmentation moyenne de pression entre 1965 et 2020 ne représente qu'une faible part de celle des autres simulations.

		Gonflement calculé	
		valeur totale (cm) (\pm 1965 - 2020)	vitesse moyenne entre 1995 et 2005 (mm/an)
Modèle calibré		6.3	1.61
Indice de gonflement	Aquitards : $\kappa = \mu - \sigma$	7.2	1.83
	Aquitards : $\kappa = \mu$	12.2	3.04
	Aquitards : $\kappa = \mu + \sigma$	17	4.2
	Aquifère : $\kappa = \mu - \sigma$	5.9	1.51
	Aquifère : $\kappa = \mu + \sigma$	6.6	1.72
Perméabilité intrinsèque	Aquitards :		
	$k = k_{calibré} / 100$	1.9	0.57
	$k = k_{calibré} / 10$	4.9	1.28
	$k = k_{calibré} \times 10$	6.3	1.7

TABLEAU 6 – Analyse de sensibilité du gonflement calculé par rapport aux caractéristiques mécaniques et hydrogéologiques.

À l'inverse, une perméabilité intrinsèque plus élevée comme celle du modèle calibré permettra aux pressions à mieux se propager sur toute la hauteur de l'aquitard et mènera à des déformations beaucoup plus importantes se produisant de manière presque simultanée avec la baisse de pression des aquifères.

Augmenter encore la perméabilité intrinsèque n'influence plus les résultats comme le montre la simulation $k \times 10$ (en bleu). Sur cet intervalle, le modèle perd toute sensibilité à la valeur de la perméabilité car les pressions s'équilibrent rapidement et que la colonne de pression est à tout moment très proche de l'hydrostatique dans l'aquifère et d'une interpolation linéaire dans les aquitards.

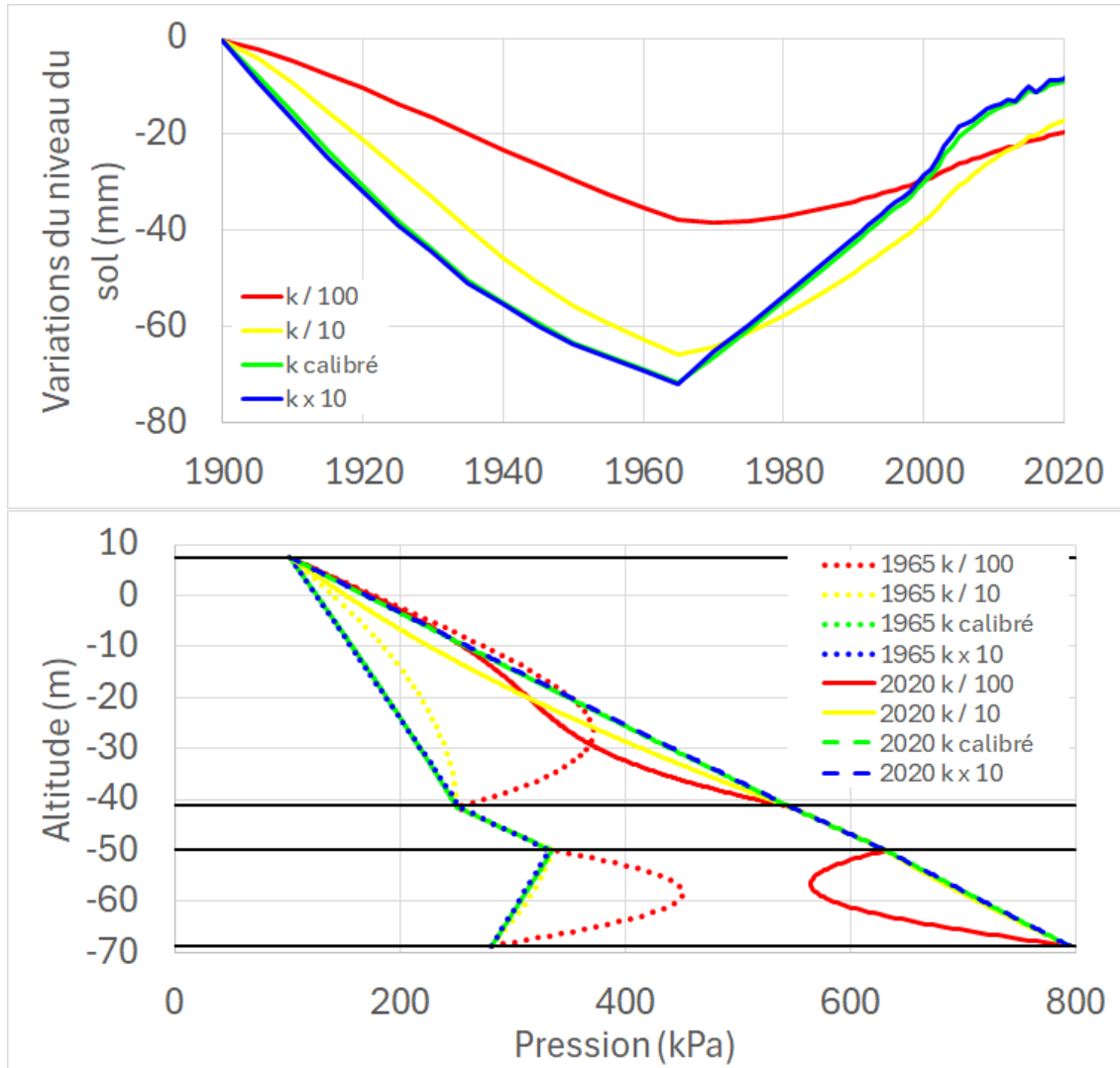


FIGURE 30 – Impact de l'incertitude de la perméabilité intrinsèque des aquitards sur les tassements et gonflements calculés (en haut) et la dynamique de la pression interstitielle (en bas). La perméabilité intrinsèque de l'aquitard de l'Yprésien après calibration est de $3 \times 10^{-17} m^2$ et celle de l'aquitard du Landénien est de $1.4 \times 10^{-17} m^2$.

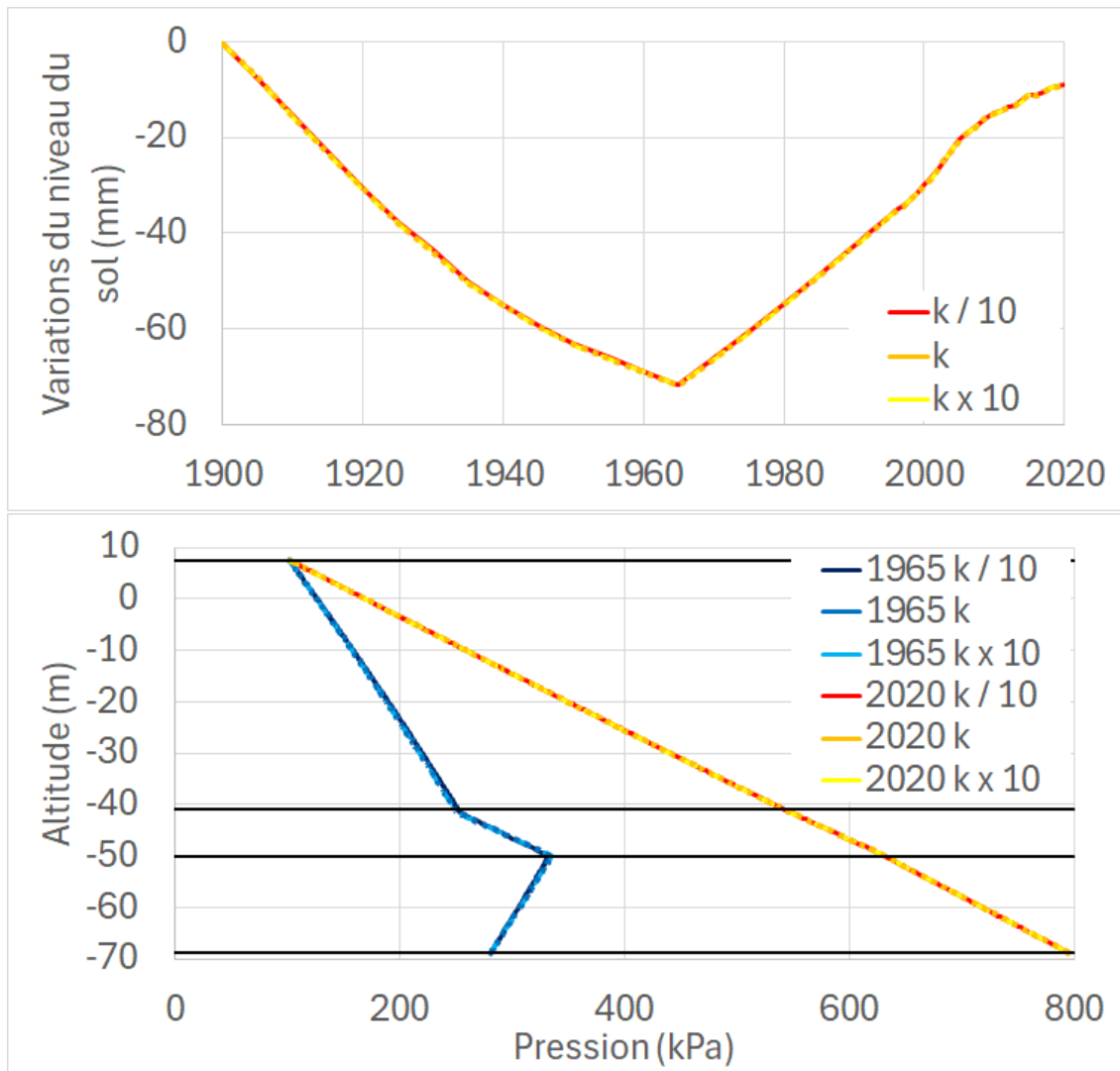


FIGURE 31 – Impact de l’incertitude de la perméabilité intrinsèque de l’aquifère sur les tassements et gonflements calculés (en haut) et la dynamique de la pression interstitielle (en bas). La perméabilité intrinsèque de la première simulation, est de $k=3.3 \times 10^{-15}m^2$.

La FIGURE 31 montre les résultats obtenus pour plusieurs valeurs de la perméabilité intrinsèque de l’aquifère. Sans grande surprise, le modèle est totalement insensible aux variations de ce paramètre dans cet intervalle là car il s’agit d’une valeur suffisamment grande par rapport aux écoulements pour ne pas les contraindre.

4.13 Interprétation et commentaires

La FIGURE 32 montre l’évolution des pressions dans la colonne 1D. On observe qu’après la calibration, la perméabilité dans les deux aquitards est telle que la déformation n’est plus ralentie. On observe d’ailleurs (cfr FIGURE 33) que le tassement maximal arrive simultanément dans toutes les unités hydrogéologiques en 1965, en même temps que la mesure piézométrique la plus basse. Les vitesses de soulèvement/subsidence observées dépendent fortement des variations des pressions de la décennie écoulée plutôt que celles plus anciennes. Il est donc important d’avoir des données piézométriques précises pour modéliser des mouvements précis.

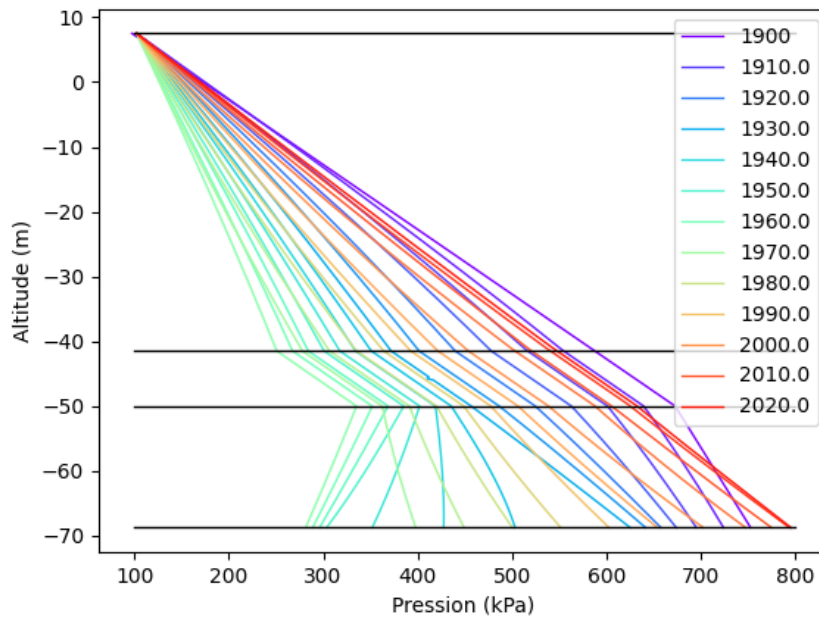


FIGURE 32 – Évolution de la pression interstitielle dans la colonne de 1900 à 2020.

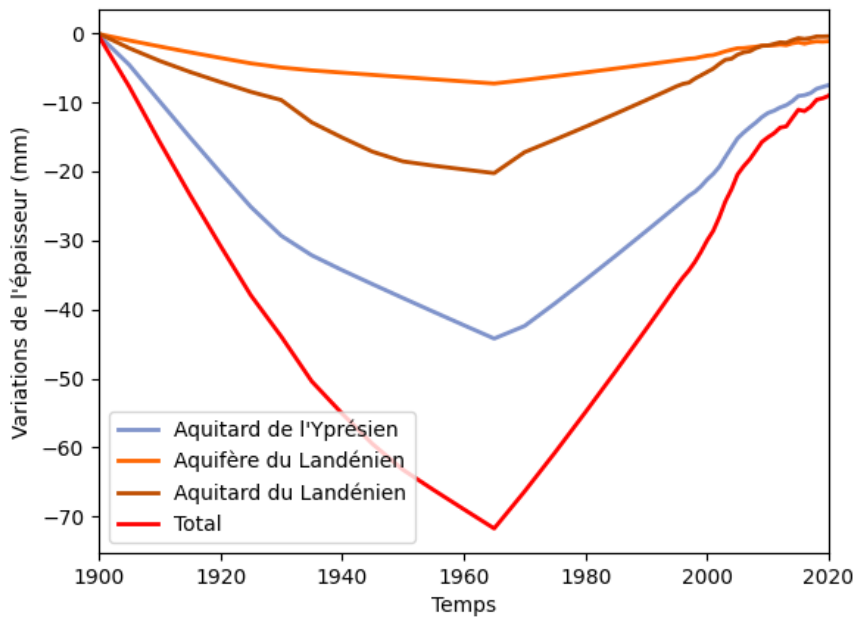


FIGURE 33 – Variations de l'épaisseur des unités modélisées.

Il existe plusieurs limites à la fiabilité de ce modèle. Pour commencer, la faible quantité de données d'observation ne permet pas une calibration de tous les paramètres. L'utilisation combinée de plusieurs autres colonnes situées plus loin, où les pressions varient différemment et produisent des tassements différents permettrait une meilleure calibration. Un emplacement avec des variations de pression différentes dans l'aquifère du socle et l'aquifère du Landénien permettrait de calibrer les paramètres des deux aquitards indépendamment.

La calibration est utile pour s'assurer que le modèle reproduit bien ce qui est observé mais peut aussi servir à affiner la précision des paramètres et améliorer la connaissance du sous-sol. Toutefois, la calibration de la perméabilité intrinsèque n'a pas rempli ce rôle car une fois calibré, le modèle n'avait plus de sensibilité à ce paramètre.

Un autre point d'attention est le manque de précision des chroniques piézométriques servant de conditions aux limites pour ce modèle. Pour cette raison, le début de la simulation est moins précis que les trente dernières années où les relevés piézométriques sont plus nombreux. La précision de cette période est aussi renforcée car il s'agit de celle où il existe des observations et pour laquelle le modèle a été calibré.

Enfin, à cause de l'absence de données à propos de la compressibilité des craies, il n'a pas été possible de calculer les tassements liés à cette formation géologique.

Conclusion et perspectives

L'industrialisation de la ville de Bruxelles au *XIXe* et au début du *XXe* siècles, et plus particulièrement des zones situées à proximité du canal et des nœuds ferroviaires comme Tour et Taxis, a entraîné la surexploitation des aquifères captifs, conduisant à une baisse importante des niveaux piézométriques. Dans le courant du *XXe* siècle, les industries ont progressivement migré hors de la ville, diminuant les débits pompés et depuis les années soixante, le niveau remonte et tend aujourd'hui à se stabiliser.

Ces variations du niveau d'eau ont dans un premier temps provoqué la subsidence d'une partie de la ville et par la suite, le soulèvement par rebond élastique de ces mêmes zones à des vitesses de l'ordre du millimètre par an. La diminution de la vitesse de remontée des niveaux piézométriques observée ces 20 dernières années à proximité de Tour et Taxis se traduit aussi par une baisse de la vitesse de rebond du centre de Bruxelles qui peut être détectée par les mesures InSar.

Un modèle géomécanique de tassement faisant le lien entre les variations du niveau d'eau dans les aquifères et les mouvements du sol a été réalisé. Une calibration portant sur les valeurs de compressibilité et de conductivité hydraulique des couches peu perméables et compressibles a été effectuée sur base des estimations InSar de la période 1992 - 2019 provenant des satellites ERS, Envisat, Terra SAR-X et Sentinel 1. Il pourra être mis à jour à l'avenir avec l'évolution future des pressions interstitielles et être comparé à d'autres séries de mesures InSar.

La conception future d'un modèle 3D d'écoulement régional et transitoire permettrait une meilleure calibration des paramètres et de comprendre les variations latérales des vitesses de rebond et les déplacements de la zone de rebond le long de la vallée de la Senne. En outre, un modèle hydrogéologique permettrait aussi d'améliorer la précision de l'évolution des pressions des aquifères, qui sert de condition aux limites du modèle de tassement.

Nous avons bénéficié du soutien du projet LASUGEO - monitoring LAnd SUBsidence caused by Groundwater exploitation through gEOdetic measurements - LASUGEO a reçu un financement du programme de recherche Brain-BE 2.0 - Belgian Research Action through Interdisciplinary Networks (2018 -2024).

Annexe : Modèle hydrogéologique 3D d'écoulement

Cette section est ajoutée à titre d'information. Il a été convenu avec mon promoteur de ne pas continuer à travailler plus longtemps sur ce modèle car sa réalisation n'a pas permis d'obtenir de résultats probants à ce stade. La cause principale est liée au manque de données fiables concernant les sollicitations (pompages et arrêt de ceux-ci) réellement appliqués dans les différents compartiments aquifères.

Objectifs du modèle

Le but de ce modèle est de calculer les pressions d'eau transitoires dans les différents aquifères. Ces pressions doivent servir de conditions aux limites imposées dans le modèle hydro-mécanique unidimensionnel vertical pour remplacer la reconstruction décrite dans la section précédente. Un autre objectif est de combiner la multitude de données piézométriques disponibles pour comprendre l'évolution des surfaces piézométriques et l'étendue des cônes de rabattement liés à la surexploitation des aquifères dans la fin du *XIXe* et le début du *XXe* siècles.

Un autre objectif de ce modèle est d'initier la calibration de la conductivité hydraulique verticale pour les formations géologiques présentes dans le modèle de tassement.

Modèle conceptuel

Processus modélisés

Le modèle intégrera les processus d'écoulement d'eau. Les effets thermiques sont négligés car il n'y a pas eu de sollicitations provoquant des variations de températures importantes du sous-sol avant l'arrivée de la géothermie. La première installation géothermique en système fermé dans le voisinage a été construite en 2010 pour l'immeuble de bureaux Platinum [20] et la première installation en système ouvert est celle des bureaux de Bruxelles Environnement qui a été mise en service en 2014 [19] [13]. L'absence de données à propos des systèmes géothermiques ne permet pas d'en tenir compte dans le modèle.

Les effets géomécaniques ne seront pas modélisés mais un coefficient d'emmagasinement sera utilisé pour calculer les variations d'emmagasinement d'eau provoquées par un changement de pression interstitielle. Dans un aquifère captif, ces variations sont principalement provoquées par des variations du volume du milieu poreux saturé. Les autres processus géomécaniques seront négligés.

Il aurait été possible de modéliser les tassements dans ce modèle grâce au package Sub de Modflow, rendant le modèle hydro-géomécanique inutile mais ça ne sera pas fait car il serait alors nécessaire de diviser les aquitards en de nombreuses sous couches pour représenter correctement les transferts de pression ce qui complexifierait et rendrait le modèle très instable.

Échelle

Trouver des conditions aux frontières physiquement satisfaisantes n'est pas aisé car les aquifères modélisés continuent bien au-delà des frontières de la région de Bruxelles. Le modèle est un carré de $3km$ de côté afin que le centre du modèle soit suffisamment éloigné des frontières

pour que ces dernières n'exercent pas une influence trop grande sur les écoulements de la zone d'intérêt constituant une colonne verticale au centre du modèle. La zone est choisie telle que des conditions aux limites imperméables puissent être choisies sur les deux frontières perpendiculaires aux isopièses de l'aquifère du Landénien.

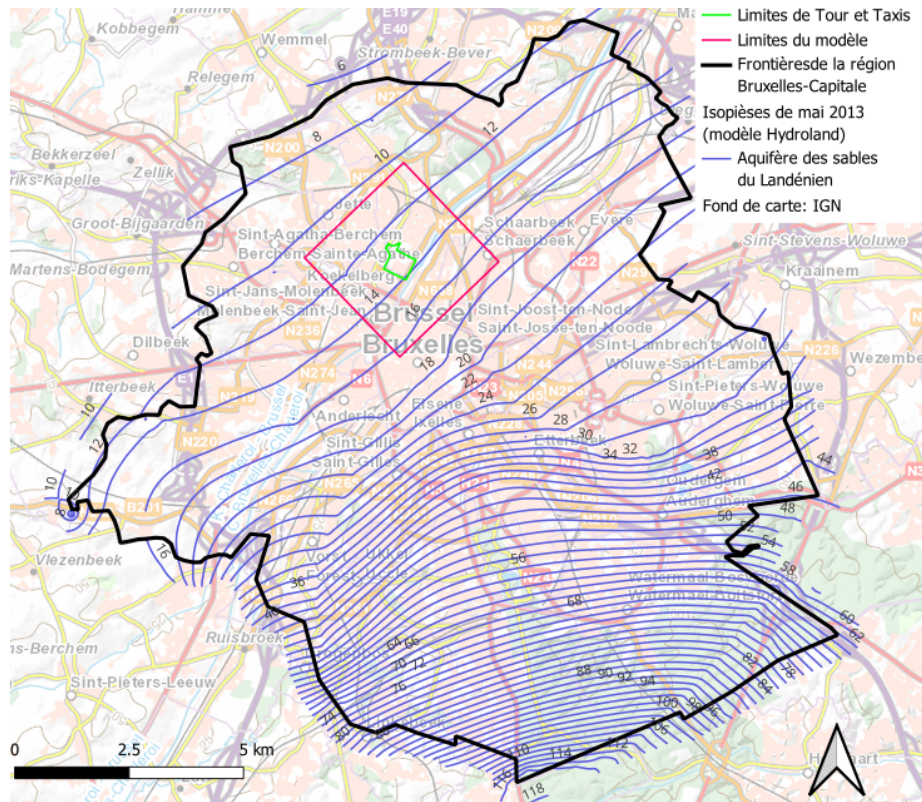


FIGURE 34 – Limites du modèle d'écoulement sur fond piézométrique de mai 2013 pour l'aquifère du Landénien. Fond de carte : IGN 2024 [29].

Dimensionnalité et discrétisation

La géologie locale est composée, au centre du modèle, toute la série stratigraphique montrée sur la FIGURE 1 entre le Paléozoïque et les sables et argiles de Moen, surmontés par la plaine alluviale de la Senne, composée d'une couche de graviers et d'une couche contenant des limons, des argiles et de la tourbe [9][25].

Dans le versant Ouest de la vallée de la Senne, l'aquifère alluvial est remplacé par la suite de la séquence stratigraphique jusqu'aux sables du membre de Wemmel, à l'exception des sables de la formation de Bruxelles, qui ne sont présents qu'en rive droite. Une couverture de limons est présente en surface [9][25].

Dans le versant Est de la vallée, les sables et argiles du membre de Moen sont surmontés par la formation des sables du Bruxellien, puis par la couverture limoneuse [9][25].

Le modèle est discrétisé en trois dimensions. Horizontalement, il suit une discrétisation régulière avec des cellules carrées de $15m$ de côté. Sur la dimension verticale, il est divisé en huit couches qui suivent les divisions stratigraphiques. La géométrie des couches a été reprise du modèle Brustrati3D [23].

- 1 L'ensemble des formations plus récentes que les argiles de Moen ont été regroupées avec l'aquifère alluvial dans la première couche du modèle. La conductivité hydraulique ne sera pas uniforme sur toute la couche pour tenir compte des lithologies différentes dans les versants de la vallée et au centre de celle-ci.
- 2 La deuxième couche est l'aquitard des sables et argiles de Moen.
- 3 La troisième couche représente l'aquiclude des argiles de Saint-Maur.
- 4 Ensuite, la quatrième couche est l'aquifère des sables du Landénien, composé du membre de Grandglise de la formation de Hannut.
- 5 La cinquième couche est celle de l'aquiclude des argiles du Landénien, composé de l'autre membre de la formation de Hannut, le membre de Lincent.
- 6 La couche suivante représente l'aquifère des craies.
- 7 et 8 Les deux dernières couches servant à modéliser le socle du Paléozoïque. Il est divisé en deux verticalement pour pouvoir imposer deux conductivités hydrauliques différentes sur l'épaisseur car la partie inférieure est moins fracturée que la partie supérieure et est donc moins perméable. Les deux couches ont une épaisseur de $25m$ car d'après Melger 2018 [32], les fractures se prolongent jusqu'à $50m$ sous la surface du socle.

L'aquitard des sables et argiles de Moen et l'aquifère des craies n'existent pas sur toute la région modélisée. Pour éviter de devoir désactiver des cellules en plein milieu du modèle, l'épaisseur des cellules concernées a été fixée à un mètre qui a été soustrait à l'épaisseur de l'aquifère le plus proche. Les paramètres utilisés dans ces cellules sont ceux dudit aquifère. Les zones concernées pour l'aquitard de Moen sont situées au centre et au sud du modèle et les cellules ont été attribuées à l'aquifère alluvial. Pour l'aquifère des craies, il s'agit d'une petite zone au Sud-Est du modèle qui a été attribuée à l'aquifère du socle.

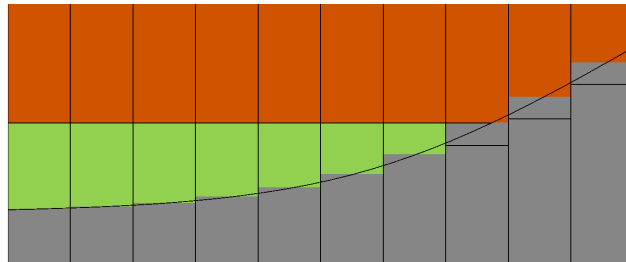


FIGURE 35 – Coupe schématique montrant la discrétisation de l'extrémité d'une couche géologique. La formation verte se termine en biseau et les cellules superflues sont attribuées à la formation en gris.

Conditions aux limites

La frontière inférieure du modèle est imperméable car il s'agit de la base de la zone fracturée du socle. La recharge est appliquée sur la surface supérieure du modèle.

Les conditions aux limites des deux premières couches sont imperméables pour les frontières Sud-Ouest et Nord-Est, perpendiculaires à la vallée. Des conditions de Dirichlet ont été fixées sur les autres frontières, parallèles à la vallée. Pour le modèle en régime permanent, elles ont été déterminées sur base des cartes piézométriques. Il existe une petite zone de $400m$ de long sur la frontière Sud-Est où une condition imperméable a été imposée sur la première couche car les sables du Bruxellien sont désaturés.

Les limites latérales de l'aquiclude des argiles de Saint-Maur sont imperméables car la faible conductivité hydraulique rend les écoulements latéraux dans l'aquiclude négligeables.

Les conditions aux frontières des cinq dernières couches sont identiques pour le modèle en régime permanent car d'après les quelques piézomètres présents dans l'aquifère du socle et des craies, on peut supposer que les hauteurs piézométriques et la direction de l'écoulement y sont similaires à ceux de l'aquifère du Landénien. Au Sud-Ouest et au Nord-Est, les frontières sont imperméables car perpendiculaires à l'écoulement. Des conditions de Dirichlet ont été imposées sur les autres frontières, à 16.9m en amont, au Sud-Est et à 10.5m en aval, au Nord-Ouest.

En régime transitoire, les conditions de Dirichlet seront adaptées en fonction des observations piézométriques à proximité.

Une condition limite de Cauchy est appliquée dans les cellules traversées par la Senne, les grands collecteurs des égouts et le canal. D'après Agniel 2020 [2], les pertuis du réseau hydrographique sont immergés dans l'aquifère alluvial et drainent ce dernier. Les grands collecteurs des égouts, qui pour certains sont d'anciennes canalisations des affluents de la Senne jouent aussi ce rôle.

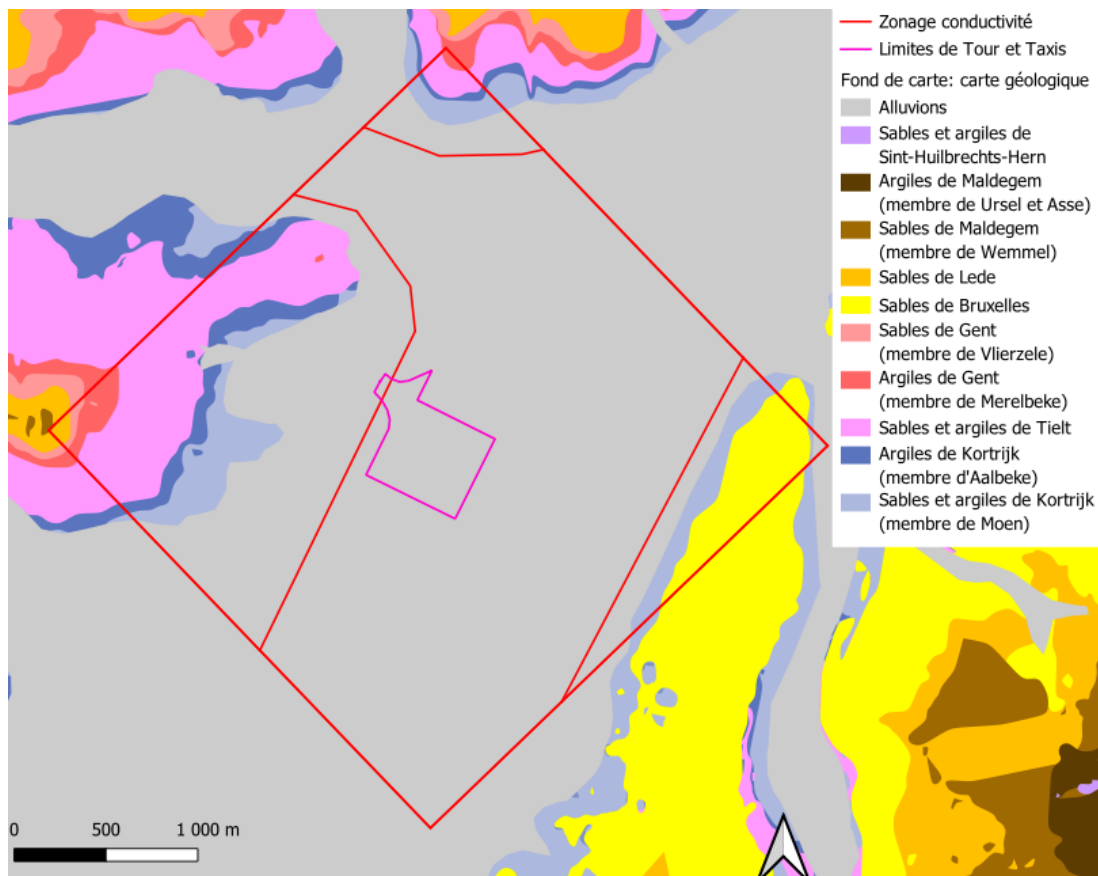


FIGURE 36 – Zonage de la conductivité hydraulique de la première couche du modèle 3D.

Paramétrisation

Les écoulements sont modélisés par la loi de Darcy, ce qui nécessite de connaître la conductivité hydraulique des différentes formations.

La première couche du modèle, correspondant aux alluvions et aux versants de la vallée est divisée en trois zones pour différencier la conductivité hydraulique de la plaine alluviale et celle des versants en rive gauche et droite qui ne sont pas composés des mêmes formations géologiques. La FIGURE 36 montre cette division. Pour le reste du modèle, il n'y a dans un premier temps qu'une seule conductivité hydraulique par couche.

Des ordres de grandeurs des conductivités hydrauliques ont été fournis par Bruxelles Environnement et la carte géotechnique de Bruxelles [9]. Ils sont repris dans le TABLEAU 7. Le premier modèle, en régime permanent, reproduisant la situation moyenne de mai 2013 permettra d'initier la calibration de la conductivité hydraulique et le modèle en régime transitoire permettra d'affiner cette calibration.

	K (m/s)		
	BPSM avant calibration	BrugéoTool	Carte géotechnique de Bruxelles
Argiles alluviales	1.62×10^{-6}		$7.5 \times 10^{-10} - 6.8 \times 10^{-8}$
Limons, sables et graviers alluviaux	2.31×10^{-3}	5×10^{-4}	$4.8 \times 10^{-10} - 8 \times 10^{-4}$
Bruxellien, rive gauche de la Senne	2.5×10^{-5}	2×10^{-5}	
Bruxellien, rive droite de la Senne	2×10^{-4}	2×10^{-4}	
Aquiclude des argiles de Gent	3.5×10^{-8}		
Aquitard de Tielt	3.5×10^{-6}	2×10^{-6}	
Aquiclude des argiles de Aalbeke	2×10^{-7}		
Aquitard de Moen	1×10^{-6}	1×10^{-6}	$5.5 \times 10^{-11} - 1.6 \times 10^{-6}$
Aquiclude de Saint-Maur			$4.7 \times 10^{-11} - 1.4 \times 10^{-6}$
Aquifère des sables du Landénien		3×10^{-5}	$8.5 \times 10^{-10} - 1 \times 10^{-6}$
Aquifère des craies du Crétacé		5.5×10^{-5}	

TABLEAU 7 – Conductivités hydrauliques des unités hydrogéologiques modélisées, d'après le Brussels Phreatic System Model (BPSM) [2], Brugéotool [20] et la carte géotechnique de Bruxelles [9].

L'influence du canal, de la Senne et des égouts sur l'aquifère alluvial est modélisée par une condition de Cauchy. Les conditions de troisième type permettent de modéliser les flux transversants par exemple, le lit d'une rivière. Ces flux dépendent de la conductivité hydraulique du lit de la rivière, de son épaisseur et de la différence de potentiel entre l'aquifère et la rivière.

$$q = \frac{K}{e} \times (h_{riv} - h_{aqui})$$

où q est le flux d'eau entrant dans l'aquifère en m/s ,

K est la conductivité hydraulique du lit de la rivière en m/s ,

e est l'épaisseur du lit en m et

$h_{riv} - h_{aqui}$ est la différence de potentiel entre la rivière et l'aquifère en m .

Pour le régime permanent, la surface de l'eau dans le canal a été fixée à $13.25m$ d'altitude, sur base des mesures prises à l'écluse la plus proche (cfr FIGURE 37). La profondeur du canal est de $4m$ dans le bassin Vergote, en face de Tour et Taxis et de $2.5m$ dans le reste

du modèle [12]. La hauteur de la surface de l'eau de la Senne et des égouts et la base des canalisations sont respectivement fixées à $1m$ et $2m$ sous le niveau du sol. Comme dans le Brussels Phreatic System Model (BPSM) [2].

La conductance K/e pourra être calibrée avec le modèle en régime permanent et le modèle en régime transitoire.

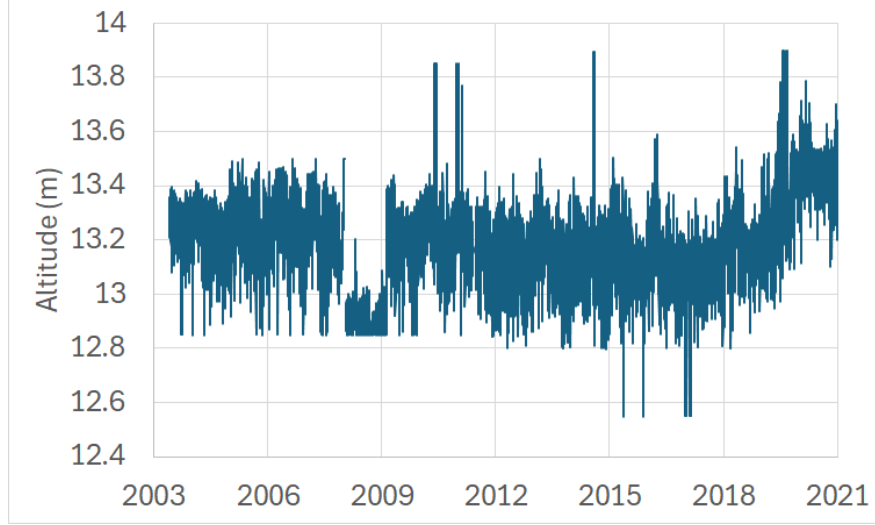


FIGURE 37 – Hauteur d'eau dans le canal en aval de la première écluse en amont.

Le passage en transitoire du modèle nécessite aussi des valeurs de coefficient d'emmagasinement. C'est un paramètre qui représente la quantité d'eau emmagasinée par unité de surface d'un aquifère lorsque la hauteur piézométrique augmente d'un mètre.

Dans les aquifères captifs, une augmentation de pression entraîne une diminution de la contrainte effective et donc un gonflement du milieu poreux. Ce gonflement du milieu est entièrement lié à une augmentation de la porosité, qui permettra le stockage d'un plus grand volume d'eau. La compressibilité de l'eau et des grains solides est négligée car les variations de volume en résultant sont beaucoup plus faibles que les variations de la porosité.

$$S = S_s \times e$$

où S est le coefficient d'emmagasinement, sans unité,
 S_s est le coefficient d'emmagasinement spécifique en m^{-1} et
 e est l'épaisseur de l'aquifère en m .

$$S_s = \rho \times g \times \alpha$$

ρ est la densité de l'eau en kg/m^3 ,
 g est l'accélération de la pesanteur en N/kg et
 α est la compressibilité du sol en Pa^{-1} .

Dans les aquifères libres, il faut additionner la porosité efficace de drainage car l'augmentation du niveau piézométrique d'un mètre entraîne la saturation d'un mètre cube de sol supplémentaire. Face à la porosité efficace de drainage, les variations d'emmagasinement liées à la

compressibilité de l'aquifère sont négligeables. Le coefficient d'emmagasinement est donc égal à la porosité efficace de drainage de l'aquifère.

$$S = n_e$$

Des valeurs pour ces paramètres ont été proposées par Agniel 2020 [2] et Bulté et al. 2021 [8], et sont reprises au TABLEAU 8. Le modèle en régime transitoire permettra de calibrer ces paramètres.

	Coefficient d'emmagasinement spécifique S_s (-)	Porosité efficace de drainage n_e (%)
Argiles alluviales	4.9×10^{-3}	8
Limons, sables et graviers alluviaux	4.9×10^{-5}	20
Bruxellien	4.9×10^{-5}	20
Aquiclude des argiles de Gent	2.5×10^{-4}	2
Aquitard des sables et argiles de Tielt	4.9×10^{-3}	8
Aquiclude des argiles de Aalbeke	2.5×10^{-4}	2
Aquitard des sables et argiles de Moen	4.9×10^{-3}	8
Aquifère des sables du Landénien	$1 \times 10^{-5} - 1 \times 10^{-4}$	
Aquiclude des argiles du Landénien	5×10^{-5}	
Aquifère des craies du Crétacé	5×10^{-5}	

TABLEAU 8 – Coefficients d'emmagasinement spécifique et porosité efficace de drainage [2] [8].

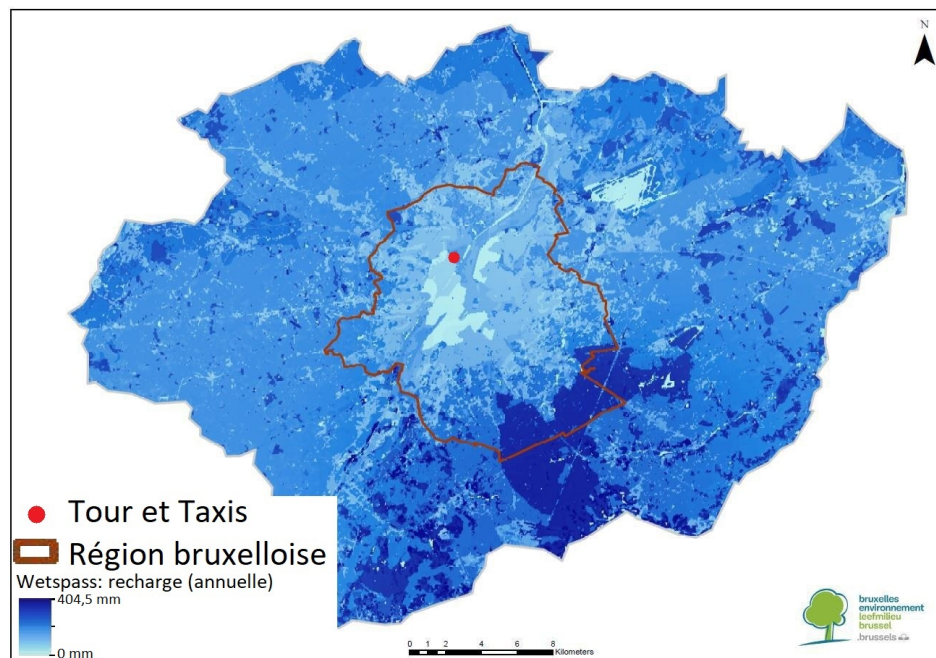


FIGURE 38 – Recharge moyenne annuelle en mm/an (1833-1975). D'après WetSpass 2007 [4] (non consulté). (modifiée d'après Agniel 2020 [2])

Sollicitations

Le calcul de la recharge pour le modèle en régime permanent se base sur la même méthodologie que celle utilisée pour le Brussels Phreatic System Model (Agniel 2020) [2]. Elle est composée des fuites du réseau de distribution d'eau, estimées à 21.3mm/an en 2013 et de la recharge liée à l'infiltration d'eau de pluie, obtenue grâce au modèle WetSpass 2007 avec un facteur correctif de 0.85 (cfr FIGURE 38).

De nombreuses sources sont présentes le long de l'affleurement de la base de l'aquifère du Bruxellien dans les versants de la vallée de la Senne mais aucune ne se trouve à l'intérieur des frontières du modèle.

La FIGURE 39 montre la position et le débit maximum autorisé pour les pompages de la région bruxelloise entre 1940 et aujourd'hui. Il s'agit d'une base de données recensant 800 autorisations de pompages. Les plus gros d'entre eux, sont souvent liés à des autorisations temporaires pour des travaux de Génie civil ou des essais de pompages. De plus, les débits réels pompés ne sont pas renseignés. Enfin, le jeu de données est incomplet car il manque des captages majeurs tels que ceux du Bois de la Cambre, exploités par Vivaqua pour la production d'eau potable. Par exemple, leur galerie drainante, qui extrait un peu moins de deux millions de mètres cubes par an de l'aquifère des sables du Bruxellien [2].

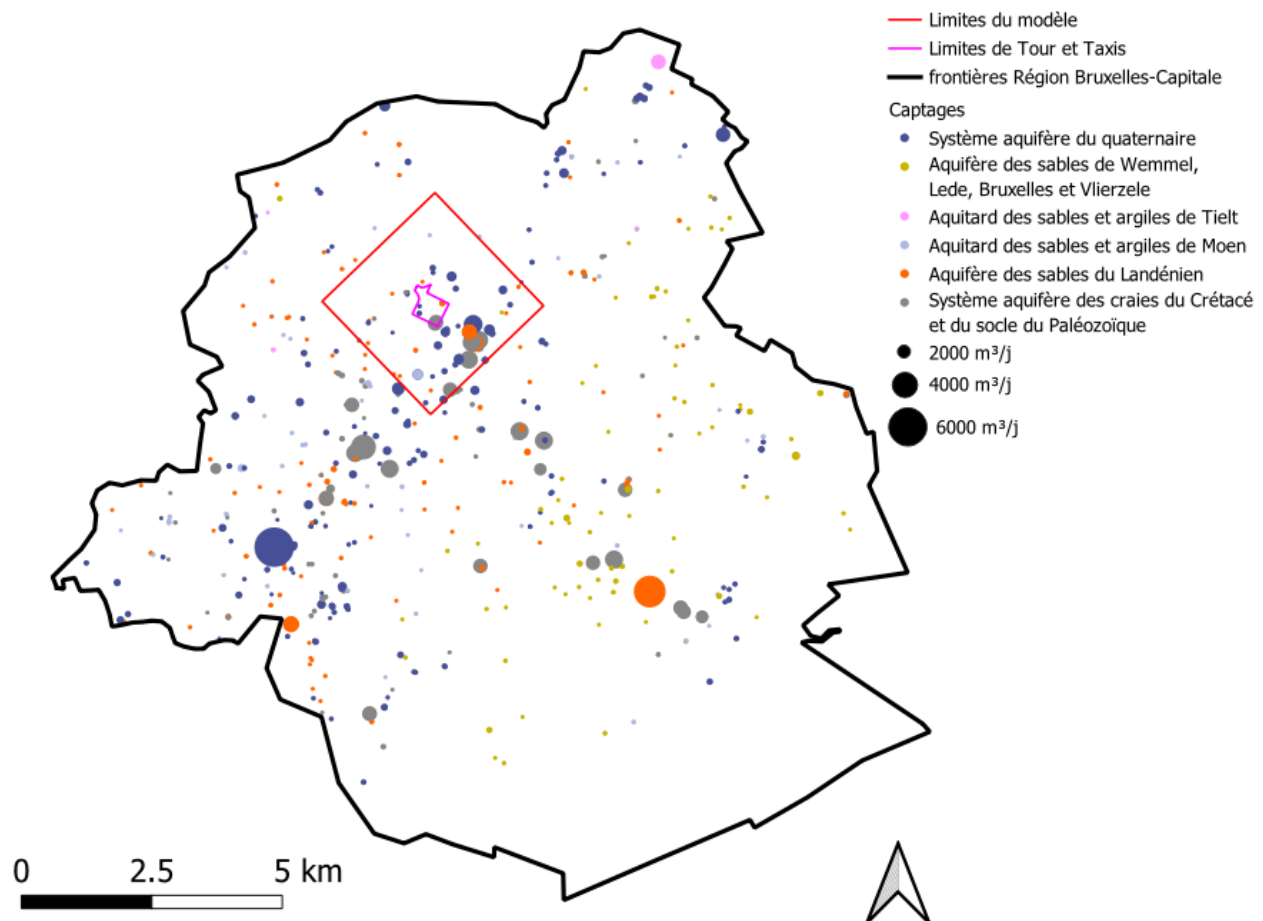


FIGURE 39 – Position et débit maximum autorisé des captages dans les eaux souterraines en région bruxelloise. D'après Bruxelles Environnement [24].

La FIGURE 40 montre l'évolution des autorisations de captages par aquifère. On peut voir que le débit augmente depuis 1940 pour les aquifères du Landénien et du socle. Il est clair que ces données sont incomplètes et ne permettent pas d'expliquer la remontée du niveau de ces aquifères depuis les années soixante. Plusieurs pompages sont renseignés dans les fiches de données ponctuelles de la carte géotechnique de Bruxelles [9] [10] mais ne permettent pas d'avoir une liste exhaustive.

Pour chaque point de prélèvement, les débits retenus pour l'implémentation dans le modèle représentent 75% du débit maximal autorisé. Ce facteur est proposé par Agniel 2020 pour les données manquantes du Brussels Phreatic System Model (BPSM) [2].

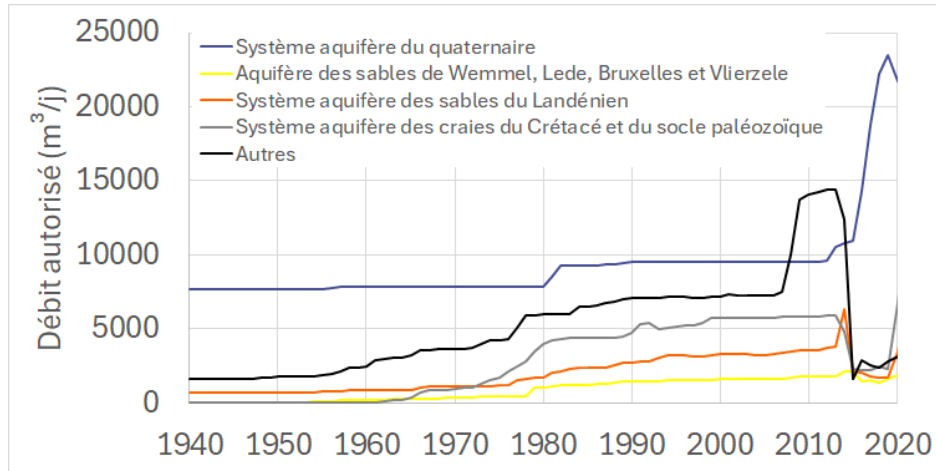


FIGURE 40 – Somme des autorisations de captages par aquifère, évolution temporelle.

Observations

Bruxelles Environnement [21] donne accès à un piézomètre dans l'aquifère des craies (526), trois dans l'aquifère du Landénien (367, 518 et 519) et deux dans l'aquifère alluvial (531 et 532) pour la zone du modèle. Le piézomètre de l'aquifère des craies donne des mesures entre 2006 et 2011, le plus ancien de l'aquifère du Landénien est monitoré depuis 1997 et les deux autres depuis 2005. L'aquifère alluvial est monitoré depuis 2014. Les données de ces piézomètres sont reprises à la FIGURE 41.

Implémentation

Pour l'implémentation du modèle, le logiciel Modflow et l'interface graphique GMS ont été utilisées. Je n'ai pas pu faire de calibration car de très légères variations dans les paramètres rendent le modèle instable et l'empêchent de converger. Plusieurs explications semblent plausibles. Pour commencer, le modèle conceptuel contient peut-être des erreurs.

En outre, le manque de précision des débits réels pompés constitue une source d'imprécision majeure dans le modèle.

De plus, des imprécisions concernant les conditions de Cauchy, le long du canal, des collecteurs des égouts et de la Senne perturbent probablement les résultats. La méthode de calcul de la hauteur du niveau d'eau et de la base des canalisations peut être responsable des problèmes car elle utilise le raster de la topographie, qui présente de très grosses variations locales à proximité des voies de chemin de fer et des grands axes.



FIGURE 41 – Évolutions piézométriques observées dans la zone du modèle 3D.

Enfin, les formations géologiques ont des épaisseurs très variables avec parfois de très grosses différences d'épaisseur entre deux cellules de différences finies superposées. Par exemple, les cellules les moins épaisses de l'aquitard des sables et argiles de Moen mesurent un mètre de haut et sont posées sur celles de l'aquiclude des argiles de Saint-Maur qui peuvent avoir une épaisseur de plus de 40m. Ceci n'est pas idéal pour une bonne convergence du modèle.

Pour ces raisons et par manque de temps pour résoudre de manière adéquate ces problèmes, il a été décidé par mon promoteur d'arrêter de développer le modèle hydrogéologique 3D. En effet, ce modèle demanderait de nombreux mois de travail pour être adapté à la situation très complexe du centre de la région bruxelloise.

Les seuls résultats disponibles sont ceux du modèle en régime permanent non calibré. Ils sont montrés à la FIGURE 42. Les observations de l'aquifère alluvial et de l'aquitard de Moen sont assez bien reproduites avec une erreur de moins de 50cm mais le reste du modèle n'est pas calibré, comme le montre l'exemple de l'aquifère des sables du Landénien où le modèle a une erreur de plus de trois mètres par rapport aux observations.

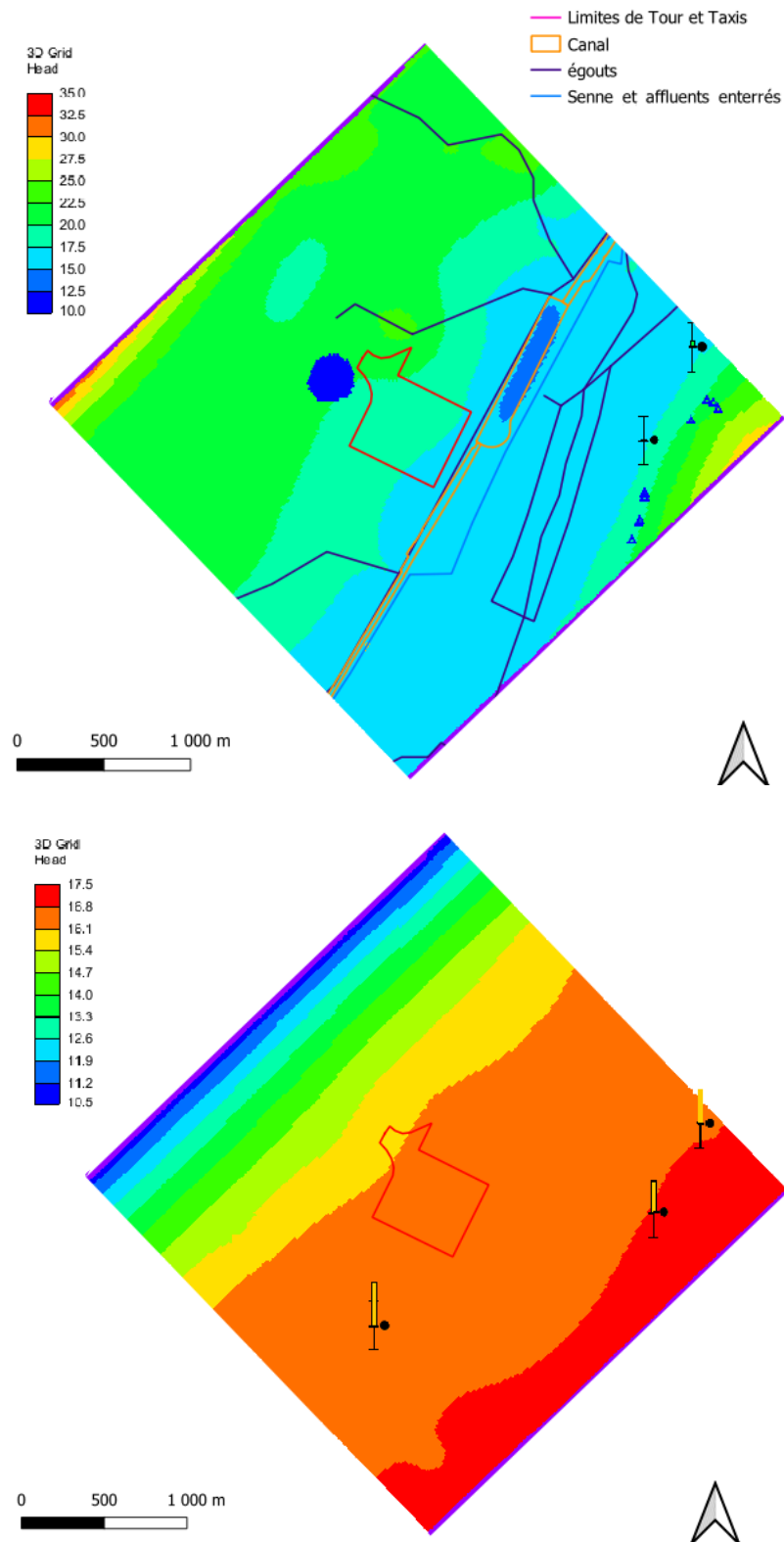


FIGURE 42 – Résultats du modèle 3D permanent. (en haut) Carte piézométrique des sables et argiles de Moen. Le seuil de tolérance des deux diagrammes à moustaches est de 1m, ce qui représente 5% du Δh global. (en bas) Carte piézométrique de l'aquifère du Landénien. Le seuil de tolérance des diagrammes est de 3m.

Références

- [1] M. Agniel. Communication orale, 20/02/2024.
- [2] M. Agniel. Brussels phreatic system model version 1.0, modélisation hydrogéologique en éléments finis du système phréatique bruxellois, 2020.
- [3] Aquale. Modèle hydrogéologique de la masse d’eau souterraine du Landénien Hydroland v1.0., 2016.
- [4] O. Batelaan, Y. Meyus, and F. De Smedt. Wetspass, 2007.
- [5] F.G. Bell, T.R. Stacey, and D.D. Genske. Mining subsidence and its effect on the environment : some differing examples. *Environmental Geology*, 40, 2020.
DOI :10.1007/s002540000140.
- [6] I. Bolle, M. Buysse, E. De Beer, W. De Breuck, M. DeCeukelaire, G. De Moor, D. Desmet, J. D’Huyvetter, G. Franceschi, J. Maertens, M. Mahauden, I. Meyus, R. Tavernier, Ph. Van Burm, and W. Van Impe. Grondmechanische kaarten van Gent, 1976 - 1993.
- [7] J. Botey i Bassols. *Exploring the potential of satellite InSar in geological engineering, new opportunities in land monitoring and hydrogeological characterisation*. Phd thesis, Universitat Politècnica de Catalunya (UPC), Université libre de Bruxelles (ULB), 2024.
- [8] M. Bulté, T. Duren, O. Bouhon, E. Petitclerc, and M. Agniel. Numerical modeling of the interference of thermally unbalanced aquifer thermal energy storage systems in Brussels (Belgium). *Energies*, 2021.
- [9] J. P. Dam, J. Nuyens, and R Roisin, V. et Thonnard. Carte géotechnique de Bruxelles, planche 31.3.5, 1977.
- [10] J. P. Dam, J. Nuyens, and R Roisin, V. et Thonnard. Carte géotechnique de Bruxelles, planche 31.3.3, 1979.
- [11] A. Dassargues. *Hydrogéologie appliquée, Science et ingénierie des eaux souterraines*. Dunod, 2020.
- [12] Port de Bruxelles. Wablief?, port de Bruxelles. Lien : <https://www.port.brussels/fr/a-propos/wablief>, Consulté le 20/03/2024.
- [13] C. De Paoli, T. Duren, E. Petitclerc, M. Agniel, and A. Dassargues. Modelling interactions between three aquifer thermal energy storage (ATES) systems in Brussels (Belgium). *Applied sciences*, 2023.
- [14] P.Y. Declercq. Communication orale, 08/02/2024.
- [15] P.Y. Declercq. Persistent scatterer interferometry on ERS, Envisat and Terra SAR–X pictures, Unpublished raw data, 2017.
- [16] P.Y. Declercq. Persistent scatterer interferometry on Sentinel 1 pictures, Unpublished raw data, 2019.
- [17] P.Y. Declercq. *A study of long term and slow ground movements in Belgium using Multi-Temporal InSAR satellite data*. PhD thesis, ULiège - Université de Liège, 2020.
- [18] P.Y. Declercq, J. Walstra, P. Gérard, E. Pirard, D. Perissin, B. Meyvis, and X. Devleeschouwer. A study of ground movements in Brussels (Belgium) monitored by persistent scatterer interferometry over a 25-year period. *Geosciences*, 7(4), 2017.
DOI :10.3390/geosciences7040115.
- [19] G. Draelants and Y. Meyus. Koude-warmte opslag, evaluatie van de haalbaarheid op basis van een putproef. Technical report, IFTech, 2010.

- [20] Bruxelles Environnement. Brugeotool : L'application "sous-sol et géothermie" de la région de Bruxelles-Capitale. Accessible en ligne sur <https://geodata.environnement.brussels/client/brugeotool/>.
- [21] Bruxelles Environnement. Bruwater : Réseaux de surveillance des eaux de surface et souterraines. Accessible en ligne sur <https://geodata.environnement.brussels/client/bruwater/>.
- [22] Bruxelles Environnement. Tableau des unités stratigraphiques de la région Bruxelles-Capitale. Accessible en téléchargement sur <https://environnement.brussels/pro/gestion-environnementale/gerer-les-batiments-et-les-sites/acceder-la-modelisation-geologique-du-sous-sol-bruxellois>.
- [23] Bruxelles Environnement. Brustrati₃D : Modèle géologique bruxellois V₁ · 1, 2018. Accessible en téléchargement sur <https://data.belgium.be/fr/dataset/eb0a1edf-0de3-4866-bc24-dd295a0e936f>.
- [24] Bruxelles Environnement. *Captages dans les eaux souterraines*. Datastore.brussels, Consulté entre Janvier et Juin 2024. Accessible en ligne sur <https://datastore.brussels/web/data/dataset/ff5c7bbf-c52d-4579-a654-9614a5be76ef>.
- [25] Bruxelles Environnement. *INSPIRE - Extension spatiale des unités stratigraphiques de la Région de Bruxelles-Capitale (US/RBC)*. Datastore.brussels, Consulté entre Janvier et Juin 2024. Accessible en ligne sur <https://datastore.brussels/web/data/dataset/56f23869-49cc-4cd9-bf29-0060efb6a87a>.
- [26] Bruxelles Environnement. Captages d'eau souterraine, Consulté le 25/04/2024. <https://environnement.brussels/pro/gestion-environnementale/gerer-les-batiments-et-les-sites/captages-deau-souterraine>.
- [27] G. Gambolati and P. Teatini. Geomechanics of subsurface water withdrawal and injection. *Water resources research*, 51, 2015. DOI : 10.1002/2014WR016841.
- [28] Smet Group. Rapport, pompproeven kwo installatie. Technical report, Smet Group, 2016.
- [29] Institut géographique national. Carte topo, service wms, 2024, consulté en mai 2024. <https://cartoweb.wms.ngi.be/service?version=1.3.0>.
- [30] A.E. Kehew. *Geology for Engineers and Environmental Scientists*. Pearson Education, Inc., 3 edition, 2006.
- [31] A. Lima, E. Romero, and Y. Piña. Water retention properties of two deep tertiary clay formations within the context of radioactive waste disposal. In *Simpósio Brasileiro de Solos Nao Saturados "VII Brazilian Symposium on Unsaturated Soil"*, pages 315–321, Pirenópolis, Goiania, 2011.
- [32] H. Melger. *Hydrogeological and hydrochemical study of the Brabant massif*. Phd thesis, Ghent university, KU Leuven, 2018.
- [33] X.P. Nguyen, Y.J. Cui, A.M. Tang, X.L. Li, and L. Wouters. Physical and microstructural impacts on the hydro-mechanical behaviour of Ypresian clays. *Applied Clay Science*, 102 :172–185, 2014. DOI :10.1016/j.clay.2014.09.038.
- [34] Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Climate change 2023 synthesis report, summary for policymakers, 2023.
- [35] Service public fédéral intérieur. Chiffres de la population par province et par commune, à la date du 1er janvier 2024. Accessible en ligne sur <https://www.ibz.rn.fgov.be/fr/population/statistiques-de-population/>.

- [36] V. Quere, E. Iatan, N. Koeberle, F. Bugarel, F. Villerez, P. Hanocq, V. Blanchard, T. Beurrier, E. Gerardin, and B. Tricaud. Réalisation et mise en service d'un pilote de rabattement de la nappe du Muschelkalk Lochwiller (67). In *11èmes journées nationales de géotechnique et de géologie de l'ingénieur*, Lyon, France, June 2022. Institut National des Sciences Appliquées de Lyon [INSA Lyon], CFMS, CFMR, CFGI.
- [37] S.L. Shen, H.N. Wu, Y.J. Cui, and Z.Y. Yin. Long-term settlement behaviour of metro tunnels in the soft deposits of Shanghai. *Tunnelling and Underground Space Technology*, 40 :309–323, 2014. DOI :10.1016/j.tust.2013.10.013.
- [38] D. Solano-Rojas, E. Cabral-Cano, A. Hernandez-Espriu, S. Wdowinski, C. DeMets, L. Salazar-Tlaczani, G. Falorni, and A. Bohane. Relation between land subsidence InSAR-GPS and depression of the static level in wells of the Mexico City metropolitan area. *Boletin de la Sociedad Geologica Mexicana*, 67, 2015.
- [39] K. Terzaghi. *Theoretical soil mechanics*. Chapman and Hall, London, 1943.
- [40] M. Van Camp, K. Martens, and K Walraevens. Grondwatermodellering voor Landeniaan, Krijt en Sokkel : Uitbouwen van beheersinstrument, 2000. Universiteit Gent.
- [41] H. Wu, Y. Xu, S.L. Shen, and J.C. Chai. Long-term settlement behavior of ground around shield tunnel due to leakage of water in soft deposit of Shanghai. *Front. Archit. Civ. Eng. China*, 5, 2011. DOI :10.1007/s11709-011-0105-y.