Eindrapport

Geologisch (G3Dv3) en hydrogeologisch (H3D) 3D-lagenmodel van Vlaanderen

Deckers J., De Koninck R., Bos S., Broothaers M., Dirix K., Hambsch L., Lagrou, D., Lanckacker T., Matthijs, J., Rombaut B., Van Baelen K. & Van Haren T.

Studie uitgevoerd in opdracht van: Vlaams Planbureau voor Omgeving (Departement Omgeving) en Vlaamse Milieumaatschappij

2018/RMA/R/1569

December 2019

VITO NV
Boeretang 200 - 2400 MOL - BELGIE
Tel. + 32 14 33 55 11 - Fax + 32 14 33 55 99
vito@vito.be - www.vito.be

BTW BE-0244.195.916 RPR (Turnhout)
Bank 375-1117354-90 ING
BE34 3751 1173 5490 - BBRUBEBB

SAMENVATTING

Van 2007 tot 2013 werd, op vraag van de Vlaamse overheid, door VITO een eerste volledig sluitend 3D geologisch basismodel opgesteld van de Vlaamse ondergrond, genaamd G3Dv2-model. Dit model omvatte het bereik van de Vroeg-Paleozoïsche gesteenten in de diepe ondergrond tot en met de meest recente Quartaire sedimenten aan het oppervlakte, waartussen de voornaamste geologische eenheden (formaties) gemodelleerd werden. Voor tal van ondiepe toepassingen zijn echter modellen van nog gedetailleerdere geologische eenheden (leden) noodzakelijk. Ook is het G3Dv2-model hoofdzakelijk gebaseerd op de interpretatie van boringen, terwijl voor diepe toepassingen de incorporatie van seismische data een grote meerwaarde zou betekenen. Verder was er ook nog geen link tussen het G3Dv2-model en de bestaande hydrogeologische modellen en codering. Tenslotte vonden er ook nog nieuwe, grensoverschrijdende modelleringen (H3O-De Roerdalslenk en H3O-De Kempen) plaats of stonden deze ingepland tussen 2012 en 2018 waarvan de gegevens nog niet geïntegreerd waren in het bestaande model.
Hierdoor ontstond er gelijktijdig de vraag bij zowel het Vlaams Departement Omgeving van de Vlaamse Overheid als bij de Vlaamse Milieumaatschappij om een nieuw, gedetailleerder 3D geologisch alsook een nieuw 3D hydrogeologisch model op te stellen. Beide modellen dienden daarbij zoveel als mogelijk vertaald te kunnen worden naar elkaar.

Daarom werd vanaf 2013 gestart met de opmaak van een nieuw, meer gedetailleerd geologisch model, genaamd G3Dv3-model, dat vertaald werd naar een hydrogeologisch model, genaamd H3D-model. Het G3Dv3-model heeft dezelfde geografische omvang, namelijk Vlaanderen en het Brussel Hoofdstedelijk Gewest, als zijn voorganger. De specifieke vereisten voor het H3D-model waren een groter horizontaal bereik over de grenzen van Vlaanderen heen, als basis voor een optimale modellering van de grondwaterstromingen. Daarnaast werd de top van de basislaag van het model ook uitgebreid, waardoor het verticale bereik van dit model meer dan drie kilometer dieper reikt dan dat van het G3Dv2-model. Voor de opmaak van beide nieuwe modellen werd gebruik gemaakt van bestaande data en indien beschikbaar ook interpretaties hiervan, waaronder hoofdzakelijk boorbeschrijvingen, boorgatmetingen en seismische data, maar ook voorgaande geologische en hydrogeologische modellen en een uitgebreide set van literatuur. Om de modelleringen sturen in gebieden met een weinig data, werden (nieuwe of uit het G3Dv2-model) geologische concepten gebruikt (lithologische overgangen, breukwerking, …). Om de modellering van leden uit te kunnen voeren, is gedetailleerde data noodzakelijk. Dit detail is niet altijd in boorbeschrijvingen aanwezig. Daarom werd veelal gesteund op (her)interpretaties van boringen die voorzien zijn van geofysische boorgatmetingen.
De opmaak van de modellen was verschillend in het westen en oosten van Vlaanderen, omdat in het oosten van Vlaanderen nu voor het eerst over quasi het gehele verticale bereik gebruik werd gemaakt van een grote set van 2D seismische data. Deze seismische data bleken een nuttige aanvulling in deze regio om de complexiteit ervan, onder andere ten gevolge van geologisch recente breukwerking, te kunnen omvatten. Zo werd de seismiek hier dan ook gebruikt als kapstok om zowel formaties als leden te modelleren alsook om een nieuw 3D breukenmodel op te stellen.
In het westen van Vlaanderen werd voor de opmaak van de nieuwe modellen grotendeels gesteund op het bestaande G3Dv2-model van formaties, dat lokaal werd aangepast aan nieuwe interpretaties van boringen en daarna verder ingedeeld tot op lidniveau.
Finaal werden de modellen in het oosten en westen van Vlaanderen geïntegreerd tot één consistent geheel.

In 2019 is het G3Dv3- en H3D-model afgewerkt. Deze modellen bestaan uit 117 geologische en 139 hydrogeologische eenheden. Beide modellen vormen daarbij de meest gedetailleerde en up-to-date modellen van de Vlaamse ondergrond. Het G3Dv3- en H3D-model trachten daarbij een zo volledig mogelijk overzicht te geven van de geologie en hydrogeologie op eender welke locatie in Vlaanderen. Dit maakt ze tot een handige samenvatting van de geologische kennis die doorheen de afgelopen eeuwen over Vlaanderen werd verzameld.

Dit rapport beschrijft de methodiek voor de totstandkoming en de uiteindelijke resultaten van dit G3Dv3- en H3D-model.

INHOUD

Samenvatting I

Inhoud III

Lijst van tabellen VII

Lijst van figuren X

Lijst van afkortingen XIX

HOOFDSTUK 1. Inleiding 1

1.1. Inleiding en projectorganisatie 1

1.2. Historiek, uitgangssituatie en probleemstelling 1

1.3. Doelstellingen en toepassingen 2

1.4. Deelproducten 2

1.5. Begrenzingen en detail van het model 4

1.6. Beknopte geologische achtergrond 5

1.7. Opbouw van het rapport 10

HOOFDSTUK 2. Werkwijzen 11

2.1. Inleiding werkwijzen 11

2.2. Datavoorbereiding 12

2.2.1. Inleiding 12

2.2.2. Boringen 12

2.2.3. Seismische data 14

2.2.4. Snelheidsdata 16

2.2.5. G3Dv2-model 18

2.2.6. HCOV-model 18

2.2.7. Gegevens uit het mijngebied 18

2.2.8. Topografische informatie 19

2.2.9. Gravimetrische gegevens 19

2.2.10. Literatuurgegevens 20

2.3. Werkwijze interpretatie boringen 20

2.3.1. Inleiding 20

2.3.2. Werkwijze interpretatie boringen met geofysische boorgatmeting 20

2.3.3. Interpretatie boringen zonder geofysische boorgatmeting 22

2.4. Werkwijze interpretatie en modellering in breukengebied 23

2.4.1. Inleiding 23

2.4.2. Keuze software 23

2.4.3. Datavoorbereiding 24

2.4.4. Interpretatie en modellering breuken in tijd 26

2.4.5. Interpretatie en modellering laagvlakken in tijd 40

2.4.6. Tijd-diepteconversie 44

2.4.7. Modellering breuk- en laagvlakken in diepte 55
2.5. Werkwijze interpretatie en modellering buiten breukengebied 57
2.6. Modellering met diktes 57
2.7. Integratie van laag- en breukvlakken 60
2.7.1. Inleiding 60
2.7.2. Integratie breukmodellen 60
2.7.3. Integratie van laagvlakken binnen het breukengebied 63
2.7.4. Uitbreiding buiten Vlaanderen voor het H3D-model 64
2.8. Consistent maken van de modellen 65
2.8.1. Inleiding 65
2.8.2. Consistent maken van de rasters van formaties en leden 65
2.8.3. Opmaak laag-breukcontacten 66
2.9. Eindproducten 69
2.9.1. Overzicht 69
2.9.2. Basis-, dikte- en toprasters 69
2.9.3. voorkomensgebied 69
2.9.4. Isohypsen en isopachen 70
2.9.5. Breukvlakken en -lijnen 71
2.9.6. Boringen per eenheid 71
2.9.7. Tabel interpretaties boorgatmetingen 71
2.9.8. Onderliggende resultaten 72
2.9.9. Seismiek 72
2.9.10. Aandachtspunten 72
HOOFDSTUK 3. Resultaten 73
3.1. Inleiding resultaten en gehanteerde concepten 73
3.2. Resultaat breukenmodel 78
3.2.1. Nieuw 3D breukenmodel 78
3.2.2. Bespreking Nieuw 3D Breukenmodel 80
3.3. Resultaat lagenmodel G3Dv3 95
3.3.1. inleiding 95
3.3.2. Quartaire eenheden 95
3.3.3. Neogene eenheden 109
3.3.4. Oligocene Eenheden 129
3.3.5. Eocene eenheden 148
3.3.6. Paleocene eenheden (exclusief Formatie van Houthem) 173
3.3.7. Krijt eenheden (inclusief Houthem) 183
3.3.8. Jura tot Perm eenheden 189
3.3.9. Carboon eenheden 193
3.3.10. Devoon eenheid 206
3.3.11. Siluur-Ordovicium-Cambrium eenheid 210
3.4. Resultaat lagenmodel H3D 212
3.4.1. Inleiding 212
3.4.2. Gebiedsdekkendheid van de modellen 213
3.4.3. Quartaire Aquifersystemen (A0100) 213
3.4.4. Kempens Aquifersysteem (A0200) 220
3.4.5. Boom Aquitard (A0300) 233

3.4.6. Oligoceen Aquifersysteem (A0400) 235
3.4.7. Bartoon Aquitardsysteem (A0500) 241
3.4.8. Ledo Paniseliaan Brusseliaan Aquifersysteem (A0600) 242
3.4.9. Paniseliaan Aquitardsysteem (A0700) 245
3.4.10. Ieperiaan Aquifersysteem (A0800) 246
3.4.11. Ieperiaan Aquitardsysteem (A0900) 248
3.4.12. Paleoceen Aquifersysteem (A1000) 251
3.4.13. Krijt Aquifer-systeem (A1100) 256
3.4.14. Jura-Trias-Perm (A1200) 260
3.4.15. Sokkel (A1300) 261

HOOFDSTUK 4. Toepassingen 267

HOOFDSTUK 5. Conclusies en aanbevelingen 269

5.1. conclusies 269
5.1.1. Algemene conclusies 269
5.1.2. Belangrijke nieuwe inzichten 271

5.2. Aanbevelingen 274
5.2.1. Aanbevelingen voor toekomstige modelleringen 274
5.2.2. Aanbevelingen voor toekomstig uitvoeren geologisch onderzoek 276

Referenties 278

Begrippenlijst 286

BIJLAGEN 287

Bijlage A Beschrijving van de seismische kenmerken van de kapstokvlakken in het breukengebied 288

Bijlage B Opmaak van de snelheidsmodellen 292

Bijlage C Modeleenheden G3Dv3/H3D en hun correlatie 296

Bijlage D Opmaak van DEM-VLAKOv2 299

D1. Inleiding 299

D2. Opmaak DEM-VLAKOv2 300

D3. Resultaat DEM-VLAKOv2 308

Bijlage E Opmaak van de deklagen 309

E1. Inleiding 309

E2. Geografisch onderscheid voorkomen van types deklagen 309

E3. Modellering deklagen 311

E3.1. Gebruikte data 312

E3.2. Constructie diktemodel 314

E3.3. Finalisering van het model 318

Bijlage F Aandachtspunten en bekende fouten in de modellen_____ 320

F1. Algemene aandachtspunten 321

F2. Aandachtspunten die betrekking hebben op de geometrie van de laagvlakken. 322

Bijlage G Figuren basis en dikte G3Dv3- en H3D-modeleenheden _____ 331

LIJST VAN TABELLEN

Tabel 2-1.Overzicht van de gebruikte seismische campagnes, beoogd dieptebereik en kwaliteit. _ 16
Tabel 2-2. Gebruikte filters van de Bouguer gravimetrie beschikbaar in VLA04_3.1, en geproduceerd door de BGS. _____ 20
Tabel 2-3. Overzicht van de geïnterpreteerde horizons op de seismische lijnen met hun kenmerken en de reden(en) waarom ze geïnterpreteerd werden._____ 42
Tabel 2-4. Overzicht berekening k- en V0 waarden voor de verschillende geologische pakketten. Het pakket tussen het referentieniveau (0 m TAW) en basis Sint-Huibrechts-Hern is niet weergegeven omdat hiervoor enkel de Vint werd berekend en dus geen gebruik werd gemaakt van de k- en V0 waarden. Bgm: boorgatmetingen, rds: Roerdalslenk _____ 48
Tabel 2-5. Opdeling van de dikteraster-waarden en de hieraan gekoppelde isopach-intervallen. _ 70
Tabel 2-6. Gebruikte codes in de tabel met de interpretaties van de boorgatmetingen om aan te geven waarom een eenheid er niet in geïnterpreteerd werd. _____ 72
Tabel 3-1. Overzicht van de verschillende G3Dv3-modeleenheden binnen de ouderdomsgroep van het Quartair. De cijfers in de kolom “Oorsprong” duiden op de manier hoe de opmaak van de basisrasters van de corresponderende eenheden tot stand kwam (zie kolom “Opmaak basisrasters”). _____ 99
Tabel 3-2. Overzicht van de verschillende G3Dv3-modeleenheden binnen de ouderdomsgroep van het Neogeen (inclusief delen van de Formatie van Voort die al deels tot de Paleogene ouderdomsgroep behoren, maar niet kunnen onderscheiden worden van de Neogene Formatie van Berchem erboven). De cijfers in de kolom “Oorsprong” duiden op de manier hoe de opmaak van de basisrasters van de corresponderende eenheden tot stand kwam: ofwel door aanpassing of overname van de bestaande G3Dv2-, H3O-De Roerdalslenk, H3O-De Kempen of HCOV-modellen, ofwel nieuw gemodelleerd (zie kolom “Opmaak basisrasters”). Indien modeleenheden niet formeel ingevoerd zijn als lid, worden ze ‘ongedefinieerd’ genoemd (bv. Ongedefinieerd lid van de Kiezeloöliet Formatie). Als formaties niet verder onderverdeeld konden worden in leden in bepaalde gebieden, worden ze als ‘ongedifferentieerd’ genoemd (bv. Ongedifferentieerd deel van de formaties van Lillo en Poederlee). _____ 112
Tabel 3-3. Overzicht van de verschillende G3Dv3-modeleenheden binnen de Oligocene ouderdomsgroep. De cijfers in de kolom “Oorsprong” duiden op de manier hoe de opmaak van de basisrasters van de corresponderende eenheden tot stand kwam: ofwel door aanpassing of overname van de bestaande G3Dv2-, H3O-De Roerdalslenk, H3O-De Kempen modellen, ofwel nieuw gemodelleerd (zie kolom “Opmaak basisrasters”). _____ 131
Tabel 3-4. Overzicht van de verschillende G3Dv3-modeleenheden van Eocene ouderdom. De cijfers in de kolom “Oorsprong” duiden op de manier waarop de basisrasters van de corresponderende eenheden tot stand kwamen: ofwel door aanpassing of overname van de bestaande G3Dv2-, H3O-De Kempen of HCOV-modellen, ofwel nieuw gemodelleerd (zie kolom “Opmaak basisrasters”). _____ 150
Tabel 3-5. Overzicht van de verschillende G3Dv3-modeleenheden van Paleocene ouderdom, exclusief de Formatie van Houthem die tot de onderliggende Krijtgroep gerekend wordt. De cijfers in de kolom “Oorsprong” duiden op de manier waarop de basisrasters van de corresponderende eenheden tot stand kwamen: ofwel door aanpassing of overname van de bestaande G3Dv2-, H3O-De Kempen of HCOV-modellen, ofwel nieuw gemodelleerd (zie kolom “Opmaak basisrasters”). _____ 175
Tabel 3-6. Overzicht van de verschillende G3Dv3-modeleenheden binnen de Krijt ouderdomsgroep. De cijfers in de kolom “Oorsprong” duiden op de manier hoe de opmaak van de basisrasters van de corresponderende eenheden tot stand kwam (zie kolom “Opmaak basisrasters”)._____ 186
Tabel 3-7. Overzicht van de verschillende G3Dv3-modeleenheden binnen de Carboon ouderdomsgroep. De cijfers in de kolom “Oorsprong” duiden op de manier hoe de opmaak van

de basisrasters van de corresponderende eenheden tot stand kwam (zie kolom “Opmaak basisrasters”). 194
Tabel 3-8. Overzicht van de verschillende formaties van het Devoon en hun diktes in boringen in het Bekken van de Kempen, namelijk Booischot (DOV-proefnummer: kb24d59e-B160), Heibaart (DOV-proefnummer: kb8d7e-B216) en Mol-GT-03 (DOV-proefnummer: B/1-102784). Deze tabel is vertaald uit Lagrou en Coen-Aubert (2017) en werd verder aangevuld voor deze studie met de nieuwe gegevens uit boring Mol-GT-03. 208
Tabel 3-9. Overzicht van de verschillende H3D sub- en basiseenheden binnen Quartaire Aquifersystemen (A0100). 215
Tabel 3-10. Overzicht van de verschillende H3D sub- en basiseenheden binnen het Kempisch Aquifersysteem (A0200) en hun oorsprong. 221
Tabel 3-11. Overzicht van de verschillende H3D basiseenheden binnen de Boom Aquitard (A0300) en hun oorsprong. 233
Tabel 3-12. Overzicht van de verschillende H3D sub- en basiseenheden binnen het Oligoceen Aquifersysteem (A0400) en hun oorsprong. 236
Tabel 3-13. Overzicht van de verschillende H3D basiseenheden binnen het Bartoon Aquifersysteem (A0500) en hun oorsprong. 242
Tabel 3-14. Overzicht van de verschillende H3D basiseenheden binnen het Ledo Paniseliaan Brusseliaan Aquifersysteem (A0600) en hun oorsprong. 243
Tabel 3-15. Overzicht van de verschillende H3D basiseenheden binnen het Paniseliaan Aquitardsysteem (A0700) en hun oorsprong. 245
Tabel 3-16. Overzicht van de verschillende H3D basiseenheden binnen het Ieperiaan Aquifersysteem (A0800) en hun oorsprong. 247
Tabel 3-17. Overzicht van de verschillende H3D basiseenheden binnen het Ieperiaan Aquitardsysteem (A0900) en hun oorsprong. 249
Tabel 3-18. Overzicht van de verschillende H3D basiseenheden binnen het Paleoceen Aquifersysteem (A1000) en hun oorsprong. 252
Tabel 3-19. Overzicht van de verschillende H3D basiseenheden binnen het Krijt Aquifersysteem (A1100) en hun oorsprong. 257
Tabel 3-20. Overzicht van de verschillende H3D basiseenheden binnen Jura-Trias-Perm (A1200) en hun oorsprong. 260
Tabel 3-21. Overzicht van de verschillende H3D basiseenheden binnen de Sokkel (A1300) en hun oorsprong. 262

Tabel B-1. Schematisch overzicht van soorten snelheidsbenaderingen. 292

Tabel C-1. Overzicht van de modeleenheden van het G3Dv3-model in de eerste vier kolommen met de namen van de formaties (kolom 3) en eventuele leden (kolom 4) en hun respectievelijke DOV-codes (kolommen 1 en 2). De overeenstemmende codes van de H3D-modeleenheden (hoofd-, sub- en basiseenheden uit de HCOVv2-codering) zijn in de laatste drie kolommen weergegeven. Indien modeleenheden niet formeel ingevoerd zijn als lid, worden ze ‘ongedefinieerd’ genoemd (bv. Ongedefinieerd lid van de Kiezeloöliet Formatie; zie paragraaf 3.3.3.5). Als formaties niet verder onderverdeeld konden worden in leden in bepaalde gebieden, worden ze als ‘ongedifferentieerd’ genoemd (bv. Ongedifferentieerd deel van de formaties van Lillo en Poederlee; zie paragraaf 3.3.3.3). 296

Tabel D-1. Het gemiddeld verschil tussen DEM-VLAKO en DHM100 Vlaanderen voor de kaartbladen waarbij dit verschil groter was dan 0,05 m. Op basis van deze gemiddelde verschillen is per kaartblad een correctie doorgevoerd. 301

Tabel E-1. Voorbeeld van een duidelijke outlier in een Quartairtabel. In dit geval werden het niveo-eolische dekzand samen met de fluvio-periglaciale afzettingen van de Vlaamse Vallei verkeerdelijk als één pakket geïnterpreteerd en deze boring werd dus niet weerhouden. _ 313
Tabel E-2. Voorbeelden van aanpassingen als gevolg van de reeds gemodelleerde dikte Quartair. _____ 317

LIJST VAN FIGUREN

Figuur 1-1. Overzicht van de locaties van de deelmodellen. De grens van het G3Dv3-model is met een buffer van 100 m rondom de grens van Vlaanderen gelegen en wordt daarom niet apart weergegeven. _____ 4
Figuur 1-2. Overzicht van de belangrijkste geologische eenheden in Vlaanderen (Massief van Vlaanderen, Bekken van de Kempen, Roerdalslenk). _____ 5
Figuur 1-3. Chronostratigrafie met schematische aanduiding van afzettingen, hiaten en de grote tektonische fasen in Vlaanderen. _____ 6
Figuur 2-1. Overzicht van de locatie van wat in dit rapport “het breukgebied” genoemd wordt, of het gebied waar breuken frequent voorkomen in zowel de ondiepe als diepe ondergrond en als zodanig gemodelleerd werden voor het G3Dv2-model. Ter illustratie zijn ook de breukensets aan de basissen van de Formatie van Heers (ondiep) en het Namuriaan (diep) uit het G3Dv2-model weergegeven. _____ 11
Figuur 2-2. Overzicht van de locaties van boringen met boorgatmetingen die geïnventariseerd werden voor de opmaak van het model. _____ 13
Figuur 2-3. Overzicht van de verschillende seismische campagnes die gebruikt werden voor de opmaak van het model in het breukengebied. Het breukengebied is in blauwe streepjeslijnen omlijnd. Let erop dat er nauwelijks nog seismische bedekking is in het zuiden van het breukengebied. Als aanvulling, werd net over de grens van Vlaanderen ook Nederlandse seismische data gebruikt. _____ 15
Figuur 2-4. Overzicht van de locaties van alle boorgatmetingen met geïnventariseerde snelheidsdata (ook referentieboringen genaamd, zie verder). Let op de hogere densiteit aan snelheidsdata in de regio Heibaart en ten noorden van het Mijngebied in functie van lokale exploitatie van de diepe ondergrond. _____ 17
Figuur 2-5. Aansluiting tussen snijdende seismische lijnen binnen eenzelfde campagne (lijnnummers 1 tot en met 4) en tussen verschillende campagnes (lijn 1 met lijn 5) vanuit bovenaanzicht. De seismische lijnen 1 tot 4 beginnen heel wat hoger (ondieper) dan seismische lijn 5 en om ze aan te laten sluiten dient er dus voor de nodige verticale verschuivingen gezorgd te worden. De aansluiting tussen lijnen 1 en 2 blijft moeilijk (zie cirkel) ondanks dat ze tot dezelfde campagne behoren. _____ 25
Figuur 2-6. Schematisch overzicht van de methodiek om van de interpretatie van breuklijnen op een seismische lijn (sectie A) te komen tot finale breukvlakken (sectie D). Tussen deze stappen worden breuklijnen samengevoegd tot breuklijnensets (sectie B) en worden deze breuklijnensets gemodelleerd tot initiële breukvlakken (sectie C). Let op het onderscheid in naamgeving tussen zekere en minder zekere breuklijnen tijdens de interpretatie van de seismische lijnen in sectie A. In sectie B worden deze breuklijnen samengevoegd tot breuklijnensets met de naamgeving van de breukvlakken die ze zullen vormen (zie legende rechts op de figuur). Sommige breuklijnen konden niet samengevoegd worden tot breuklijnensets en bleven onbestemd (zie “onbestemde breuklijnen” in de legenda). _____ 28
Figuur 2-7. Drie geïnterpreteerde breuklijnen op een seismische lijn. F2 is een duidelijk afgelijnde breuk, terwijl F3 een breukzone voorstelt en F1 bovenin eerder een monocline vormt (zie blauwe cirkel). _____ 29
Figuur 2-8. Schematische voorstelling van de ontwikkeling van een monocline op het uiteinde van een breukvlak door het verminderen van de spronghoogte naar dit uiteinde. _____ 30
Figuur 2-9. Links: bovenaanzicht van meetpunten (als vierkantjes) van een koollaag in mijnpanelen binnen het Mijngebied. De kleuren van de meetpunten geven de diepte aan van de koollaag en wijzen op de aanwezigheid van een dieptesprong in het midden. Rechts: zijaanzicht van dezelfde koollaag (blauwe kleur) en een koollaag eronder (groene kleur) waarbij we diezelfde dieptesprong zien in het midden. Op basis van deze consistentie in dieptesprongen van de

koollagen werd een breuklijn ingetekend (roze lijn op de linkse figuur) die ook tot breukvlak gemodelleerd werd (bruin vlak op de rechtse figuur) voor dit project. _____ 31
Figuur 2-10. Een projectie van koollagen in tijd (zie dikke lichtblauwe punten/lijnen onder de basis van de Krijtgroep) op een snijdende seismische lijn. De sprongen in de koollaag en van reflecties op de seismische lijnen duiden beide op het voorkomen van breuken. _____ 32
Figuur 2-11. Breuklijnen (lichtblauwe lijnen) geïnterpreteerd op 2D seismische lijnen (niet zichtbaar op deze figuur) die de topografie (bruin vlak) doorkruisen, waarbij lichtbruin een lage en donkerbruin een hoge topografie voorstelt (bovenaanzicht). De groepering van deze breuklijnen tot één breuklijnenset vond plaats op basis van de topografische reliëfsprong waarlangs ze liggen. Er wordt namelijk verondersteld dat deze reliëfsprong veroorzaakt werd door een breuk in de ondergrond (waarvan de breuklijnen dus deel uitmaken). _____ 34
Figuur 2-12. Het traject van de Breuk van Rauw (zwarte lijn) bovenop de gravimetrische kaart van Williamson et al. (2004). Hierbij valt op dat het breuktraject samenvalt met een sterke verandering van de graviteit. Dit vergroot het vertrouwen in de keuzes van het samenvoegen van breuklijnen om tot dit breukvlak te komen. _____ 35
Figuur 2-13. Voorbeeld van de interpretatie van breuklijnen (lichtblauwe lijnen) op twee seismische lijnen die elkaar snijden en waarbij het combineren van de schijnbare hellingen duidt op een welbepaalde oriëntatie voor het resulterende breukvlak (blauwe vlak)._____ 35
Figuur 2-14. Voorbeeld van aanpassingen aan een initieel geïnterpreteerde breuklijnenset (gele lijnen bovenste sectie) tot een nieuwe breuklijnenset (blauwe lijnen centrale sectie) om tot een geologisch realistisch breukvlak te komen (lichtblauw vlak onderste sectie). Zo werden ten opzichte van de initiële breuklijnenset volgende aanpassingen uitgevoerd: breuklijn 4 niet meegenomen in de modellering van het breukvlak, breuklijn 6 werd ingekort en van breuklijn 8 werd de helling aangepast (omdat die door een scheve aansnijding van de breuk door de seismische eerder een andere schijnbare oriëntatie had). Breuklijnen 1 en 9 zijn steunlijnen om de uiteindes van het breukvlak weer te geven. De seismische lijn waarop breuklijn 5 werd geïnterpreteerd is ook geïllustreerd op alle secties (zijaanzicht). _____ 38
Figuur 2-15. Het blauwe breukvlak werd (onder andere) op basis van de zichtbare seismische lijn gemodelleerd, maar werd voor de latere lagenmodellering van het ondiepere en diepere bereik (respectievelijk hoger en lager gelegen dan het seismische beeld) doorgetrokken naar boven en onder toe tot het bruine breukvlak_____ 39
Figuur 2-16. Modelleren van het contact tussen twee breuken (blauwe breuk links en grijze breuk rechts; bovenaanzicht). In de linkse figuur is er nog geen contact, in de middelste figuur wordt het contact door de software GOCAD voorgesteld en in de rechtse figuur is het contact gemaakt. _____ 39
Figuur 2-17. Methodiek van seismische interpretatie via een synthetisch seismogram geïllustreerd voor referentieboring Merksplas (DOV-proefnummer: kb8d17w-B312; BGD-nummer: 017W0265). Links is de gamma log weergegeven die mede gebruikt werd om de kapstokeenheden (basis Formatie van Kortrijk en top en basis van de Krijtgroep) in deze boring te interpreteren. Centraal op de figuur is de akoestische (of sonic) log weergegeven die gebruikt werd om een synthetisch seismogram op te maken. Dit synthetisch seismogram simuleert het te verwachten seismische signaal in de kapstokboring en laat zo toe de koppeling te maken tussen de interpretatie in deze boring en op de snijdende seismische lijn(en). Rechts op de figuur is het synthetische seismogram weergegeven (zwarte lijn) bovenop een segment van de snijdende seismische lijn waarmee het gekoppeld wordt. Via dit synthetisch seismogram en ijking ervan met de basis Krijtgroep (die zowel in de boring als op de snijdende seismische lijn onafhankelijk geïnterpreteerd kon worden), konden de kapstokeenheden basis Formatie van Kortrijk en top Krijtgroep vanuit boring Merksplas ook op de snijdende seismische lijn geïnterpreteerd worden. _____ 41
Figuur 2-18. Voorbeeld van een V0-kaart die gebruikt werd voor de tijd-diepteconversie. Deze V0-kaart is van het interval tussen de basis van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern en de top van

de Krijtgroep. De gebruikte boringen met afgeleide snelheidsdata waarop de V0-kaart gebaseerd is, zijn weergegeven. 46
Figuur 2-19. Afleiding van de k-waarde voor het Cenozoïcum op basis van de Zmid-Vint methode. 47
Figuur 2-20. Begravingsanomalie in het breukengebied. Deze begravingsanomalie werd gevonden door het verschil te maken tussen de maximale erosie berekend door Ferket et al. (2010) en de basis van het Krijt, dat gemodelleerd werd in het kader van G3DV3. (Begravingsanomalie = Maximale erosie – Basis Krijt). 49
Figuur 2-21. Berekening van een algemene k-waarde voor het Westfaliaan. A) standaard Zmid-Vint methode; B) correctie van Zmid voor de begravingsanomalie, het effect wordt geïllustreerd voor 2 boringen; C) correctie van Zmid voor de begravingsgeschiedenis en een decompactie, het effect wordt geïllustreerd voor 2 boringen. 51
Figuur 2-22. Geïnterpoleerde V0 kaart van het Westfaliaan, met aanduiding van locaties met snelheidsdata, boringen met informatie over de begravingsanomalie en steunpunten gebruikt bij de interpolatie. 52
Figuur 2-23. a) Laagvlakken incorporeren in een voxet; b) Regio's definiëren op basis van laagvlakken; c) Voxet met instantane snelheden 54
Figuur 2-24. Illustratie van de methodieken van de modellering van de overige vlakken (tussen de kapstokvlakken) in het breukengebied. Het kapstokvlak (via een streepjeslijn aangegeven) wordt gebruikt voor de modellering van de bovenliggende eenheden door diktestapeling (aangegeven via pijlen). De richting van de pijlen (naar boven of onder) duidt op de manier van stapeling (naar boven of onder). In het ondiepe bereik (bovenin de figuur) wordt het kapstokvlak niet gebruikt, maar wordt er in diepte gemodelleerd (aangegeven via pijlen naar onderen toe). 56
Figuur 2-25. Overzicht van de verschillende gehanteerde methodieken van modellering op lid-niveau binnen vastliggende formatiegrenzen. Sectie A toont de modellering op basis van diktes en sectie B op basis van dikte-proporties. Deze figuur illustreert dat afhankelijk van de gekozen methodieken, sterk verschillende resultaten bekomen worden van het verloop van leden tussen dezelfde formatiegrenzen. 59
Figuur 2-26. Een breukvlak uit H3O-De Roerdalslenk (gele kleur) dat via extra breuklijnen (donkerblauwe lijnen uit zowel seismische lijnen als voor topografische sturing bovenin) werd uitgebreid naar het ondiepe en diepe bereik tot een nieuw breukvlak (blauwe kleur). Ter illustratie werd een seismische lijn weergegeven (zijaanzicht). 62
Figuur 2-27. Een vergelijking van de breuktrajecten uit H3O-De Kempen (rood) en de aanvullende uit deze studie (groen) op het niveau van een fictief vlak van 100 milliseconden onder de basis van de Krijtgroep. 62
Figuur 2-28. Een overzicht van de verschillende modelgebieden waartussen aangesloten diende te worden, met als indicatie voor de locatie van de breuklijnen aan de basis van de Formatie van Boom. De "grens breukengebied" op deze figuur geldt enkel voor de Cenozoïsche eenheden. Voor de Paleozoïsche eenheden is dit breukengebied ruimer (vergelijk met Figuur 2-1). 64
Figuur 2-29. Schematische voorstelling van de verschillende stappen (A tot D) die automatisch doorlopen worden voor het aansluiten van een laagvlak (blauwe lijn) op een breukvlak (grijze streepjeslijn) na stapeling. Stap A is de situatie na de initiële stapeling van het blauwe raster op het correcte groene raster. Bij stap B wordt het blauwe raster rondom het breukvlak verwijderd (200 m aan beide kanten). Bij stap C wordt het blauwe raster terug aangesloten op het breukvlak. In de finale stap D wordt het gat in het blauwe raster ter hoogte van de breuk opgevuld met de breukwaardes. 68
Figuur 3-1. Een overzicht van de locatie van de breuktrajecten uit de snijding van de 3D breukvlakken met een fictief laagvlak op een diepte van 100 milliseconden onder de basis van de Krijtgroep, hierin "Diepe breuktrajecten" genoemd. Naast de breuklijnen zijn ook enkele belangrijke geologische structuren, het Mijngebied en de gebruikte seismische lijnen weergegeven. 79

Figuur 3-2. Een overzicht van de locatie van de breuktrajecten uit de snijding van de 3D breukvlakken met de Formatie van Boom, hierin “Ondiepe breuktrajecten” genoemd. Hiernaast zijn ook enkele belangrijke geologische structuren en de gebruikte seismische lijnen weergegeven. Let erop hoe het aantal breuken, met name in het westen, sterk verminderd is ten opzichte van de (diepe) breukenkaart onder de basis van de Krijtgroep (vergelijk met Figuur 3-1). 80
Figuur 3-3. Een seismische lijn over het Bree Hoog. Dit hoog wordt gekenmerkt door een dun pakket van de Krijtgroep door inverse werking langsheen de breuk die het in het westen (links) begrenst. In het oosten (rechts) wordt het Bree Hoog begrensd door de Breuk van Neeroeteren die een groot verzet vertoonde tijdens het Cenozoïcum en daarom zorgt voor een sterke sprong van de basis van de Krijtgroep. Via boring Neerglabbeek (zwarte lijn op de figuur; DOV-proefnummer: kb18d48e-B261, BGD-code: 048e0248) is er een redelijk goede controle over de geïnterpreteerde horizons. 82
Figuur 3-4. Een seismische lijn over de Breuk van Hoogstraten. Let op de grote sprong van deze breuk op het niveau van de basis van het Westfaliaan. De locatie van deze breuk valt vermoedelijk deels samen met de top van het Dinantiaan (zwarte lijn die in de breuk loopt). Door deze breuk ligt het Westfaliaan lokaal bovenop het Dinantiaan en is het Namuriaan ertussen afwezig. De interpretaties van de basis van de formaties van Diest en Kortrijk werden enkel gebruikt voor het H3O-De Kempen project. 83
Figuur 3-5. Een seismische lijn over segment 1b van het Lineament van Donderslag (zie hieronder) dat tussen twee rode streepjeslijnen weergegeven wordt. Er is een grote netto sprong van de horizons van het Westfaliaan (leden van Mons, As en Eikenberg) over dit lineament. Het heeft echter geen duidelijke invloed meer op de lagen van Perm-Trias of jongere ouderdom. De zwarte lijn stelt boring Peer (DOV-proefnummer: kb25d62e-B280) voor. 85
Figuur 3-6. Het nieuwe breukentraject van het Lineament van Donderslag volgens deze studie in bovenaanzicht ten opzichte van eerdere interpretaties ervan volgens Langenaeker (2000). De nummers duiden op de gedeeltes van het lineament die in de tekst van dit rapport verder worden toegelicht. De locaties van de breuktrajecten op deze figuur werden bepaald uit de snijding van de 3D breukvlakken met een fictief laagvlak 100 milliseconden onder de basis van de Krijtgroep. 87
Figuur 3-7. Een overzicht van de nieuwe breuktrajecten met weergave van de H3O-modelgebieden, het Mijngebied en de gebruikte seismische lijnen. Nummers zijn: 1= Breuk van Neeroeteren, 2= Breuk van Rauw, 3= Breuk van Grote Brogel, 4= Bree Hoog, 5= Dilsen Hoog, 6a+b= grabens tussen Loenhout en Poederlee, 7= Breuk van Hoogstraten, 8= Lineament van Donderslag, 9= locatie van Lineament van Gruitrode volgens Langenaeker (2000), 10, 11 en 12= locaties van nieuwe breukentrends ten opzichte van Langenaeker (2000). 88
Figuur 3-8. De breuktrajecten die Langenaeker (2000) interpreteerde binnen eenheden van Carboon ouderdom. In het noordoosten (Roerdalslenk) zijn geen breuken weergegeven omdat Langenaeker (2000) hier enkel breuken intekende voor eenheden van Mesozoïsche ouderdom. De nummers op de figuur zijn dezelfde als deze in Figuur 3-7. 89
Figuur 3-9. Schematische weergave van de ouderdom en het afzettingsmilieu van de verschillende Quartaire lithostratigrafische eenheden. Herwerkt uit Gullentops et al. (2001). 96
Figuur 3-10. Ligging van de bevaarbare waterlopen, categorie 0. 97
Figuur 3-11. Overzicht van de drie voorname stappen voor inpassing van de basissen van eenheden binnen het niet-tabulaire Quartair. 98
Figuur 3-12. De methodiek voor het bepalen van de basis van de duinen. 101
Figuur 3-13. Voorkomensgebieden van enkele niet-tabulaire Quartaire eenheden aan de randzones van Vlaanderen. 103
Figuur 3-14. Voorkomensgebieden van de Holocene fluviatiele formaties van Arenberg en Stokkem en de Pleistocene, fluviatiele tot estuariene formaties van de Scheldegroep, Herzeele en Oostende. 104

Figuur 3-15. Schematische doorsnede doorheen het uiterste noorden van Vlaanderen met de verschillende Neogene en Pleistocene lithostratigrafische eenheden en in cursief de overeenstemmende hydrogeologische eenheden. _____ 111
Figuur 3-16. Een volledig geïnterpreteerde boorgatmeting voor de Quartaire en Neogene geologische en hydrogeologische eenheden in boring Kalmthout (DOV-proefnummer: kb7d6e-B298; BGD-nummer 006E0135). LN (long normal) en SN (short normal) stellen verschillende metingen van de resistiviteit voor (en verschillen in de afstand tussen de meetelektroden). 114
Figuur 3-17. Een overzicht van het voorkomen of subcrop onder het niet-tabulaire Quartair van de formaties van Weelde, Malle, Merksplas, Lillo en Poederlee, Mol en de Kiezeloöliet. De verticale streepjeslijn stelt de grens voor tussen het westelijke en oostelijk voorkomen van de formaties van Lillo en Poederlee of waar nog leden kunnen gemodelleerd worden en waar niet. ___ 116
Figuur 3-18. Voorkomensgebieden van de formaties van Kattendijk en Kasterlee, de formatie van Diest en de formaties van Diest en Bolderberg._____ 120
Figuur 3-19. Correlatie tussen twee boorgatmetingen in het zuidoosten van Vlaanderen voor het interval van de Formatie van Bolderberg tot en met de basis van Sint-Huibrechts-Hern. Let op de erosie van de Formatie van Voort en het bovenste deel van de Formatie van Eigenbilzen onder de Formatie van Bolderberg naar het zuiden. Verder krijgen we richting het zuiden ook de overgang tussen het onderste deel van het Lid van Terhagen naar de leden van Kleine-Spouwen en Kerniel alsook het verdwijnen van het Lid van Henis, het verdunnen van het Lid van Grimmertingen en verdikken van het Lid van Berg._____ 124
Figuur 3-20. De voorkomensgebieden van de formaties van Voort, Berchem en Bolderberg en het Lid van Edegem. De Formatie van Voort wordt dus onderscheiden enerzijds onder de formaties van Diest en Bolderberg in de Roerdalslenk en anderzijds onder de Formatie van Bolderberg buiten de Roerdalslenk (waar het ook door weggesneden wordt). In het noordelijke voorkomen vormt de Formatie van Voort één modeleenheid met de Formatie van Berchem. De geul aan de basis van de Formatie van Diest snijdt de oudere Neogene eenheden weg op de locatie van vermoedde overgang tussen de formaties van Berchem en Bolderberg. _____ 127
Figuur 3-21. Schematische doorsnede doorheen het noorden van Vlaanderen met de verschillende Oligocene en Miocene lithostratigrafische eenheden (tot de Formatie van Diest) en in cursief de (overeenstemmende) hydrogeologische eenheden. De grijze zone stellen de oudere Paleogene eenheden voor onder de Formaties van Zelzate en Sint-Huibrechts-Hern._____ 130
Figuur 3-22. Correlatie tussen boorgatmetingen voor de formaties van Eigenbilzen en Boom met een verdikking van de eerste richting zuiden ten koste van de tweede. _____ 134
Figuur 3-23. Een overzicht van het voorkomen en de dikte van de Formatie van Boom. In deze dikte zijn een aantal abrupte veranderingen (waarop cijfers zijn geplaatst) langsheen ZW-NO georiënteerde lijnen te observeren. Deze lijnen vallen samen met de locaties van vertandingen van meer kleiige eenheden binnen de Formatie van Boom naar meer zandige eenheden van andere formaties (Bilzen en Eigenbilzen), en dus netto verdunningen van de Formatie van Boom (zie ook Figuur 3-21). 1 = overgang van het Lid van Belsele-Waas (Formatie van Boom) naar het Lid van Berg (Formatie van Bilzen); 2 = overgang van delen van de leden van Putte en Boeretang (Formatie van Boom) naar het onderste deel van de Formatie van Eigenbilzen; 3 = overgang van het Lid van Terhagen (Formatie van Boom) naar de leden van Kleine-Spouwen en Kerniel (Formatie van Bilzen). Door modeltechnische beperkingen en gebrek aan data in de vertandingszone werden overgangen 1 en 3 als verticale grens gemodelleerd, wat de abrupte diktesprongen verklaard. _____ 136
Figuur 3-24. Een volledig geïnterpreteerde boorgatmeting voor de formaties van Boom, Zelzate en Maldegem in boring Brasschaat (DOV-proefnummer: kb7d15e-B342; BGD-nummer 015E0267). _____ 139
Figuur 3-25. Onderaan: schematische, grofweg west (links)-oost(rechts) georiënteerde doorsnede doorheen de Formatie van Borgloon met weergave van de boven- en onderliggende formaties

en de interne leden. Bovenaan: de locatie van het schematische profiel met het gemodelleerde voorkomen van de leden van de Formatie van Borgloon. _____ 142
Figuur 3-26. Boorgatmeting met proefnummer BGD093W0627 met aanduiding van de leden van Henis (HENIS CLAY) en Alden Biesen (OUDE-BIEZEN; zie figuur 17 uit Vandenberghe et al., 1998). _____ 143
Figuur 3-27. De voorkomensgebieden van de leden van de formaties van Zelzate en Sint-Huibrechts-Hern. _____ 145
Figuur 3-28. De voorkomensgebieden van de Formatie van Brussel volgens het huidige model ("G3Dv3" in de legenda) en volgens het G3Dv2-model ("G3Dv2" in de legenda). _____ 155
Figuur 3-29. De voorkomensgebieden van de leden van de Formatie van Aalter in het noordwesten van Vlaanderen. _____ 156
Figuur 3-30. Correlatie van boorgatmetingen van west naar oost die de relatie weergeeft tussen de verschillende leden van de Formatie van Gentbrugge en de afzettingen van de Zenne Groep. De granulometrische log van boring Oedelem (DOV-proefnummer: kb13d23e-B77) is ontleend aan Geets, 2001. _____ 158
Figuur 3-31. De voorkomensgebieden van de leden van de Formatie van Gentbrugge. _____ 160
Figuur 3-32. Aangepast logcorrelatiepaneel van Johan Matthijs uit 'Lithostratigraphy Ieper Group. A practical guide to identify a lithostratigraphic unit in the Ieper Group. National Commission for Stratigraphy of Belgium, 2017. https://ncs.naturalsciences.be/paleogene-neogene/ieper-group'. _____ 163
Figuur 3-33. De voorkomensgebieden van de leden van Egem en Kwatrecht van de formaties van Hyon en Gentbrugge en de leden van Egemkapel, Kortemark en Mont-Panisel van de formaties van Tielt en Hyon. Doordat het Lid van Egemkapel meestal zéér dun is, is het voorkomen niet veel ruimer dat van de bovenliggende leden van Kortemark en Mont-Panisel. _____ 165
Figuur 3-34. De voorkomensgebieden van de gemodelleerde leden van de Formatie van Kortrijk. De rode lijn geeft weer waar ongeveer het Lid van Roubaix van de Formatie van Kortrijk naar het zuidoosten toe overgaat in de Formatie van Mons-en-Pévèle. _____ 168
Figuur 3-35. Stappenplan voor het bepalen van de top van de leden van het Zoute en Mont-Héribu in de regio waar de Paleozoïsche Sokkel de basis vormt van de Formatie van Kortrijk, en waar de voorkomensgrens van Mont-Héribu dus nog lokaal wordt beïnvloed door deze Sokkel. _ 170
Figuur 3-36. De voorkomensgebieden van de gemodelleerde leden van de Formatie van Tienen voor het huidige model en een vergelijking met het voorkomen van de Formatie van Tienen uit het G3Dv2-model. De nummer 1 duidt op een locatie waar de Formatie van Tienen afwezig is. 171
Figuur 3-37. De voorkomensgebieden van de verschillende formaties binnen het Paleoceen (exclusief de Formatie van Houthem). Hieruit blijkt de geleidelijke overspoeling van het Massief van Brabant van oost naar west doorheen het Paleoceen. _____ 173
Figuur 3-38. Schematische doorsnede van west (links) naar oost (rechts) doorheen Vlaanderen met de verschillende Paleocene lithostratigrafische eenheden. _____ 176
Figuur 3-39. Log-correlatiepaneel van west (links) naar oost (rechts) doorheen Vlaanderen met de verschillende Paleocene lithostratigrafische eenheden. _____ 178
Figuur 3-40. Een overzicht van de voorkomens van de verschillende eenheden binnen de Krijtgroep. Het "Overig Krijt" omvat de formaties van Dorne, Gulpen, Nevele, Vaals, Bernissart, Vert Galand, Esplechin en Maisière die net zoals de Formatie van Aken afwezig zijn in de Roerdalslenk. Voor het huidige model worden de Turoonmergels (formaties van Bernissart, Vert Galand, Esplechin en Maisière) niet meer onderscheiden; dit in tegenstelling tot het G3Dv2-model waarin dit nog wel gebeurde (zie "G3Dv2: Turoonmergels"). _____ 183
Figuur 3-41. Correlatieschema van het Krijt in Vlaanderen uit Lagrou & Dreesen (2005). De kleuren duiden op de modeleenheden die onderscheiden werden voor dit model. _____ 185
Figuur 3-42. De voorkomensgebieden van het Jura volgens het huidige model (G3Dv3) en volgens Langenaeker (2000). De twee boringen (DOV-proefnummers: kb26d64w-B221 en kb18d49w-B226) die het Jura bereiken zijn ook weergegeven, samen met enkele belangrijke breuken die

ook in dit rapport vermeld worden: 1= Breuk van Grote Brogel; 2= Breuk van Rotem; 3= Breuk van Maaseik volgens Langenaeker (2000) die niet voor het huidige model overgenomen werd; 4= Breuk van Neeroeteren. _____ 191
Figuur 3-43. De voorkomensgebieden van het Perm en Trias volgens het huidige model (G3Dv3) en volgens Langenaeker (2000). De boringen die doorheen de basis van het Perm en Trias gaan zijn ook weergegeven, samen met enkele belangrijke breuken die ook in dit rapport vermeld worden: 1= Breuk van Grote Brogel; 2= Breuk van Siemkensheuvel. _____ 192
Figuur 3-44. Schematisch overzicht van de methodiek waarmee de Paleozoïsche eenheden in het oosten van Vlaanderen geïnterpreteerd werden op de seismische lijnen. Seismische interpretaties van horizons worden weergegeven als volle lijnen, terwijl afgeleide interpretaties door tijddikte stapeling onder de bovenliggende horizon weergegeven worden via streepjeslijnen. _____ 195
Figuur 3-45. Een schematische doorsnede (van N-Z naar W-O) van afzetting van het Dinantiaan en Namuriaan in het noorden van het Bekken van de Kempen. De belangrijkste boringen (zwart in het studiegebied; rood geprojecteerd van buiten het studiegebied) met hun benaderde diktes voor het Dinantiaan (blauwe kleur) en Namuriaan (groene kleur) zijn aangegeven. Het meest oostelijke deel van deze doorsnede is volledig conceptueel. GVK-01= boring Geverik; RDS-01= boring Rijsbergen en WSK-01= boring Winterswijk. De locatie van deze doorsnede is weergegeven op Figuur 3-48._____ 198
Figuur 3-46. De diepte van de basis van het Westfaliaan volgens het huidige model. De niet-confidentiële boringen zijn weergegeven die het Westfaliaan bereiken (“Boringen”) en de basis ervan ook nog doorsnijden (“Boringen basis”). Let op het grote aantal boringen dat de top, maar niet de basis van het Westfaliaan bereikt in het oosten van het Bekken van de Kempen. Dit was de reden om de hierboven toegelichte modelleermethode te hanteren. 1= Loenhout; 2= Breuk van Hoogstraten. _____ 200
Figuur 3-47. De dikte van het Namuriaan volgens het huidige model. Ook zijn de niet-confidentiële boringen weergegeven die de basis van het Namuriaan bereiken. De arcering in het oostelijke voorkomen duidt op het gebied dat louter conceptueel werd gemodelleerd. 1=Loenhout; 2=Breuk van Hoogstraten. _____ 203
Figuur 3-48. Een overzicht van de dikte van het Dinantiaan volgens het huidige model en de locaties van de niet-confidentiële boringen erin. Bij de verschillende boringen zijn ook de minimum diktes aangegeven van het Dinantiaan dat werd aangeboord. Enkel voor de boringen die door de top en basis gaan, zijn deze minimum diktes ook de werkelijke diktes van het Dinantiaan. De locatie van het conceptueel profiel van Figuur 3-45 is als een streepjeslijn weergegeven. 1= Heibaart (DOV-proefnummer: kb8d7e-B216); 2= Mol-GT-01 en -02 (DOV-proefnummers: B/1-102786 en B/1-102785). Mol-GT-03 (DOV-proefnummer: B/1-102784) ligt op ongeveer dezelfde locatie als de twee andere Mol-GT-boringen, maar werd vanwege de recente uitvoering nog niet toegevoegd; 3=Booischot (DOV-proefnummer: kb24d59e-B160)._____ 205
Figuur 3-49. Half-graben-model voor het Devoon in het Bekken van de Kempen volgens Muchez en Langenaeker (1993). A) Op het einde van de afzetting van de Formatie van Booischot of tijdens de Frasniaan/Givetiaan grens; B) Op het einde van de afzettingen van het Devoon of het einde van het Famenniaan. SIL=Siluur, GV=Givetiaan, FR=Frasniaan en FA=Famenniaan. Deze figuur werd overgenomen uit Lagrou en Coen-Aubert (2017). _____ 207
Figuur 3-50. Een overzicht van de dikte van het Devoon volgens het huidige model en de locaties van de boringen die de basis ervan bereiken. 1 = boring Heibaart (DOV-proefnummer: kb8d7e-B216); 2= boring Booischot (DOV-proefnummer: kb24d59e-B160). _____ 209
Figuur 3-51. Een seismische lijn met onder de geïnterpreteerde top van het Dinantiaan lokaal nog duidelijk vervolgbare reflectiepatronen. Mogelijke (maar nog zéér onzekere) seismische interpretaties van de basis Dinantiaan en een intra-Devoon reflectie zijn weergegeven. In het kader van deze studie konden ze onvoldoende bekeken worden, als gevolg werden deze mogelijke interpretaties niet in de diktemodellen van het Dinantiaan en Devoon verwerkt. De

huidige modellen van het Dinantiaan en Devoon zijn daarom met zekerheid een oversimplificatie van de geologische werkelijkheid. 210

Figuur B-1. Voorbeeld van sonic log (x-as: snelheid, y-as: diepte) met een lineaire toename van de snelheid met diepte (Boring: BGD-code: 017W0265, DOV-proefnummer: kb8d17w-B312). 293
Figuur B-2. Schematische weergave van de Vint-Zmid methode (Boring links: BGD-code: 017W0265, DOV-proefnummer: kb8d17w-B312, boring rechts: BGD-code: 062E0290, DOV-proefnummer: kb25d62e-B294). 295

Figuur D-1. De visualisatie van het verschil tussen het DEM-VLAKO en het DHM100 Vlaanderen aan de hand van de standaarddeviatie. Deze bedraagt 1,48 m. 299
Figuur D-2. Samenvatting van de doorgevoerde wijzigingen aan het DEM-VLAKO voor het bekomen van DEM-VLAKOv2. 300
Figuur D-3. De visualisatie van het verschil tussen het DEM-VLAKO en het DHM100 Vlaanderen aan de hand van de standaarddeviatie na correctie van 8 kaartbladen. De standaarddeviatie bedraagt 1,40 m. 302
Figuur D-4. (a) De gebieden in centraal Limburg waarbinnen mijninzakkingen hebben opgetreden of lokaal nog steeds optreden met bijhorende gemeentegrenzen en satellietbeeld. (b) Op basis van het satellietbeeld is onderscheid gemaakt tussen de inzakkingsgebieden waar menselijke artefacten aanwezig zijn en waar geen menselijke artefacten aanwezig zijn. 303
Figuur D-5. Workflow om menselijke artefacten te verwijderen binnen de mijninzakkingsgebieden. Dit zijn gebieden waar DHM100 Vlaanderen DEM-VLAKO overschreven heeft. 304
Figuur D-6. Een visualisatie van de gebieden waar DHM100 Vlaanderen snijdt in het pre-Quartair. Ook de diepte van deze insnijdingen is weergegeven (in m). De kaart is bekomen door het verschil te maken tussen DHM100 Vlaanderen en de top van het pre-Quartair van het G3Dv2 model. 304
Figuur D-7. De mogelijke snijdingen tussen Top pre-Quartair G3Dv2 en DHM100 Vlaanderen. 305
Figuur D-8. De diktekaart van het Quartair van het G3Dv2 model. 305
Figuur D-9. De hellingsgraad van de DEM-VLAKO topografie. 306
Figuur D-10. De kaart toont de overeenkomst tussen de insnijdingsgebieden enerzijds en de gebieden waar Quartair afwezig of dun is anderzijds. 307
Figuur D-11. De vergelijking van het satellietbeeld met de overblijvende polygonen na filtering van menselijke artefacten voor een gebied binnen Vlaanderen. 307
Figuur D-12. De resulterende polygonen na filtering van menselijke artefacten. Binnen de groene gebieden is DEM-VLAKO overschreven door DHM100 Vlaanderen. 308
Figuur D-13. Een combinatie van een geoptimaliseerd DEM-VLAKO en in mindere mate DHM100 Vlaanderen vormen samen DEM-VLAKOv2 binnen Vlaanderen en Brussel. Buiten Vlaanderen is de top van het HCOV-model (versie 2007) overgenomen. 308

Figuur E-1. Samengestelde Quartairgeologische kaart voor Vlaanderen (Bogemans, 2005). 310
Figuur E-2. Indeling in zandige (groen), zandlemige (paars) en lemige (oranje) bodems, volgens de bodemkaart. Een grijze kleur geeft andere types bodems aan. Vergelijk ook met Figuur E-3.311
Figuur E-3. Indeling lithologie van de deklagen. Groen is zand, lila is zandleem en oranje is leem. 311
Figuur E-4. De belangrijkste Quartaire eenheden die tussen de deklagen en het pre-Quartair voorkomen: de Vlaamse Vallei en andere Pleistocene rivierafzettingen (groen), de Formatie van Ravels (geel) en de Maas- en Rijngrinden (paars). 312
Figuur E-5. Selectie uit de Quartairtabellen waarin deklagen worden geïnterpreteerd, merk dus ook de duinen aan de kust op. 313
Figuur E-6. Beschikbare data na aanvulling. Merk het ontbreken van bepaalde kaartbladen op (geen Quartairtabellen beschikbaar). 314

Figuur E-7. Isopachenmodel van de deklagen in de buurt van de Dekzandrug van Maldegem-Stekene. Deze uitsnede geeft de isopachen weer in de gemeente Moerbeke. Net ten zuiden van de verdikking van de dekzanden stroomt de Moervaart. _____ 315
Figuur E-8. Verschillende rasters die van elkaar werden afgetrokken, om ervoor te zorgen dat het model sluitend werd. De kleurschakeringen variëren per 1m. Witte vlakken hebben ofwel dikte 0m (indien omringd door blauw), ofwel een erg grote dikte (omringd door bruin). _____ 316
Figuur E-9. Bufferzone (rood gearceerd) tussen de gebieden waar de deklaag rechtstreeks op het pre-Quartair ligt (oranje) en de gebieden waar er zich nog een ander Quartair pakket onder de deklaag bevindt (groen). _____ 318
Figuur E-10. De basis van de deklaag in de vallei van de Dender. In de blauwe gebieden bevindt de basis van de deklaag zich het laagst. Het gearceerde deel van de figuur is de zone waar volgens de samengestelde Quartairkaart de deklaag rechtstreeks op het Paleogeen zou liggen. ___ 319

Figuur F2-1. Weergave van aandachtspunt 2.1 of het fictief wegsnijden van Kleiig zand van Malle (A0221) ten oosten van de Breuk van Rauw (zwarte lijn). _____ 322
Figuur F2-2. Weergave van aandachtspunt 2.2 met aanduiding van het artefact in het bereik tussen de formaties van Berchem en Voort en de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern. _____ 323
Figuur F2-3. Weergave van aandachtspunt 2.3, waarbij de dikte van het Lid van Neerrepen onrealistisch toeneemt. _____ 324
Figuur F2-4. Weergave van aandachtspunt 2.4, waarbij de dikte van de Formatie van Maldegem onrealistisch toeneemt. _____ 325
Figuur F2-5. Weergave van aandachtspunt 2.5, waarbij de dikte van het Lid van Merelbeke onrealistische sprongen kent. _____ 327
Figuur F2-6. Weergave van aandachtspunt 2.6, waarbij de dikte van de formaties van Hyon en Gentbrugge onrealistisch toeneemt. _____ 328
Figuur F2-7. Weergave van aandachtspunt 2.7, waarbij het model van de formaties van Aalburg en Sleen te diep ligt ten opzichte van hun interpretatie in boring kb26d64w-B221. _____ 329
Figuur F2-8. Weergave van aandachtspunt 2.8, met het onzekere breukencontact tussen de Breuken van Grote Brogel en Overpelt. _____ 330

LIJST VAN AFKORTINGEN

G3Dv3:	Geologisch 3D lagenmodel van Vlaanderen – versie 3
H3D:	Hydrogeologisch model van Vlaanderen
G3Dv2:	Geologisch 3D lagenmodel van Vlaanderen – versie 2; zie Matthijs et al., 2013
HCOV:	Hydrogeologisch codering van de Vlaamse ondergrond; Meyus et al., 2000
H3O-De Roerdalslenk:	Geologisch en hydrogeologisch 3D model van het Cenozoïcum van de Roerdalslenk in Zuidoost-Nederland en Vlaanderen
H3O-De Kempen:	Geologisch en hydrogeologisch 3D model van het Cenozoïcum van de Belgisch- Nederlandse grensstreek van Midden-Brabant/De Kempen
HCOV-kartering:	Hydrogeologische karteringen van de Vlaamse Ondergrond; zie rapporten van Meyus et al., 2005; Vancampenhout et al., 2007
TAW:	Tweede Algemene Waterpassing of de referentiehoogte waartegenover hoogtemetingen in België worden uitgedrukt
Mj:	Miljoen jaren
Kapstokvlak:	Laagvlakken die gebruikt worden als sturend of als kapstok voor de modellering van boven- of onderliggende eenheden
Kapstokeenheid:	De eenheid waarvan de basis een kapstokvlak vormt
Horizon:	Een seismische interpretatie van een bepaalde eenheid
Modeleenheid:	Een lithostratigrafische of hydrogeologische eenheid of een samenstelling hiervan die gemodelleerd werd voor dit model

HOOFDSTUK 1. INLEIDING

1.1. INLEIDING EN PROJECTORGANISATIE

Dit rapport beschrijft de totstandkoming van het 3D geologische model van Vlaanderen – versie 3, genaamd G3Dv3-model, alsook het nieuwe hydrogeologische model van Vlaanderen, genaamd H3D-model.
Na de afwerking van het vorige 3D geologische model van Vlaanderen – versie 2 (G3Dv2) door VITO, leefde er bij het Vlaams Planbureau voor Omgeving de wens om dit model te updaten met recente geologische kennis alsook verder te verfijnen. Het G3Dv2-model bevatte namelijk detail tot op het niveau van formaties in het ondiepe (oppervlakte tot basis Krijt) bereik, terwijl het nieuwe model dit detail verder zou verfijnen tot op het niveau van leden. Voor het diepe bereik (Paleozoïsche Sokkel tot basis Krijt) bestond het G3Dv2-model uit een 2.5D model dat opgebouwd werd op basis van bestaande kaarten voor de grote eenheden, terwijl het nieuwe model een volledig nieuw 3D model van datzelfde bereik zou gaan bevatten.
Tegelijkertijd leefde er bij de Vlaamse Milieumaatschappij de wens om dit nieuwe, gedetailleerde geologische model vertaald zien te worden naar een Vlaams hydrogeologisch model. Het vorige hydrogeologische model van Vlaanderen (HCOV) kende namelijk geen directe vertaling naar een recent geologisch model, wat de link tussen geologie en hydrogeologie bemoeilijkte.
Deze gezamenlijke wens heeft geleid tot het uiteenzetten van een projectplan in 2013 door het Vlaams Planbureau Omgeving, de Vlaamse Milieumaatschappij en VITO waarin over een periode van de volgende vijf jaar (tot eind 2018) door VITO gewerkt zou worden aan een nieuw geologisch model, genaamd het Geologisch 3D Model van Vlaanderen – versie 3 (G3Dv3), en de vertaling ervan naar het Hydrogeologisch 3D Model (H3D).

1.2. HISTORIEK, UITGANGSSITUATIE EN PROBLEEMSTELLING

De Vlaamse ondergrond wordt gebruikt voor tal toepassingen van uiteenlopende aard en impact. Voor een duurzaam beheer en gebruik van de ondergrond is er nood aan (hydro)geologische kennis en informatie. Eén van de manieren om deze kennis op te bouwen en weer te geven is door middel van (hydro)geologische modellen. Deze modellen vormen een zo goed als mogelijke weerspiegeling van de opbouw van de ondergrond. Ze worden reeds lange tijd opgebouwd in verschillende verbreidingen (lokaal of regionaal) en mate van detail, vaak afhankelijk van de toepassing. Op het einde van vorige eeuw en begin van deze eeuw werden er geologische kaarten gemaakt per geologisch kaartblad. Deze opsplitsing brengt echter met zich mee dat tussen de geologische kaartbladen verschillen kunnen optreden doordat ze onvoldoende op elkaar afgestemd werden. Daarom werd er in 2007 door de Vlaamse overheid beslist om een eerste 3D geologisch basismodel op te stellen voor de gehele Vlaamse ondergrond, genaamd G3Dv2-model. Het gaat daarbij over een geologisch model dat de belangrijkste lithostratigrafische grensvlakken (genaamd formaties) uit de Vlaamse ondergrond weergeeft. Dit G3Dv2-model werd in 2013 opgeleverd en publiek beschikbaar gemaakt.

Binnen de belangrijkste lithostratigrafische grensvlakken kan vaak nog verder onderscheid gemaakt worden tussen pakketten met een verschillende lithologische samenstelling, genaamd leden.

Voor bepaalde toepassingen is de detaillering tot op het niveau van deze leden belangrijk. Tot op heden bestond er echter geen consistent 3D-model van Vlaanderen tot op dit detailniveau.
Ook werd er voor de opmaak van de diepe geologische eenheden in het G3Dv2-model gesteund op geologische kaarten die opgemaakt werden in het begin van de 21e eeuw. Sindsdien werden tal van projecten voor ondergrondse toepassingen of onderzoek uitgevoerd waardoor er extra data ter beschikking is gekomen die nog niet in deze modellen verwerkt werden. Hierdoor zijn de modellen van de diepe geologische eenheden niet langer up-to-date.
Verder kende het bestaande G3Dv2-model ook geen rechtstreekse vertaling naar hydrogeologische eenheden. Daarom werken hydrogeologen tot op vandaag met hydrogeologische modellen van de HCOV-kartering die in 2007 gefinaliseerd werden. De modellen van overeenkomstige eenheden uit het G3Dv2-model en HCOV-model kunnen echter aanzienlijk verschillen, wat verwarrend is bij gebruik.
Tot slot werd er sinds 2012 ook gestart met grensoverschrijdende (hydro)geologische modellering met Nederland waarbij nieuwe modellen werden gemaakt die geen randeffecten aan de Vlaamse grens meer vertoonden, maar consistent waren langs beide zijden van deze grens. Echter, deze modellen sloten nog niet aan op de reeds bestaande G3Dv2- en HCOV-modellen binnen Vlaanderen.

Dit geheel resulteerde dus in een veelvoud van (hydro)geologische modellen in Vlaanderen die gebruikt konden worden, maar die niet onderling afgestemd of niet langer up-to-date waren. Voor de eenvoud in het gebruik is het echter aangewezen dat er één consistent 3D-model bestaat dat de meeste recente kennis en detail omvat zodat het als referentie kan dienen voor het gebruik voor verschillende geologische en hydrogeologische toepassingen.

1.3. DOELSTELLINGEN EN TOEPASSINGEN

De belangrijkste doelstellingen voor het huidige model zijn:

- Een intern consistent 3D geologisch laagvlakkenmodel van Vlaanderen tot op het niveau van leden voor het ondiepe bereik waar mogelijk.
- Een intern consistent 3D geologisch laagvlakkenmodel van de voornaamste eenheden in de diepe ondergrond van Vlaanderen.
- Een intern consistent 3D hydrogeologisch laagvlakkenmodel van Vlaanderen en de aangrenzende regio's tot op het niveau van basiseenheden.
- Waarbij het hydrogeologische model gebaseerd is op het geologische model.
- Met 3D breukvlakken die de ondiepe en diepe laagvlakken opbreken en ermee consistent zijn.
- Waarin bestaande (grensoverschrijdende) deelproducten (zie paragraaf 1.4) geïntegreerd werden.
- Dat als referentie kan dienen voor geologisch en hydrogeologisch gebruik/onderzoek.

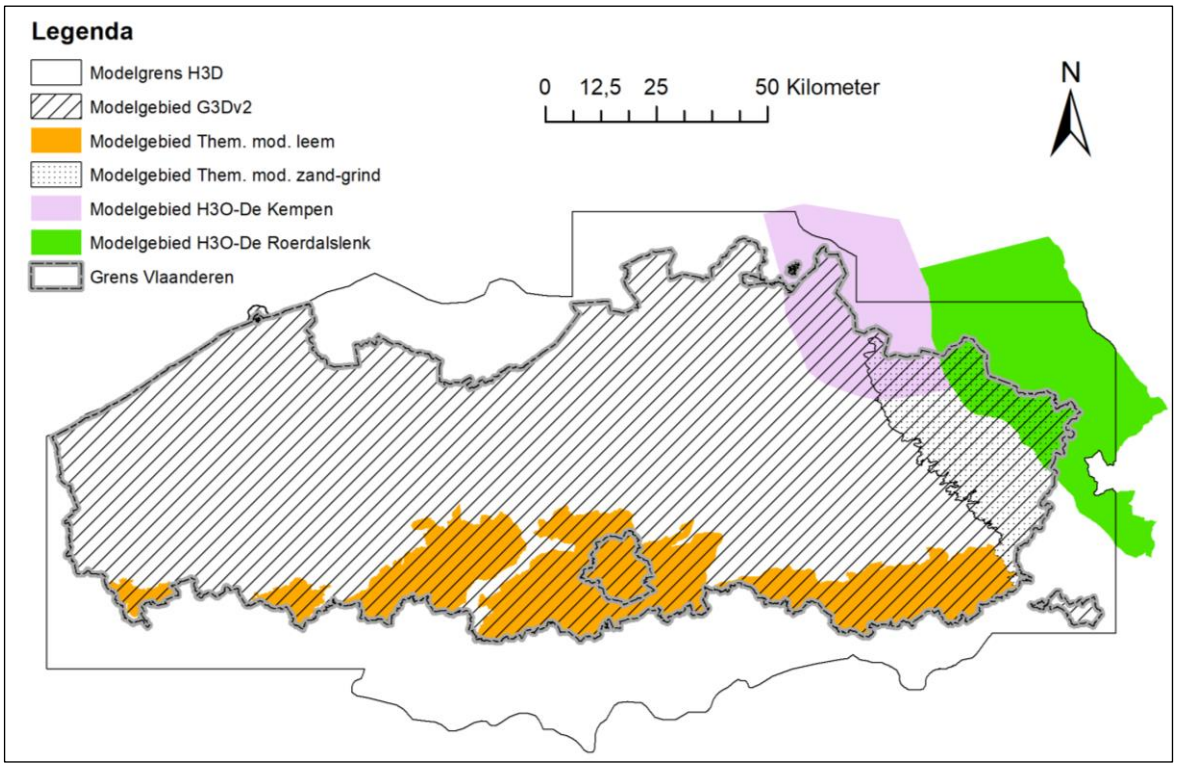
1.4. DEELPRODUCTEN

Voor dit model werden zowel nieuwe eenheden gemodelleerd alsook eenheden uit reeds bestaande modellen geïntegreerd. Deze bestaande modellen zijn de volgende:

- G3Dv2-model (zie Matthijs et al., 2013): Dit vorige 3D geologische model van Vlaanderen werd in 2013 gefinaliseerd. De resultaten van dit project werden gebruikt als uitgangspositie voor de modellering van het westen en centrum van Vlaanderen voor het huidige model. Voor de modellen van de Voerstreek werd het G3Dv2-model integraal overgenomen.

- H3O-De Roerdalslenk: Dit grensoverschrijdend 3D (hydro)geologisch model van het Cenozoïcum in de Roerdalslenk werd in 2014 gefinaliseerd (zie Deckers et al., 2014). De resultaten van dit project werden grotendeels overgenomen voor de modellering van het Cenozoïsche bereik van de Roerdalslenk voor het huidige model.
- H3O-De Kempen (zie Vernes et al., 2018): Dit grensoverschrijdend 3D (hydro)geologisch model van de grensregio De Kempen werd in 2018 gefinaliseerd. De resultaten van dit project werden grotendeels overgenomen voor de opbouw van het Cenozoïsche bereik in deze grensregio voor het huidige model.
- Thematisch delfstoffenmodel voor (niveo-)eolische leemvoorkomens in Vlaanderen (zie Van Haren et al., 2015; Van Haren et al., 2016): Dit voxelmodel van de leemvoorkomens in Vlaanderen werd in 2014 gefinaliseerd. De resultaten van dit project werden gebruikt als uitgangspositie voor de modellering van de ondiepste lagen (van het Quartair) in het zuiden van Vlaanderen voor het huidige model.
- Thematisch delfstoffenmodel voor zand- en grindafzettingen van Maas en Rijn in Vlaanderen (zie Van Haren et al., 2017): Dit voxelmodel van de zand- en grindafzettingen in Vlaanderen werd in 2016 gefinaliseerd. De resultaten van dit project werden gebruikt als uitgangspositie voor de modellering van de ondiepste lagen (van het Quartair) in het uiterste oosten van Vlaanderen voor het huidige model.
- HCOV-model: Dit vorige 3D hydrogeologische model van Vlaanderen werd in 2007 gefinaliseerd. De resultaten van dit project werden gebruikt als uitgangspositie voor de modellering van enkele van de ondiepste lagen (van het Quartair) zowel binnen als buiten Vlaanderen.

Figuur 1-1 geeft een overzicht van de gebieden waarvan deze bovenvermelde (hydro)geologische modellen gemaakt werden.



Figuur 1-1. Overzicht van de locaties van de deelmodellen. De grens van het G3Dv3-model is met een buffer van 100 m rondom de grens van Vlaanderen gelegen en wordt daarom niet apart weergegeven.

1.5. BEGRENZINGEN EN DETAIL VAN HET MODEL

Nagestreefd is om een geologisch (G3Dv3) en hydrogeologisch (H3D) lagen- en breukenmodel te maken van de afzettingen vanaf het maaiveld tot en met de top van het Siluur-Ordovicium-Cambrium. In het westen van Vlaanderen is dit verticale bereik beperkt tot minder dan 1000 m diepte TAW, terwijl dit in het oosten van Vlaanderen oploopt tot bijna 10 000 m diepte TAW.

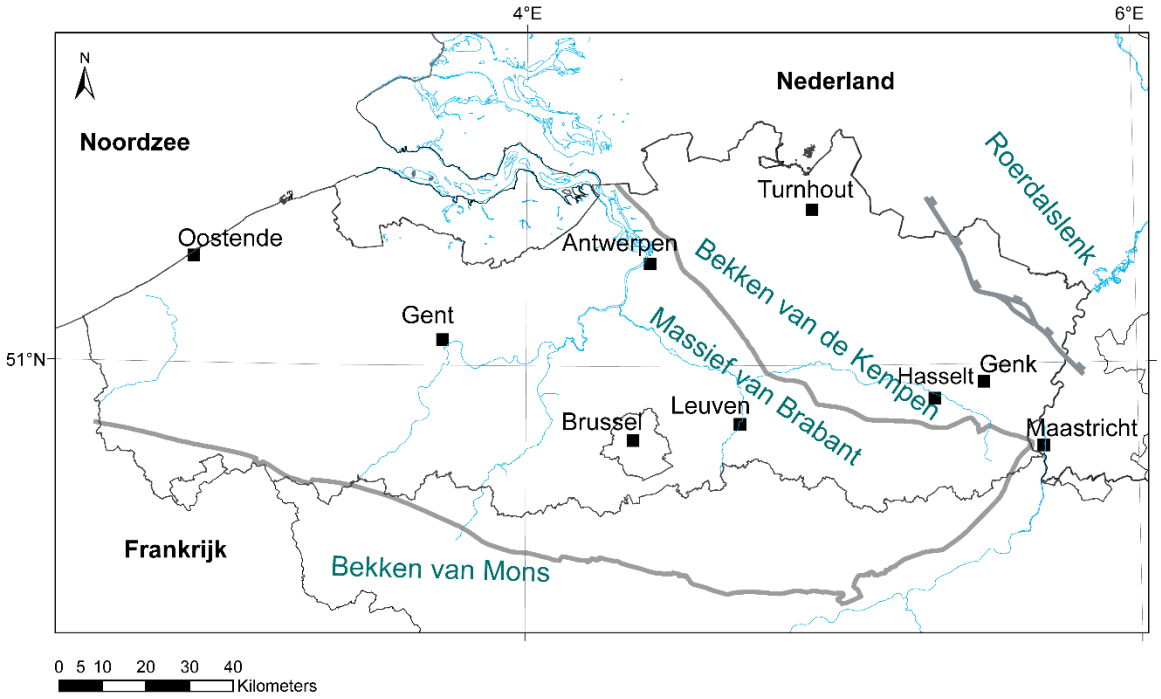
De Vlaamse grens vormt de laterale begrenzing van het geologische G3Dv3-model, in dit rapport genaamd G3Dv3-modelgebied (voor locatie, zie Figuur 1-1). Voor de oplevering van rasterbestanden, werd een buffer van 100 m rondom de Vlaamse gewestgrens aangehouden zodat verzekerd werd dat ook de grenszone volledig met rastercellen bedekt was.
Het hydrogeologische H3D-model omvat naast het Vlaamse grondgebied ook nog een zone er rondom tot waar de betreffende eenheden nog van invloed kunnen zijn op de Vlaamse waterhuishouding, in dit rapport genaamd H3D-modelgebied (voor locatie, zie Figuur 1-1). Voor de modellering van het H3D-modelgebied buiten Vlaanderen werd - met uitzondering van de H3O-modelgebieden - meestal weinig geologische data meegenomen, waardoor de kwaliteit van de modellen erbinnen sterk verminderd met toenemende afstand van de Vlaamse grens.

Binnen de begrenzingen van het model werden 116 geologische en 137 hydrogeologische eenheden gemodelleerd. De geologische eenheden omvatten de formele lithostratigrafische formaties en leden. Er werden in totaal 50 formaties (of samenvoegsels ervan) en 66 van hun leden gemodelleerd. De hydrogeologische eenheden omvatten de hoofd-, sub- en basiseenheden volgens de Hydrogeologische Codering Ondergrond Vlaanderen - versie 2 (HCOVv2). Er werden in totaal 13 hoofdeenheden, 32 subeenheden en 89 basiseenheden gemodelleerd.

Van de geologische en hydrogeologische laag- en breukvlakken werden rasterbestanden opgeleverd. De verticale resolutie van deze bestanden is 1 cm. Deze afronding valt echter niet samen met het werkelijke detail van de modellen dat beduidend lager is (> 1 m). De horizontale resolutie van de rasterbestanden is 100 m.

1.6. BEKNOPTE GEOLOGISCHE ACHTERGROND

Ondanks de relatief geringe oppervlakte van Vlaanderen komen er veel verschillende soorten gesteenten in voor met een ouderdom van Cambrium tot recent. Het betreft voor het merendeel sedimentaire gesteenten van mariene oorsprong. Enkel de gesteenten van Onder-Paleozoïcum ondergingen een zwak regionaal metamorfisme en uitzonderlijk worden er magmatische gesteenten in aangetroffen.
Volgende structurele eenheden worden onderscheiden (zie ook Figuur 1-2): het Massief van Brabant (Onder-Paleozoïcum), het Bekken van de Kempen (Boven-Paleozoïcum en Mesozoïcum) en de Roerdalslenk (ten laatste Mesozoïcum en Cenozoïcum). In volgende paragrafen overlopen we de lagenopeenvolging (de stratigrafie) van Vlaanderen van oud naar jong. Figuur 1-3 geeft de geologische tijdschaal met een schematische voorstelling van de belangrijkste afzettingssequenties.

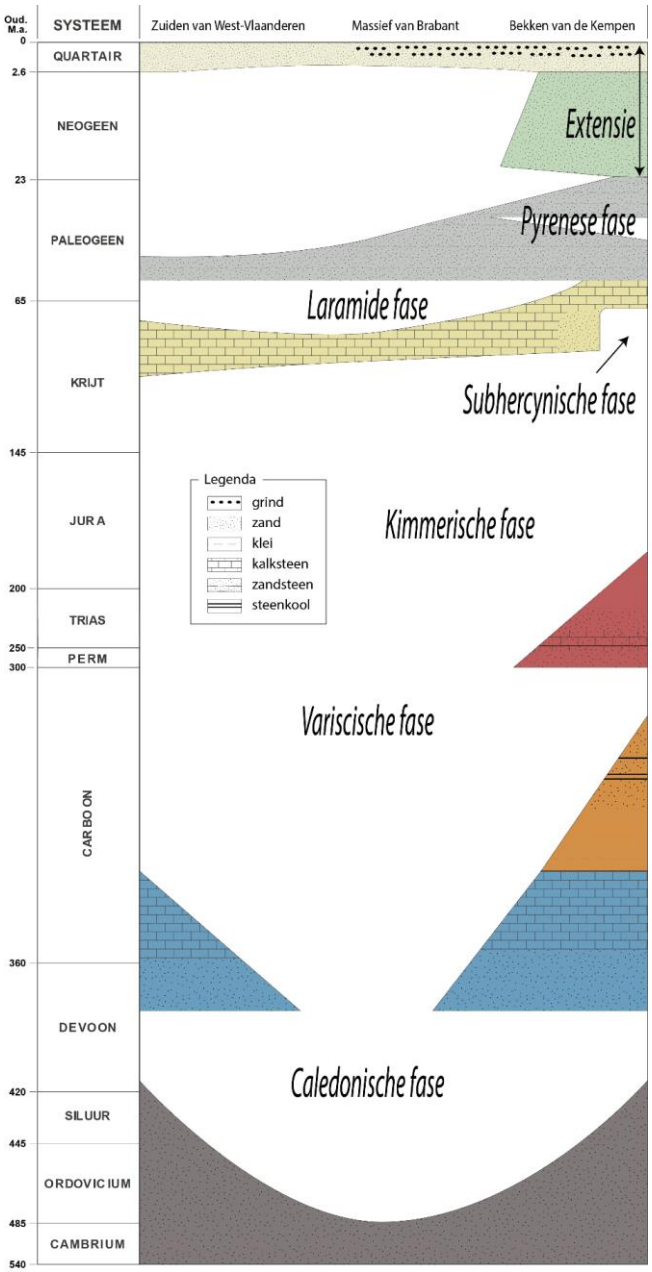


Figuur 1-2. Overzicht van de belangrijkste geologische eenheden in Vlaanderen (Massief van Vlaanderen, Bekken van de Kempen, Roerdalslenk).

Onder-Paleozoïcum (Cambrium, Ordovicium en Siluur): 540 tot 420 Mj

De oudste gekende gesteenten van Vlaanderen behoren tot het Onder-Paleozoïcum. Deze gesteenten, met een ouderdom van Cambrium (540 Mj) tot Siluur (420 Mj), maken deel uit van het Massief van Brabant, een oude, geërodeerde gebergteketen in de ondergrond van Vlaanderen. Het gebergte moet er ongeveer uitgezien hebben zoals de Pyreneeën nu, maar werd tijdens het Vroeg en Midden Devoon volledig weg geërodeerd.

Gedurende deze Caledonische gebergtevorming (zie Figuur 1-3) is het Massief van Brabant sterk geplooid, gespleten en door talrijke breuken doorsneden. Na deze tektonische fase werd het Massief bedekt door relatief onvervormde bovenliggende lagen van het Paleozoïcum, Mesozoïcum en Cenozoïcum. Er is dus een belangrijk tijdshiaat en een hoekdiscordantie, tussen het Massief van Brabant, ook de Sokkel genoemd, en de jongere lagen van het Boven-Paleozoïcum en Cenozoïcum die het Massief bedekken. In de provincies Waals- en Vlaams-Brabant, meer bepaald in de bovenloop van de Dender, Zenne en Dijle, komen deze gesteenten voor aan de oppervlakte. Geologisch onderzoek toont aan dat het Massief van Brabant zich ook onder Oost- en West-Vlaanderen en het jongere Bekken van de Kempen bevindt (zie verder). De gesteenten in het Massief van Brabant zijn voornamelijk schiefer (kleisteen), siltsteen, zandsteen en kwartsiet, en zijn slechts zeer zelden kalkhoudend.



Figuur 1-3. Chronostratigrafie met schematische aanduiding van afzettingen, hiaten en de grote tektonische fasen in Vlaanderen.

Boven-Paleozoïcum (Devoon en Carboon): 400 tot 300 Mj

De Devoon-Carboonsequentie is goed ontsloten in Wallonië en reeds meer dan 100 jaar uitgebreid bestudeerd. Getuigen hiervan zijn de vele stratigrafische namen van internationale etages die genoemd zijn naar plaatsen in Wallonië, zoals Frasniaan, Famenniaan, Tournaisiaan en Viseaan. In Vlaanderen komt deze Devoon-Carboonsequentie ook voor, maar is ze, met uitzondering van enkele ontsluitingen in de Voerstreek, steeds door jongere lagen bedekt.
Tijdens het Midden-Devoon ving de sedimentatie op de noordflank van het Massief van Brabant aan met de afzetting van een continentaal basisconglomeraat die sterk varieert in dikte, wat wijst op een horst-grabentopografie. Dat is het ogenblik dat de vorming van het Bekken van de Kempen start. Het conglomeraat wordt bedekt door een mariene Boven-Devoon sequentie bestaande uit een afwisseling van schiefer, kalkstenen en zandstenen. De hierop volgende Carboonafzettingen worden opgedeeld in het carbonaat-gedomineerde Dinantiaan of de Kolenkalk en het siliciklastisch Silesiaan (tot 4000 m dik). De Kolenkalk werd afgezet in een ondiepe zee langs een noordelijk gelegen kustlijn van het Massief van Brabant, bestaande uit grofkorrelige, fijnkorrelige en rifkalkstenen. Op het einde van het Dinantiaan zijn er aanwijzen dat de gesteenten boven water zijn gekomen, met een ontwikkeling van een typisch karstreliëf. Een aantal niveaus in deze kalkstenen zijn gespleten en open, waardoor ze in de Noorderkempen als ondergrondse gasopslag en als geothermische reservoir worden geëxploiteerd. De sedimentatie van de siliciclasten van het Silesiaan startte met een zeespiegelstijging die het Dinantiaan karstlandschap overspoelde. Het onderste Silesiaan bestaat voornamelijk uit mariene klei-, silt- en zandstenen. De dikte neemt toe in noordoostelijke richting van enkele 100-en m op de riffen in de Antwerpse Kempen tot meer dan 1000 m in de Limburgse Kempen. Het steenkool-productieve bovenste deel van het Silesiaan of het Westfaliaan werd gevormd in een kustnabij sedimentatiebekken dat afwisselend fluviatiel en mariene transgressies onderging. Steenkool werd gevormd in de zoetwateroverstromingsvlaktes. Door de hoge grondwaterstand werden de plantenresten niet afgebroken, maar omgezet in turflagen, die op hun beurt werden bedekt door slib en zandlagen waarop opnieuw vegetatie ontstond. In 1901 werd voor het eerst steenkool aangeboord in het Limburgse As. In totaal werd er 440 Miljoen ton steenkool ontgonnen in zeven koolmijnen. De laatste mijn sloot in 1992. Naar het einde van het Westfaliaan werden grove zandstenen afgezet in gestapelde geulafzettingen. Tijdens het laatste Carboon werd het Bekken van de Kempen door de Variscische gebergtevormende fase enkel gekanteld en in blokken opgebroken (Figuur 1-3). Ten zuiden van het Massief van Brabant (Wallonië) werden de gesteenten intensief geplooid, gebroken en op- en overgeschoven in noordelijke richting via grote overschuivingsbreuken.
Aan de andere kant van de as van het Massief van Brabant, of in het zuiden van West-Vlaanderen is er ook een voorkomen van Carboon (terrigene carbonaten) en Devoon (voornamelijk schiefer) die samen tot meer dan 500 m dik kunnen zijn. Deze afzettingen sluiten aan op het Bekken van Doornik. Deze Carboonlagen behoren tot een bijzonder productieve waterlaag met extensieve bemaling in Frankrijk, Wallonië en Vlaanderen.

Perm, Trias en Jura: 300 – 145 Mj

In Vlaanderen is de sequentie Perm-Trias-Jura niet ontsloten, maar terug te vinden in de ondergrond van Noord-Limburg, meer bepaald in de noordrand van het Bekken van de Kempen en in de Roerdalslenk. De Variscische gebergtevorming, waarvan eerder sprake, leidde tot de vorming van het supercontinent Pangea. Ons gebied schoof met Pangea noordwaarts van de evenaar weg en kende gedurende het Laat-Perm en het Trias een woestijnklimaat (Sahara), gekenmerkt door roodgekleurde zandige sedimenten. Samen vormen Perm en Trias een pakket met een dikte die op kan lopen tot 1000 m in de Roerdalslenk en bestaat uit een mix van kleistenen, zandstenen, evaporieten en carbonaten. Het Jura bestaat uit 450 m van hoofdzakelijk kleisteen die beperkt is qua voorkomen tot de Roerdalslenk.

Deze Jura-afzettingen markeren er de start van de ontwikkeling van de Roerdalslenk, een grabenstructuur die aansluit bij de Nieder-rheinische Bucht (in Duitsland). Tijdens deze Kimmerische fase werden de eerdere afzettingen wederom gekanteld en gebroken. Het was waarschijnlijk ook in het Jura dat het grootste deel van de gesteenten in de ondergrond van Vlaanderen hun maximale begravingsdiepte bereikten. Hierna, vermoedelijk in het vroege Krijt, vond er een belangrijke opheffing plaats in Vlaanderen. Tijdens deze fase werd een groot deel van het eerder afgezette Perm, Trias en Jura, alsook het Boven-Paleozoïcum op de as van het Massief van Brabant, weg geërodeerd.

Het Krijt: 145 – 65 Mj

Het uiteenvallen van het supercontinent Pangea ging gepaard met een wereldwijde zeespiegelstijging. Dit leidde tot een lage influx van detritische sedimenten en een dominantie van carbonaatafzettingen. Krijtafzettingen zijn over quasi het gehele Vlaamse grondgebied aanwezig. Ze komen echter maar in een smalle band aan de oppervlakte, namelijk in het zuidoosten van Limburg. Door een erosieperiode gedurende het vroege Krijt starten de krijtafzettingen in Vlaanderen vanaf het Boven Krijt (vanaf ongeveer 100 Mj).
De oudste Krijtafzettingen vinden we terug in het zuiden van West-Vlaanderen (ten zuiden van de as van het Massief van Brabant) waar het continentale Weald-facies een paleoreliëf op het Massief van Brabant opvulde. De sequentie hierboven bestaat uit Turoon mergels en glauconiethoudende zanden die stapsgewijs afnemen in dikte in de richting van het Massief van Brabant. Halverwege het Laat Krijt werd de as van het Massief van Brabant ook overspoelt en bedekt met krijtsediment. In het Bekken van de Kempen bereikt het Krijt een maximale dikte van verscheidene honderden meters. Het Krijtpakket wordt, naar analogie met het typegebied in het Nederlandse Zuid-Limburg ingedeeld in meer of minder zandige/mergelige eenheden. In de Roerdalslenk is enkel het bovenste deel van het Krijt aanwezig. Dit wijst erop dat de Roerdalslenk gedurende het grootste deel van het Krijt een opgeheven blok was dat pas vanaf het laatste Laat Krijt door de zee werd overspoeld. Deze opheffingsfase van de Roerdalslenk wordt ook wel de Subhercynische fase genoemd (Figuur 1-3).

Het Paleogeen: 65 – 23 Mj

Het Cenozoïsche Noordzeebekken werd gevuld met detritische sedimenten (zand en klei) die quasi geheel Vlaanderen en het noordelijke deel van Wallonië bedekken. De omschakeling van hoofdzakelijk carbonaatafzettingen in het Krijt naar de detritische sedimenten in het Paleogeen, valt samen met een zeespiegeldaling in het vroegste Paleogeen. De daaropvolgende sedimentatie startte in het oosten van Vlaanderen (rond de Roerdalslenk) en breidde bij de geleidelijke zeespiegelstijging steeds verder uit in westelijke richting tot uiteindelijk ook de as van het Massief van Brabant bedekt werd. Tijdens deze inzakking van het oosten, werd de as van het Massief van Brabant vermoedelijk opgeheven en werden de jongste krijtafzettingen erop geërodeerd, in wat ook wel de Laramide fase wordt genoemd (Figuur 1-3). Vlaanderen werd gedurende het verdere Paleogeen bedekt met enkele 100-en meters sediment. Op het einde van het midden-Paleogeen, of de Pyrenese fase (Figuur 1-3), vond er een opheffing en erosie plaats in het zuidoosten van Vlaanderen, waardoor daar heel wat oudere Paleogene eenheden weggesneden werden en nu ontbreken.
Tijdens het Paleogeen werden enkele dikke kleilichamen afgezet, zoals Ieper en Boom Klei, die alom bekend zijn, getuigen hiervan zijn de stratigrafische namen van de Ieperiaan en Rupeliaan internationale etages. Deze kleilichamen zijn ook belangrijk voor de keramische industrie. De zandlichamen hiertussen zijn dan weer interessant voor de grondwaterontginningen. Verder werden sommige zandniveaus verhard tot enkele belangrijke historische bouwstenen, zoals de Gobertange kalkzandsteen of Balegemse steen. Op het einde van het Paleogeen vond er een belangrijke inzakking plaats van de Roerdalslenk als onderdeel van de ontwikkeling van het grotere Onder Rijn Systeem (zie extensie Figuur 1-3). Hierdoor verdikken de afzettingen van het laatste Paleogeen sterk naar het uiterste oosten van Vlaanderen tot meer dan 100 meter.

Het Neogeen: 23 - 2,6 Mj

Het Neogeen vinden we momenteel enkel nog terug in het noorden en oosten van Vlaanderen of in het Bekken van de Kempen en de Roerdalslenk. Het wordt gekenmerkt door hoofdzakelijk ondiep mariene, glauconiethoudende zanden met een dikte van 100 m in het noorden en oosten van Vlaanderen tot meer dan 500 m in het uiterste oosten van Vlaanderen of in de nog steeds zakkende Roerdalslenk. Ongeveer halverwege het Neogeen vond er een sterke zeespiegeldaling plaats met geulvormige insnijding in centraal Vlaanderen die nadien gevuld werd met de Diestiaanzanden. Deze geul snijdt in de omgeving van Averbode zelfs bijna door 100 m dikke Boomse Klei. De zanden van Diest zijn sterk glauconiethoudend en oxideren naar ijzerzandstenen, die een heuvellandschap vormen in het Hageland en aldaar ook een belangrijke bouwsteen vormden. In het verlengde, volgens de strekking van geul, liggen verijzerde zandstenen op de toppen van de Vlaamse heuvels (Heuvelland). Naar het zuidoosten van Vlaanderen toe, komen we in een ondieper marien milieu met minder tot geen glauconietaanrijking in de zanden, en aanwezigheid van ligniet. Het is in dit stratigrafisch bereik dat meer in het oosten, tussen Aken en Keulen de dikke lignietlagen (Braunkohl) in grote, diepe dagbouw groeves worden uitgebaat. Aan het einde van het Neogeen zijn ook de kwartsrijke zanden van Mol afgezet. De vermindering van het glauconietgehalte en uitbreiding van de kwartszanden duiden op een verontdieping van het afzettingsmilieu naar het einde van het Neogeen toe.

Het Quartair: 2,6 Mj– recent

De verontdieping van het afzettingsmilieu aan het einde van het Neogeen zet zich door in het Quartair. Aan het begin van het Quartair lag daarom enkel het noordelijke deel van de provincie Antwerpen nog deels in een ondiepe zee, het gebied moet met de huidige Waddenzee vergelijkbaar geweest zijn. Er werd zeer fijn zand afgezet, maar ook een kleilaag, de Klei van de Kempen die een belangrijke bron voor de Vlaamse baksteenindustrie vormt.
In Limburg viel er 600 000 jaar geleden een ander type afzetting waar te nemen: sedimentatie door de rivier de Maas met vorming van het maasgrind. Deze met puin beladen rivier bracht het afbraakmateriaal van de Ardennen en Vogezen. Het grindpakket is tot 20 m dik en biedt betere weerstand tegen erosie, zodat het nu als het “Kempisch Plateau” in het reliëf uitsteekt. Het Quartair is gekenmerkt door het voorkomen van ijstijden en tussenijstijden. Tijdens zo’n ijstijd, nu 200 000 jaar geleden, kwamen de ijskappen tot in Amsterdam. Aangezien grote hoeveelheden water vastlagen in de ijskappen, verlaagde de zeespiegel drastisch. Hierdoor schuurden de rivieren diepe valleien uit. Zo ontstond de 10 tot 20 km brede, oostwest georiënteerde Vlaamse Vallei. Op het einde van de ijstijd, 100 000 geleden, smolten de ijskappen en steeg het zeeniveau terug. De zee drong de Vlaamse Vallei binnen tot aan de mondingen van de Dender en Zenne, bijna tot in Mechelen. De Vallei werd langzaamaan opgevuld met zanden en enkele dunne kleilaagjes, met een maximale dikte van 30 m.
Ook de wind speelde een geologische rol. Omwille van de sterk uitgebreide ijskappen heerste in Noord-Europa een permanent gebied van hogedruk. De daaruit resulterende sterke noordwest-winden hadden vrij spel op het tijdens de ijstijden droogliggende kale Noordzeegebied. Zij konden daardoor grote massa’s fijn zand wegblazen en het noorden van Vlaanderen onder metersdikke laag dekzand bedekken. Nog fijnere deeltjes konden nog verder vanuit het noorden naar het zuiden weggeblazen worden. Deze vinden we nu in de zuidelijke delen van Vlaanderen als leem terug. Tot aan het begin van onze tijdrekening had de zee nog vrij spel in de huidige Polderstreek. Het moet er als een waddengebied hebben uitgezien, dat langzaam met zand en klei werd opgevuld. Tot uiteindelijk de mens de zee door middel van dijken de deur wees.

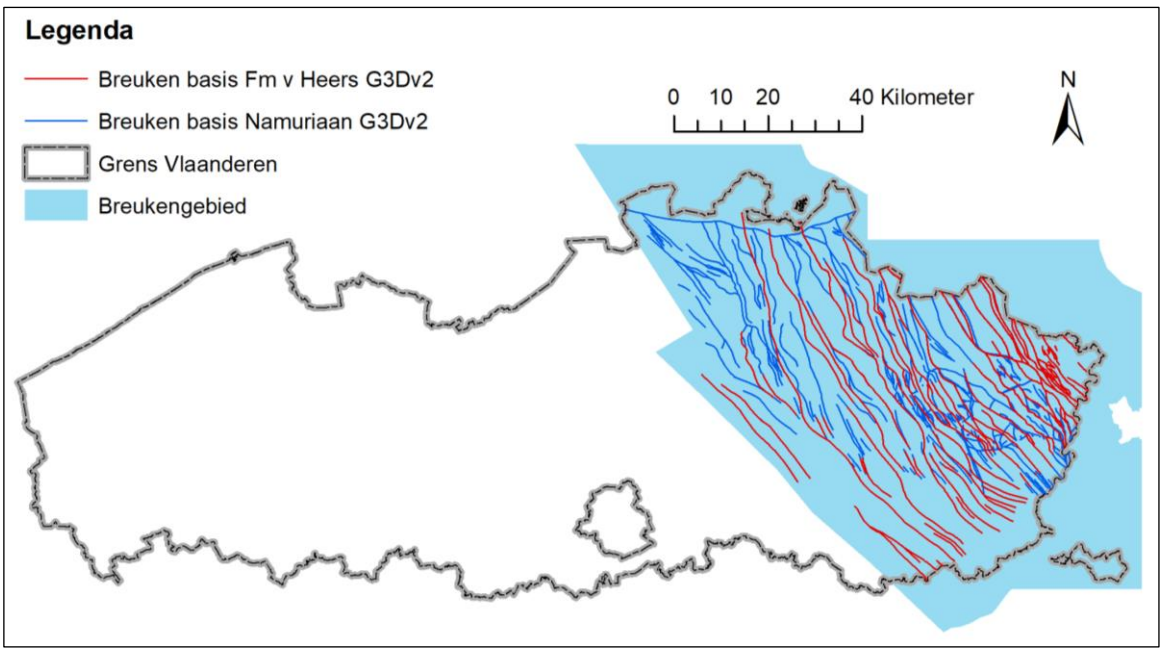
1.7. OPBOUW VAN HET RAPPORT

Na HOOFDSTUK 1 met de inleiding, worden in HOOFDSTUK 2 de werkwijzen toelicht waarmee de modellen werden opgebouwd. Dit hoofdstuk start met een uiteenzetting van de gebruikte data en hoe deze gebruiksklaar werden gemaakt (paragraaf 2.2). Deze data bestaat voor het ondiepe bereik hoofdzakelijk uit boringen en in het oosten van Vlaanderen ook uit seismiek. Voor het diepe bereik bestaat de data hoofdzakelijk uit seismiek, waarvan de interpretaties gebaseerd werden op de beperktere set van beschikbare boringen.
Vervolgens wordt het gebruik van de boringen toegelicht (paragraaf 2.3) alsook de aanpak voor de modelleringen van de westelijke (geen seismiek) en oostelijke (wel seismiek) delen van Vlaanderen (paragrafen 2.4 en 2.5). Tenslotte wordt aangegeven hoe de data uit de deelgebieden met elk hun verschillende methodieken geïntegreerd werden tot consistente finale modellen (paragraaf 2.7).
De uiteindelijke resultaten van deze modelleringen of dus van de G3Dv3- en H3D-modellen worden toegelicht in HOOFDSTUK 3. Daarbij wordt een opsplitsing gemaakt tussen modellen van breukvlakken (paragraaf 3.2) en laagvlakken (paragraaf 3.3). Binnen de bespreking van de modellen van de laagvlakken volgt een verdere onderverdeling tussen geologische (G3Dv3) en hydrogeologische (H3D) eenheden.
Deze resultaten van de G3Dv3- en H3D-modellen kunnen voor tal van toepassingen gebruikt worden. In HOOFDSTUK 4 worden verschillende van deze toepassingen kort opgesomd.
De conclusies en aanbevelingen worden toegelicht in HOOFDSTUK 5, gevolgd door een referentielijst. Hierna volgt ook een opsomming van de bijlagen met daarin aanvullende verduidelijkingen betreffende de gebruikte werkwijzen of resultaten.

HOOFDSTUK 2. WERKWIJZEN

2.1. INLEIDING WERKWIJZEN

Het hoofdstuk werkwijzen omschrijft de voorbereidingen en gebruikte methodieken om tot de finale modelresultaten te komen. De voorbereidingen worden omschreven in het hoofdstuk datavoorbereiding (paragraaf 2.2), waarbij verschillende vormen van data werden verzameld en gebruiksklaar gemaakt voor de vervolgstappen. De eerste stap na de datavoorbereiding is de interpretatie van de verzamelde data. Boringen vormen voor het ondiepe bereik de belangrijkste gegevensbron en hun interpretatie wordt daarom ook in een apart hoofdstuk toegelicht (paragraaf 2.3). In het oosten van Vlaanderen of in het breukengebied (zie Figuur 2-1) werden aanvullend op de boringen, seismische data verzameld waarop zowel lagen als breuken geïnterpreteerd werden (paragraaf 2.4). Voor het diepe bereik vormde deze seismische data de belangrijkste gegevensbron. In diezelfde paragraaf 2.4 wordt ook beschreven hoe vanuit deze interpretaties, de laag- en breukvlakken gemodelleerd werden in het oosten van Vlaanderen. In het westen en centrale gedeelte van Vlaanderen werden de interpretatie van de boringen afgetoetst aan het bestaande G3Dv2-model waarbij de bestaande formatiegrenzen bij te grote afwijkingen aangepast werden en indien mogelijk verder ingedeeld werden in leden (hoofdstuk 2.5).
Finaal dienden de modellen uit de verschillende deelgebieden en -projecten geïntegreerd (hoofdstuk 2.7) en afgewerkt te worden tot de uiteindelijke modellen (hoofdstuk 2.8).



Figuur 2-1. Overzicht van de locatie van wat in dit rapport "het breukgebied" genoemd wordt, of het gebied waar breuken frequent voorkomen in zowel de ondiepe als diepe ondergrond en als zodanig gemodelleerd werden voor het G3Dv2-model. Ter illustratie zijn ook de breukensets aan de basissen van de Formatie van Heers (ondiep) en het Namuriaan (diep) uit het G3Dv2-model weergegeven.

2.2. DATAVOORBEREIDING

2.2.1. INLEIDING

De datavoorbereiding omvat de inventarisatie en het gebruiksklaar maken van data voor de vervolgstappen. In functie van dit project werd geen nieuwe ruwe data gecreëerd. De inventarisatie gebeurde daarom op basis van bestaande, al dan niet confidentiële databanken. De belangrijkste databanken waaruit data verzameld werden, zijn deze van DOV (Databank Ondergrond Vlaanderen) en de BGD (Belgische Geologische Dienst). Verder werd ook nog data verzameld uit confidentiële databanken van FLUXYS, Kempense Steenkool mijnen (KS), NIRAS en VITO. Uit deze databanken werd de beschikbare, bruikbare data geïnventariseerd en (al dan niet via een geheimhoudingsovereenkomst) uitgewisseld voor gebruik.
De geïnventariseerde data uit deze databanken zijn echter in verschillende formaten beschikbaar. Om deze te uniformiseren, werden via - onder andere - dit project, de nodige conversies tussen dataformaten uitgevoerd. Op deze manier kon de data uniform ingelezen worden in de gebruikte software voor verder gebruik.
De inventarisatie van bruikbare en beschikbare data werd uitgevoerd bij de aanvang van de verschillende deeltaken. Er werden voor de verschillende deeltaken echter niet steeds dezelfde soorten data gebruikt. Zo werden enkel voor de deeltaken in het breukengebied seismische data en snelheidsdata geïnventariseerd.
De volgende gegevens werden geïnventariseerd voor verder gebruik:

- Boringen (al dan niet met boorgatmetingen)
- Seismische data
- Ruwe snelheidsgegevens uit de boringen
- Gegevens uit het Mijngebied
- Gravimetrische kaarten
- Bestaande (hydro)geologische modellen (G3Dv2- en HCOV-modellen)
- Literatuur

2.2.2. BORINGEN

Boringen vormen de belangrijkste databron voor de opmaak van de modellen. Daarom werd een grondige inventarisatie uitgevoerd van de beschikbare en bruikbare boringen. Hierbij kan een onderscheid gemaakt worden tussen boringen met en zonder boorgatmetingen.

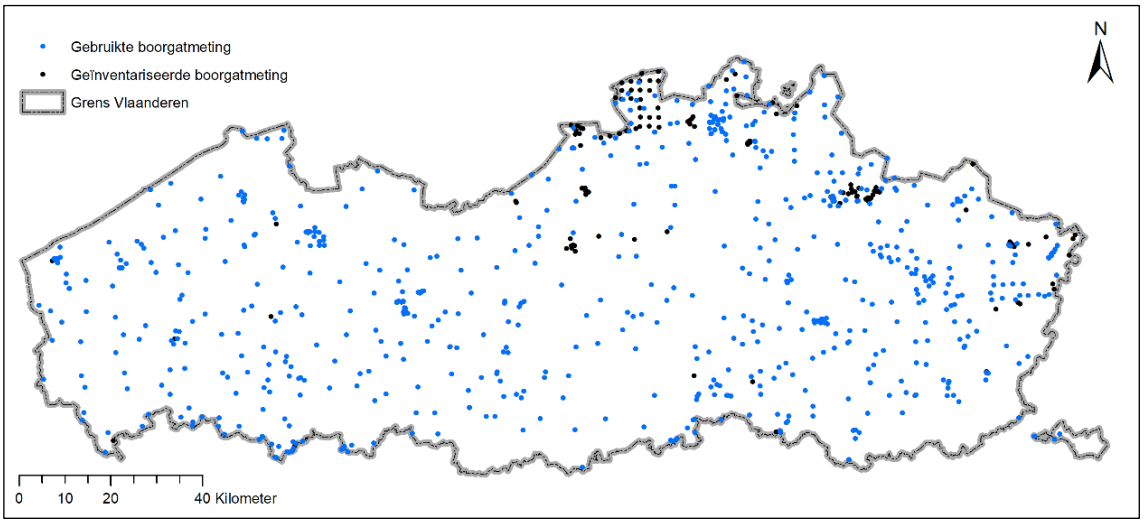
2.2.2.1 BORINGEN MET GEOFYSISCHE BOORGATMETINGEN

Er werd een inventarisatie uitgevoerd van alle boringen met geofysische boorgatmetingen binnen Vlaanderen. Deze data van boorgatmetingen werd ontleend uit allerlei databanken, zoals die van DOV (waaronder een grote hoeveelheid van VMM), BGD, Universiteit Gent, FLUXYS, NIRAS, VITO en de KS. De boorgatmetingen uit de databanken van FLUXYS (in totaal 42) en VITO (slechts twee) werden als vertrouwelijk beschouwd. Dit wil zeggen dat de data gebruikt werd voor interpretaties, maar enkel de locatie getoond zal worden in dit rapport. Figuur 2-2 toont een overzicht van alle boorgatmetingen die geïnventariseerd werden voor de opmaak van het model. Hierbij valt op dat in gebieden met een geconcentreerde exploitatie van de ondergrond - zoals het Mijngebied of de locatie van gasopslag rondom Loenhout - er een grotere beschikbaarheid is van (confidentiële) boorgatmetingen.

Behalve de spreiding, is er ook een sterke variatie in het verticale bereik van de boorgatmetingen. Een deel van de boorgatmetingen heeft slechts een bereik van enkele tientallen meters, terwijl andere tot meerdere 1000-en meters diep gaan. Voor dit project werden enkel boorgatmetingen gebruikt die een bereik van dieper dan 10 m ten opzichte van de boortafel hebben. Verder hebben alle boringen met boorgatmetingen ook niet steeds continue (regelmatige) metingen in het boorgat. Vaak zijn er van bepaalde diepte-intervallen meerdere parameters opgemeten en van andere slechts een beperkt aantal of geen. Voor heel wat diepere (>1000 m) boringen beginnen de boorgatmetingen namelijk niet nabij het maaiveld, maar dieper en/of zijn er voor het ondiepe bereik minder soorten boorgatmetingen dan in het diepe doelbereik. Types boorgatmetingen die minder vaak uitgevoerd werden, zijn in het algemeen minder bruikbaar voor correlaties en interpretaties.

De verzamelde boorgatmetingen hadden bij aanvang van het project echter niet allemaal hetzelfde dataformaat. Sommige data bestond enkel op papier, terwijl andere reeds digitaal beschikbaar was (vaak in Pdf-formaat) en nog andere data reeds in een vectorieel formaat beschikbaar was (zoals LAS-, Excel-, Txt.-, … formaat). Om de boorgatmetingen in een eenduidig formaat te kunnen interpreteren en eenvoudig te kunnen correleren met elkaar, werden alle bruikbare boorgatmetingen die nog niet in een vectorieel formaat beschikbaar waren in een vervolgstap gevectoriseerd. De vectorisatie gebeurde niet enkel, maar wel grotendeels vanuit dit project.

Niet alle boringen met boorgatmetingen die geïnventariseerd werden, werden ook gebruikt. Bepaalde boorgatmetingen werd pas geïnventariseerd of kwamen pas beschikbaar nadat de modellen van deze eenheden reeds opgemaakt werden. Een voorbeeld hiervan zijn de boringen van de Universiteit Gent in het noordwesten van de Provincie Antwerpen (Figuur 2-2).



Figuur 2-2. Overzicht van de locaties van boringen met boorgatmetingen die geïnventariseerd werden voor de opmaak van het model.

2.2.2.2 BORINGEN ZONDER GEOFYSISCHE BOORGATMETINGEN

Naast boringen met geofysische boorgatmetingen, werden er ook boringen zonder boorgatmetingen geïnventariseerd. Deze boringen zijn hoofdzakelijk afkomstig uit het DOV-archief, en kunnen lokaal aangevuld zijn uit het BGD-archief.

Voor de opmaak van het G3Dv2-model was reeds de oefening gemaakt om per formatie, een selectieset van boringen (zowel met als zonder boorgatmetingen) te maken die beschikken over interpretaties van de betreffende formatie. In een eerste stap werd daarbij via een automatische analysefunctie op een handige en snelle manier informatie gezocht in de archieven van DOV. Deze zogenaamde bevragingsmodule werd ingeschakeld om bepaalde woorden te herkennen in de boorbeschrijvingen van DOV en om vervolgens, de daaraan vasthangende, nuttige informatie uit te zuiveren en op te slaan in een tabel. Op deze wijze werden bijvoorbeeld alle boorbeschrijvingen waarin de woordcombinatie “Formatie van Boom” werd vermeld, uitgefilterd. Bovendien werden uit de desbetreffende boorbeschrijvingen ook automatisch volgende kenmerken in een tabel weergegeven:

- Het proefnummer (of DOV-nummer)
- x-, y- en z-coördinaten;
- De positie van de top en basis van de onderzochte formatie (uitgedrukt ten opzichte van het maaiveld, z);
- De dikte van de geanalyseerde formatie;
- De positie van de basis van de formatie (ten opzichte van zeeniveau, TAW);
- De gecodeerde naam van de formaties/leden boven en onder de geanalyseerde formatie;
- De gecodeerde naam van het bovenste en het onderste aangetroffen lid binnenin de onderzochte formatie.

De geëxtraheerde interpretaties werden vervolgens gecontroleerd en eventueel aangepast. Aanvullend werden ook omliggende boringen uit zowel het DOV- als het BGD-archief bekeken als eventuele extra sturing/controle of in gebieden met weinig data.

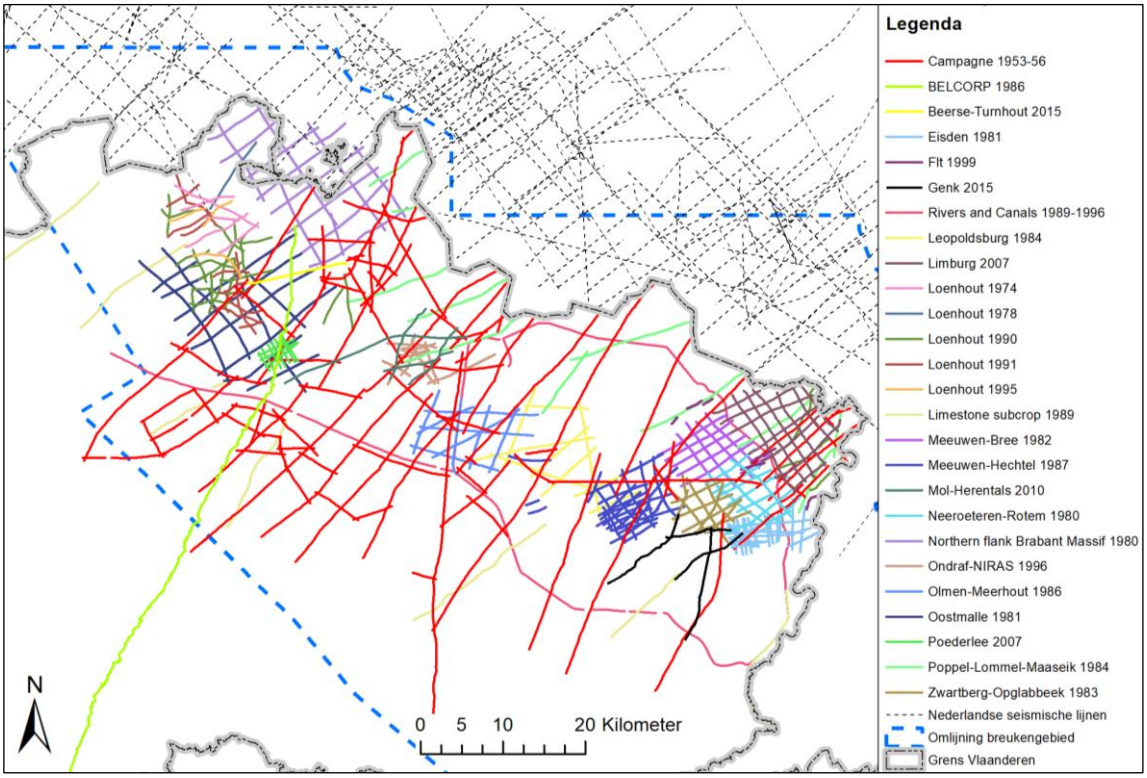
Vanuit deze extractie en controle werd aldus een selectieset van bruikbare boorinterpretaties per formatie bekomen voor het G3Dv2-model. Voor de modellering van formaties voor het huidige model wordt vertrokken vanuit deze bestaande selectiesets, uitgezonderd de boringen met boorgatmetingen (zie paragraaf 2.2.2.1).

Voor de modellering van leden wordt grotendeels gesteund op het gebruik van boringen met boorgatmetingen. Boringen zonder geofysische boorgatmetingen werden slechts geïnventariseerd voor welbepaalde leden die niet enkel op basis van boringen met boorgatmetingen alleen geïnterpreteerd of gemodelleerd konden worden. Voor de inventarisatie van boringen zonder boorgatmetingen van deze leden werd dezelfde procedure gevolgd als voor deze van de formaties voor het G3Dv2-model (zoals hierboven beschreven).

2.2.3. SEISMISCHE DATA

In geologisch complexe gebieden is het gebruik van boringen met of zonder geofysische boorgatmetingen vaak onvoldoende om de betreffende complexiteit in de modellen te kunnen weerspiegelen. Dit is het geval in het oosten van Vlaanderen, waar frequent breuken voorkomen in zowel de ondiepe als diepe ondergrond, hierna het “breukengebied” genoemd. Deze breukvlakken breken de laagvlakken lokaal op en zorgen hierdoor voor een algemeen complexer verloop van de laagvlakken ten opzichte van regio’s waar breuken minder frequent voorkomen in de ondiepe ondergrond (zoals het westen van Vlaanderen). Om deze complexiteit op te vangen werd, aanvullend op boorgegevens, ook seismische data gebruikt bij de interpretatie van laag- en breukvlakken binnen het breukengebied. Binnen het breukengebied is er hoofdzakelijk beschikking over 2D seismische data, terwijl (confidentiële) 3D seismische campagnes slechts lokaal voorkomen. Voor dit project werden dan ook enkel bestaande 2D seismische data gebruikt.

2D seismische data waren beschikbaar uit de (al dan niet confidentiële) databanken van ALBON, BGD, FLUXYS, VITO en NIRAS. Bij aanvang van het project was nog heel wat van deze data enkel onder de vorm van papieren versies beschikbaar. Gedurende het project werd de bruikbare data in een vectorieel formaat (SGY-formaat) beschikbaar gemaakt zodat het ingelezen kon worden in de software GOCAD voor verder gebruik in de interpretatie en modellering van breuk- en laagvlakken. Een overzicht van de gebruikte seismische data is weergegeven in Tabel 2-1 en hun locatie in Figuur 2-3. Hierbij valt op dat er geen evenwichtige verdeling van de seismische bedekking is binnen het breukengebied. In noordoost-Limburg is er bijvoorbeeld een veel grotere bedekking van seismische data dan in het noordwesten van diezelfde provincie. De aanwezigheid van een grotere bedekking door seismische data zal zich algemeen ook vertalen in een groter detail van de resulterende modellen van de breuk- en laagvlakken van deze gebieden, abstractie makende van de kwaliteit van deze seismische data en de aanwezigheid van boringen.



Figuur 2-3. Overzicht van de verschillende seismische campagnes die gebruikt werden voor de opmaak van het model in het breukengebied. Het breukengebied is in blauwe streepjeslijnen omlijnd. Let erop dat er nauwelijks nog seismische bedekking is in het zuiden van het breukengebied. Als aanvulling, werd net over de grens van Vlaanderen ook Nederlandse seismische data gebruikt.

De seismische lijnen hebben lengtes die sterk variëren van enkele 100-en meters tot meerdere tientallen kilometers. Seismische data wordt steeds weergegeven in tijd, met tijddieptes die variëren per seismische campagne van enkele 100-en tot meer dan 4000 milliseconden, afhankelijk van het doel van de seismische campagne. Seismische campagnes die bedoeld zijn voor de studie van het ondiepe bereik hebben een goede resolutie tot enkele 100-en milliseconden, terwijl campagnes voor het diepe (Paleozoïsche) bereik tijddieptes bereiken tot 4 seconden. Tabel 2-1 geeft een overzicht van het bereik (ondiep of diep) waarvoor de verschillende seismische campagnes geschoten werden.

Een campagne die bedoeld is voor het ondiepe bereik, zal voor het diepe bereik meestal een lage kwaliteit tentoonspreiden en omgekeerd. Algemeen neemt de resolutie van de seismische data af met de diepte. Tabel 2-1 geeft aan wat de kwaliteit van de verschillende seismische campagnes is in het ondiepe en diepe bereik.
Seismische campagnes die voor hetzelfde bereik zijn geschoten, kunnen verder ook sterk van kwaliteit (resolutie) verschillen. De kwaliteit van seismische campagnes vermindert algemeen met de toename in ouderdom waarop deze uitgevoerd werd (vanwege steeds verbeterde technieken). De ouderdommen van de verschillende seismische campagnes zit reeds in hun naamgeving verwerkt in Tabel 2-1.

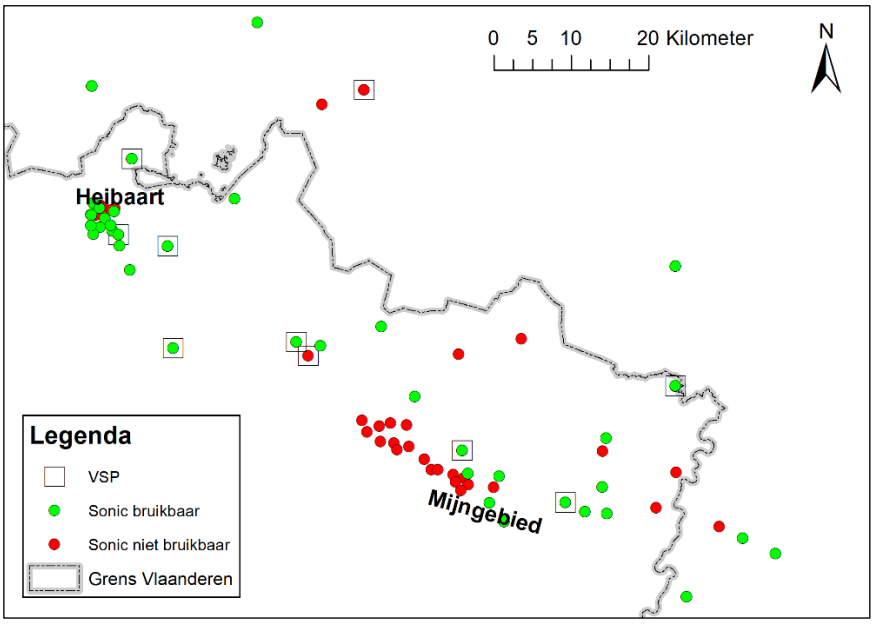
Tabel 2-1.Overzicht van de gebruikte seismische campagnes, beoogd dieptebereik en kwaliteit.

Seismische campagne	Beoogd dieptebereik	Kwaliteit ondiep bereik	Kwaliteit diep bereik
BELCORP 1986	Heel diep (MOHO)	Heel laag	Laag
Beerse-Turnhout 2015	Diep	Matig	Hoog
Eisden 1981	Diep	Heel laag	Laag
Flt 1999	Heel ondiep	Hoog	Heel laag
Genk 2015	Diep	Matig	Hoog
Loenhout 1974	Diep	Laag	Matig
Loenhout 1978	Diep	Laag	Matig
Rivers and Canals 89-96	Ondiep	Hoog	Laag
Campagne 1953 - 1956	Diep	Laag	Laag
Leopoldsburg 1984	Diep	Laag	Matig
Limburg 2007	Diep	Matig	Hoog
Loenhout 1990	Diep	Matig	Hoog
Loenhout 1991	Diep	Matig	Hoog
Loenhout 1995	Diep	Matig	Hoog
Limestone subcrop 1989	Diep	Laag	Laag
Meeuwen - Bree 1982	Diep	Laag	Matig
Meeuwen - Hechtel 1987	Diep	Laag	Matig
Ondraf-NIRAS 1996	Ondiep	Hoog	Laag
Mol-Herentals 2010	Diep	Laag	Hoog
Neeroeteren - Rotem 1980 - 1981	Diep	Laag	Matig
Northern flank Brabant Massif 1980	Diep	Matig	Matig
Olmen - Meerhout 1986	Diep	Laag	Matig
Oostmalle 1981	Diep	Matig	Matig
Poppel - Lommel - Maaseik 1984	Ondiep	Hoog	Laag
Poederlee 2007	Diep	Matig	Hoog
Rijkevorsel 1991	Diep	Matig	Hoog
Zwartberg - Opglabbeek 1983	Diep	Laag	Matig

2.2.4. SNELHEIDSDATA

Seismische data is weergegeven in tijd, terwijl boringen en de meeste geologische modellen in diepte worden weergegeven. Om een koppeling te maken tussen seismische data en boringen/modellen, dient er dus een omzetting van het dieptedomein naar het tijdsdomein plaats te vinden.

De omzetting van tijd naar diepte en andersom gebeurt op basis van snelheidsdata. Ruwe snelheidsdata is beschikbaar onder de vorm van akoestische logs (sonic logs) en *well shoots* (veelal VSP's) in boringen. Voor dit project werden in het oosten van Vlaanderen alle beschikbare snelheidsdata uit akoestische logs en *well shoots* verzameld (voor overzicht zie Figuur 2-4). De snelheidsdata werd verzameld uit de publieke databanken van DOV en de BGD, en de confidentiële databanken van KS, FLUXYS, NIRAS en VITO. Enkele snelheidsdata uit Nederlandse boringen (nabij de grens met Vlaanderen) werden ook verzameld uit de databank NLOG (zie Figuur 2-4).
Een groot deel van deze data werden eerder geïnventariseerd, verzameld en gevectoriseerd voor het onderzoek van Boons (2014). Net zoals de overige boorgatmetingen, werden ook de akoestische logs die nog niet vectorieel beschikbaar waren voor dit project gevectoriseerd. Zodoende konden ze worden gebruikt voor berekening van snelheden en afgeleide tijd-dieptekoppels, alsook voor de aanmaak van synthetische seismogrammen (zie paragraaf 2.4.5.1).
Omwille van het grote belang van de snelheidsdata bij latere interpretatie en modellering, werd er een grondige kwaliteitscontrole van de beschikbare snelheidsdata uitgevoerd. Deze controle werd uitgevoerd door de intervalsnelheden van éénzelfde pakket volgens de sonic logs van de verschillende boringen uit te zetten tegenover de diepte of - indien beschikbaar - tegenover diezelfde snelheden volgens de *well shoots*. Boringen met opvallend hoge of lage intervalsnelheden ten opzichte van de te verwachten snelheid op basis van de omliggende boringen of ten opzichte van *well shoots* (afwijkingen > 10%) werden verder bekeken. Snelheidsdata die uit deze controle onrealistisch bleek te zijn, werd dan ook niet meegenomen bij de verdere stappen. Opvallend bleek daarbij een groot aantal snelheidsdata uit het Mijngebied (KS-archief) onbruikbaar te zijn (van 18 boringen; zie Figuur 2-4).



Figuur 2-4. Overzicht van de locaties van alle boorgatmetingen met geïnventariseerde snelheidsdata (ook referentieboringen genaamd, zie verder). Let op de hogere densiteit aan snelheidsdata in de regio Heibaart en ten noorden van het Mijngebied in functie van lokale exploitatie van de diepe ondergrond.

2.2.5. G3Dv2-MODEL

Dit betreft het eerste aaneensluitend 3D geologisch model dat de belangrijkste lithostratigrafische grensvlakken uit de Vlaamse ondergrond weergeeft (zie Matthijs et al., 2013). Het onderste gemodelleerde vlak wordt gevormd door de top van het Cambrium-Ordovicium-Siluur (dit zijn de vroeg-Paleozoïsche gesteenten van het Massief van Brabant), terwijl het bovenste gemodelleerd vlak, genaamd DEM-VLAKO, de natuurlijke topografie, of het maaiveld vormt, dat het reliëf aan het oppervlak van de aarde met zo weinig mogelijk menselijke ingrepen, weergeeft. Daartussenin werden ook de belangrijkste vlakken (van boven naar onder) van afzettingen van Quartaire, Neogene, Paleogene, Krijt, Jura, Trias, Perm, Carboon en Devoon ouderdommen gemodelleerd. De modellering werd uitgevoerd op basis van de alfanumerieke en geologische kaarten beschikbaar in DOV, de Databank Ondergrond Vlaanderen (https://dov.vlaanderen.be), aangevuld met data uit verschillende andere archieven, zoals de databanken van de Belgische Geologische Dienst en VITO. Ook andere beschikbare wetenschappelijke kennis werd in het model meegenomen, zoals inzichten uit talrijke wetenschappelijke artikels die over deze geologische afzettingen gedurende de voorbije twee eeuwen geschreven werden.

Voor deze studie diende het G3Dv2-model als basis of kapstok voor de modellering van eenheden van laat-Mesozoïsche en Cenozoïsche ouderdom in het westelijke en centrale gedeelte van Vlaanderen, of buiten het breukengebied (voor locatie breukengebied, zie Figuur 2-1). Het G3Dv2-model werd daarbij overgenomen, lokaal aangepast aan nieuwe inzichten en verder met (hydro)geologische eenheden of leden opgevuld (zie paragaaf 2.5). Binnen het breukengebied werd het G3Dv2-model niet overgenomen, maar werd er een nieuwe model (met onder andere incorporatie van de H3O-projecten) gecreëerd. Voor de eenheden van laat-Paleozoïsche en vroeg-Mesozoïsche ouderdom, die hoofdzakelijk voorkomen binnen het breukengebied, werd er een volledig nieuw model aangemaakt.

2.2.6. HCOV-MODEL

Dit betreft het eerste aaneensluitend 3D hydrogeologisch model dat de belangrijkste hydrostratigrafische grensvlakken uit de Vlaamse en aangrenzende ondergrond weergeeft. Het oorspronkelijke model werd opgesteld door Meyus et al. (2005). Hieraan werden aanpassingen gedaan door Vancampenhout et al. (2007). Deze vlakken werden opgesteld conform de eerste volledige en eenduidige hydrogeologische codering van de ondergrond van Vlaanderen, genaamd de HCOV-codering (Meyus et al., 2000a; Meyus et al., 2000b). De kartering van het HCOV-model vond hoofdzakelijk plaats op basis van boorgegevens. Omdat water niet stopt met stromen aan de administratieve grenzen, is het studiegebied groter dan Vlaanderen, en omvat het delen van Wallonië, Nederland en Frankrijk en het Brussels Hoofdstedelijk Gewest.

Voor deze studie werden de resultaten uit de HCOV-karteringen voor bepaalde regio's en diepte-intervallen overgenomen en aangepast of geïntegreerd in het huidige model. Dit is enerzijds het geval buiten de grenzen van Vlaanderen (zie paragaaf 2.6.6) en anderzijds voor de modellering van de indeling van de eenheden van Quartaire ouderdom binnen Vlaanderen (zie paragaaf 3.3.2).

2.2.7. GEGEVENS UIT HET MIJNGEBIED

In het centrale deel van de Provincie Limburg, in dit rapport ook het "Mijngebied" genoemd, werd er in de 20ste eeuw volop steenkool ontgonnen uit de lagen van laat-Paleozoïsche (boven-Carboon) ouderdom. Daarbij werden kaarten gemaakt of metingen gedaan van de mijngangen en -panelen, de ontgonnen steenkoollagen erin en de breuken die ze onderbreken.

Deze kaarten en metingen bieden aldus 3-dimensionele informatie over de dieptes van breuk- en laagvlakken in het ontgonnen gebied, en deze werden aldus geïnventariseerd voor gebruik in de sturing van de interpretaties en modelleringen van de lokale breuk- en laagvlakken (zie paragraaf 2.4.3.2).

2.2.8. TOPOGRAFISCHE INFORMATIE

Als topvlak van de modellen werden voor dit project de digitale hoogtemodellen versies 1 en 2 gebruikt (DHMV I en II, www.agiv.be; zie paragrafen 3.4.3.1 en 3.4.3.2). Versie 1 werd initieel gebruikt en na publicatie ervan werd bij de modelleringen versie 2 gebruikt.
De topografie wordt grotendeels bepaald door het type en de vervorming van de ondergrond. Zo kan uit de topografie bijvoorbeeld de aanwezigheid van breuklijnen afgeleid worden, ofwel door een recente spronghoogte op deze breuk, differentiële compactie of verschillende soorten lithologie (en dus erosiegevoeligheid) aan weerszijden van het breukvlak. In veel gebieden zal door de sterke menselijke ingreep op het landschap echter nog weinig van de breukwerking zichtbaar zijn. De Roerdalslenk en de directe omgeving ervan is een tektonisch actieve regio binnen Vlaanderen met grote en/of recente breuksprongen en vertoont daarom lokaal alsnog sporen van breukwerking in de topografie. Een voorbeeld hiervan is de Bree Steilrand, waar een sterke reliëfsprong plaatsvindt over de Breuk van Neeroeteren tussen het Kempisch Plateau en de Roerdalslenk. Om breuken aan het maaiveld te bepalen, werden voor dit project de digitale hoogtemodellen versies 1 en 2 gebruikt (DHMV I en II, www.agiv.be). Bij de Afdeling Seismologie van de Koninklijke Sterrewacht van België had men op basis van de geomorfologie reeds mogelijke breuklijnen geïdentificeerd. Deze breuklijnen werden ook meegenomen voor het bepalen van enkele breukentrajecten in H3O-De Roerdalslenk en erbuiten.

2.2.9. GRAVIMETRISCHE GEGEVENS

De zwaartekracht is niet overal even groot ten gevolge van enerzijds regelmatige afwijkingen (bijvoorbeeld door afplatting van de aarde of topografie) en anderzijds onregelmatige afwijkingen. Zo kan op lokale schaal een kleine afwijking voorkomen ten gevolge van bijvoorbeeld een laterale verandering in lithologie (densere gesteenten naast minder dense gesteenten), wat te wijten kan zijn aan een breuk in de ondergrond. Hierdoor kunnen gravimetrische gegevens gebruikt worden om breuken in kaart te brengen.
Voor deze studie werd ook gebruik gemaakt van gravimetrische data van Vlaanderen, die samen met een lineament-interpretatie (Debacker, ongepubliceerde data) ter beschikking gesteld werden door het Vlaams Planbureau voor Omgeving. Deze data resulteren uit project VLA04-3.1. In het kader van project VLA04-3.1 voerde de Britse Geologische Dienst (BGS) in 2004 in opdracht van de Vlaamse Overheid een herinterpretatie uit van de zwaartekrachtanomalieën van het Massief van Brabant. Hiertoe gebruikte de BGS Belgische zwaartekrachtdata die ze herwerkten voor de productie van een nieuwe Bouguer zwaartekrachtkaart van Vlaanderen en vervolgens filterden voor interpretatiedoeleinden. Ter constructie van de nieuwe Bouguer zwaartekrachtkaart voor VLA04-3.1 maakte de BGS gebruik van een variabele densiteit voor de Bouguer reductie, een techniek die recentelijk ook toegepast werd door Everaerts & De Vos (2012) op schaal van België. Sinds project VLA04-3.1 zijn er (tot 2017) geen nieuwe graviteitsdata in Vlaanderen bijgekomen en de Bouguer zwaartekrachtkaart en de filters ervan kunnen dan ook beschouwd worden als de best beschikbare dataset voor Vlaanderen.

De filters van de Bouguer gravimetrie beschikbaar in VLA04_3.1, en geproduceerd door de BGS, zijn weergegeven in Tabel 2-2.

Tabel 2-2. Gebruikte filters van de Bouguer gravimetrie beschikbaar in VLA04_3.1, en geproduceerd door de BGS.

Filter	Omschrijving
as	Analytisch signaal:
hg	Horizontale gradiënt
Res1k	Residuele zwaartekracht na substractie van anomalieën 1km naar boven doorgetrokken (1km upward continuation)
Res5k	Residuele zwaartekracht na substractie van anomalieën 5km naar boven doorgetrokken (5km upward continuation)
U100_1d	1e verticale afgeleide
U500_2d	2e verticale afgeleide

2.2.10. LITERATUURGEGEVENS

Via de literatuur werd heel wat (hydro)geologische kennis van de Vlaamse ondergrond verspreid. Voor deze studie werd deze kennis in acht genomen en afgetoetst aan de nieuwe inzichten en data. Publicaties waarnaar verwezen wordt, zijn in het hoofdstuk “Referenties” van dit rapport weergegeven.

2.3. WERKWIJZE INTERPRETATIE BORINGEN

2.3.1. INLEIDING

Het eindresultaat van dit project, met name een 3D-model van de Vlaamse ondergrond, steunt overwegend op interpretaties van boorgegevens. In alle deelgebieden dienen interpretaties van boorgegevens namelijk als leidraad voor de modellering van laagvlakken. Anderzijds vormen de modellen ook een controle op de validiteit van de boorinterpretaties. Zodoende worden de boorinterpretaties en modellen in een iteratief proces aangepast tot het bekomen van het eindresultaat.
Er zijn verschillende types van boorgegevens. Daarbij kan op basis van het vertrouwen in de interpretatie een onderscheid gemaakt worden tussen boringen met of zonder geofysische boorgatmetingen. In de paragrafen hieronder wordt toegelicht waarom dit onderscheid wordt gemaakt, en hoe de interpretatie in beide gevallen tot stand komt.

2.3.2. WERKWIJZE INTERPRETATIE BORINGEN MET GEOFYSISCHE BOORGATMETING

Boringen met geofysische boorgatmetingen waren sturend voor de modellering van eenheden voor het huidige model omwille van volgende redenen:
- Boringen met boorgatmetingen hebben een grotere betrouwbaarheid dan boringen zonder boorgatmetingen. De interpretaties die zijn gestoeld op boorgatmetingen verkrijgen deze meerwaarde ten opzichte van andere interpretaties omdat de eigenschappen van de boorputten, eenmaal de geofysische meting geplot, beter en nauwkeuriger met elkaar zijn te vergelijken dan bij gewone lithologische beschrijvingen. Gewone lithologische beschrijvingen laten vaak de interpretatie van sommige, maar niet alle opeenvolgende stratigrafische grenzen in een boring toe, waardoor ze moeilijker consistent te gebruiken zijn in het model.

Hun informatie omtrent het dikteverloop van eenheden is daarom beduidend minder gedetailleerd dan in boringen met boorgatmeting. Vermits het dikteverloop van bepaalde eenheden sturend is in hun verdere modellering (zie paragraaf 2.4.6.2), valt het gebruik van boringen met boorgatmetingen hiervoor te verkiezen boven boringen zonder boorgatmeting.
- Omdat er gewerkt wordt met meetinstrumenten, is er bij boorgatmetingen minder afhankelijkheid van de persoonlijke interpretatie van de persoon die de lithologie beschrijft. Kwalitatief gezien zijn de gemeten signalen tussen verschillende boringen eenduidiger te vergelijken dan de relatief gezien "subjectieve" boorbeschrijvingen. Hierdoor worden interpretatieproblemen zoals die bijvoorbeeld voorkomen bij het beschrijven van kleiig zand of zandige klei vermeden. Afhankelijk van de auteur zal immers in bovenstaand geval de op de lithologie gebaseerde interpretatie verschillen, terwijl bij een boorgatmeting de interpretatie veel minder persoonsgebonden zal zijn. De grenzen tussen de formaties zijn bijgevolg dan ook waarheidsgetrouwer aan te duiden.
- Er is goede spreiding van boringen met boorgatmetingen binnen Vlaanderen (zie Figuur 2-2), zowel lateraal als verticaal. De geselecteerde boringen met boorgatmetingen bereiken allemaal een grotere (> 10 m) diepte, en snijden daarom meestal meer dan één, en vaak vele geologische eenheden, wat belangrijk is voor de onderlinge consistentie van hun interpretaties.

Zoals bij de data-inventarisatie (paragraaf 2.2.1) al werd toegelicht, werd er een inventarisatie gemaakt van alle beschikbare en bruikbare boorgatmetingen binnen Vlaanderen. Deze inventarisatie werd gebruikt als bron voor de interpretatie van de boringen met boorgatmetingen. Bij de interpretatie van individuele boorgatmetingen werd gebruik gemaakt van de verschillende dataformaten uit de data-inventarisatie (zie paragraaf 2.2.1), uiteenlopende van papieren plots, scans, Excel-files, … tot de ingevoegde LAS-files in de software GOCAD. Interpretaties die eenduidig waren, zoals bij formaties met heel duidelijke en lateraal goed vervolgbare grenzen, konden gebeuren op papieren plots, scans en Excel-files. Deze laatste formaten zijn namelijk eenvoudig om snel te gebruiken zonder de behoefte aan correlaties met omliggende boringen. Indien interpretaties echter niet eenduidig waren, en correlaties nodig waren met omliggende boringen om grenzen goed te interpreteren of vast te leggen, werd gebruik gemaakt van correlatiepanelen binnen GOCAD. Vanwege de lange tijdsduur van de inventarisatie en dus vectorisatie van boorgatmetingen, kon echter niet voor alle eenheden uitvoerig gebruik worden gemaakt van correlatiepanelen binnen GOCAD. In deze gevallen werden scans van boorgatmetingen geplakt en geschaald binnen Autocad om hen daarin te kunnen correleren.

Er werd getracht om alle te-modelleren eenheden (zowel formaties als leden), exclusief deze in het niet-tabulaire Quartair, op de bruikbare boorgatmetingen te interpreteren. De eenheden van het niet-tabulaire Quartair zijn namelijk vaak te ondiep (buiten het bereik van de boorgatmetingen) gelegen en soms te heterogeen om eenduidig via boorgatmetingen te kunnen interpreteren. Door interpretatie van alle eenheden op de boorgatmeting(en) kan er een consistente interpretatie van het gehele verticale bereik (exclusief het niet-tabulaire Quartair) van de boringen worden uitgevoerd. Voor deze interpretatie werden er eerst correlaties uitgevoerd met boorgatmetingen nabij of op de locatie van de stratotypes van de betreffende eenheden, alsook gekernde boringen of boringen waarvoor korrelgrootte en/of biostratigrafische informatie beschikbaar is. Deze boringen dienden als leidraad voor de interpretatie van omliggende boringen met boorgatmetingen. Bij de interpretatie van boringen met boorgatmeting werd ook zoveel als mogelijk rekening gehouden met de interpretaties van andere auteurs, met ook speciale aandacht voor deze uit het G3Dv2-model. Door de interpretatie van boorgatmetingen in verschillende boringen werd aldus een goed en betrouwbaar beeld verkregen over het diepte- en dikteverloop van de betreffende eenheden erin. Deze kennis van het diepte- en dikteverloop voor de eenheden werd dan ook meegenomen tijdens de modellering van de betreffende eenheden (zie paragrafen 2.4 en 2.5).

2.3.3. INTERPRETATIE BORINGEN ZONDER GEOFYSISCHE BOORGATMETING

Naast boringen met geofysische boorgatmetingen, werden voor de modellering van bepaalde (maar niet alle) eenheden ook interpretaties van boringen zonder boorgatmeting gebruikt. Net zoals bij boringen met geofysische boorgatmetingen, kunnen deze interpretaties reeds bestaan (in de archieven van DOV/BGD of uit het G3Dv2-model) of voor het huidige model nieuw zijn (herinterpretaties). Zoals in paragraaf 2.2.2 wordt toegelicht, werden deze bestaande interpretaties 1) verzameld uit het G3Dv2-model voor de formaties en indien nodig 2) rechtstreeks uit de DOV/BGD-databanken gehaald voor de leden. Een belangrijk verschil met de interpretaties van boringen met geofysische boorgatmetingen, is dat de interpretaties van boringen zonder boorgatmetingen niet over hun gehele verticale bereik werden verzameld. Enkel wanneer een interpretatie van een bepaalde eenheid aanwezig was in de database, geloofwaardig werd geacht en een meerwaarde vormde voor de modellering, werden boorinterpretaties gebruikt. Zo kan één boring vijf formaties doorboren, maar is het bijvoorbeeld mogelijk dat deze boring slechts gebruikt is voor de modellering van twee van deze formaties in het huidige model. Dit kan als reden hebben dat er slechts twee formaties duidelijk geïdentificeerd konden worden in deze boring (en de drie andere niet). Anderzijds zijn er ook nog andere redenen waarom interpretaties van boringen zonder boorgatmetingen al dan niet gebruikt werden voor de verdere modellering:

- Kwaliteit van de boring: Bepaalde boringen, zoals gekernde boringen, werden - net zoals boringen met boorgatmetingen - als prioritair behandeld. Spoelboringen daarentegen hebben vaak minder betrouwbare of exacte boorbeschrijvingen en -interpretaties en werden daarom minder strikt gevolgd als leidend bij de modellering.
- De nabijheid van boringen met boorgatmetingen: Indien een boring zonder boorgatmeting binnen een straal van enkele 100-en m van een boring met boorgatmeting gelegen was (zonder dat er aanwijzingen waren voor een breuk tussen beide), kreeg de interpretatie uit de boring met boorgatmeting prioriteit boven de andere. Op grotere afstand van de boorgatmeting kon de interpretatie van de boring zonder boorgatmeting wel nog meegenomen worden.
- De dekkingsgraad van de regio door boringen met boorgatmetingen: In regio's waar weinig boringen met boorgatmetingen aanwezig zijn of waarin deze onvoldoende aanwezig zijn om de complexiteit te bevatten (bijvoorbeeld bij de aanwezigheid van breuken), werden boringen zonder boorgatmetingen zoveel als mogelijk meegenomen. Voor bepaalde eenheden was het aantal beschikbare boorgatmetingen in het voorkomensgebied zo klein, dat ze hoofdzakelijk op basis van boringen zonder boorgatmetingen gemodelleerd werden. Voorbeelden hiervan zijn het Lid van Kerkom van de Formatie van Borgloon of het Lid van Edegem van de Formatie van Berchem (zie paragraaf 3.3).
- De complexiteit van de afzettingen: Bepaalde afzettingen (bijvoorbeeld diegene met uniforme of gradueel veranderende diktes) zijn eenvoudig te modelleren op basis van enkel boringen met boorgatmetingen, terwijl anderen hiervoor te complex zijn. Bepaalde disconformiteiten werden zo op basis van boringen met en zonder boorgatmetingen gemodelleerd, terwijl de daarop conform liggende eenheden enkel op basis van boringen met boorgatmetingen gemodelleerd werden. Zo werd de basis van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern gemodelleerd op basis van boringen met en zonder boorgatmetingen, en enkele van de daarboven liggende eenheden op basis van enkel boringen met boorgatmetingen (zie paragraaf 3.3).

In vergelijking met boringen met geofysische boorgatmetingen, wordt er voor boringen zonder geofysische boorgatmetingen sterker uitgegaan van bestaande interpretaties. Slechts een beperkt aantal bestaande interpretaties van boringen - uit het G3Dv2-model voor de formaties en uit de DOV/BGD-archieven voor de leden - werden voor het huidige model aangepast. Naast herinterpretaties werden er ook bestaande boorinterpretaties weggelaten uit de selectiesets van de huidige modellering omdat ze als onjuist of onvoldoende nauwkeurig werden beschouwd.

2.4. WERKWIJZE INTERPRETATIE EN MODELLERING IN BREUKENGEBIED

2.4.1. INLEIDING

In het oosten van Vlaanderen, in dit rapport ook breukengebied genoemd (zie Figuur 2-1), wordt het gehele verticale bereik, van het Paleozoïcum tot in het Quartair, lokaal doorsneden door breuken. De aanwezigheid van breuken vormt een extra complexiteit in het opmaken van modellen van de ondergrond. Breuken breken de laagvlakken namelijk op en zorgen zo voor een onregelmatig verloop ervan. Het karteren van breukvlakken is om die reden essentieel voor het opmaken van een laagvlakkenmodel in het oosten van Vlaanderen.
Om de breuk- en laagvlakken en hun contacten te kunnen interpreteren en modelleren, is het gebruik van boringen alleen vaak onvoldoende en wordt daarom veelal ook gebruik gemaakt van seismische data. In het breukengebied is er beschikking over heel wat 2D seismische data (zie Figuur 2-3) die aldus gebruikt kon worden als extra bron van informatie over de aanwezigheid en de ligging van breuken in de ondergrond. Langenaeker (2000) was de eerste die de destijds beschikbare seismische dataset gebruikte om een regionaal breukenmodel te maken voor het Paleozoïcum. Voor het G3Dv2-model werd dit breukenmodel overgenomen voor het Paleozoïsche bereik en uitgebreid naar het bovenliggende bereik. Indien er daarbij indicaties waren om de Paleozoïsche breuken uit het model van Langenaeker (2000) door te trekken in het bovenliggende bereik, werd dit gedaan, anders niet. Deze indicaties waren echter hoofdzakelijk gebaseerd op boringen, wat een onzekerheid met zich meebrengt afhankelijk van de bedekking door en kwaliteit van deze boringen. Verder is er sinds de publicatie van Langenaeker (2000) nog extra seismische data bijgekomen die gebruikt kan worden voor een verdere verbetering van diens breukenmodel. Daarom werd er binnen dit project een nieuw 3D breukvlakkenmodel opgemaakt dat loopt van het onder-Carboon tot aan het maaiveld op basis van hoofdzakelijk een geüpdatete seismische dataset.

Het gebruik van seismische data benodigde het gebruik van een specifieke software. Hierbij werd gekozen voor SKUA-GOCAD-software (zie paragraaf 2.4.2). Na het inladen van de boringen en seismische data in GOCAD, diende deze laatste nog in de juiste polariteit en referentiehoogtes geplaatst te worden om er optimaal gebruik van te kunnen maken (zie paragraaf 2.4.3). Hierna werd gestart met de interpretatie en modellering van breuken (zie paragraaf 2.4.4) en horizons (zie paragraaf 2.4.5) in tijd op de seismische lijnen. Breuken met een te kleine sprong of horizons die enkel diende ter ondersteuning van de modellering van andere horizons, werden niet zelf tot breuk- en laagvlakken gemodelleerd.
Vervolgens werden de breuk- en laagvlakken via snelheidsmodellen omgezet naar diepte (zie paragraaf 2.4.6). Tenslotte werden de bekomen modellen in diepte nog verder onderverdeeld of aangevuld met gegevens van buiten het seismisch bedekte deel van het breukengebied (zie paragraaf 2.4.7).

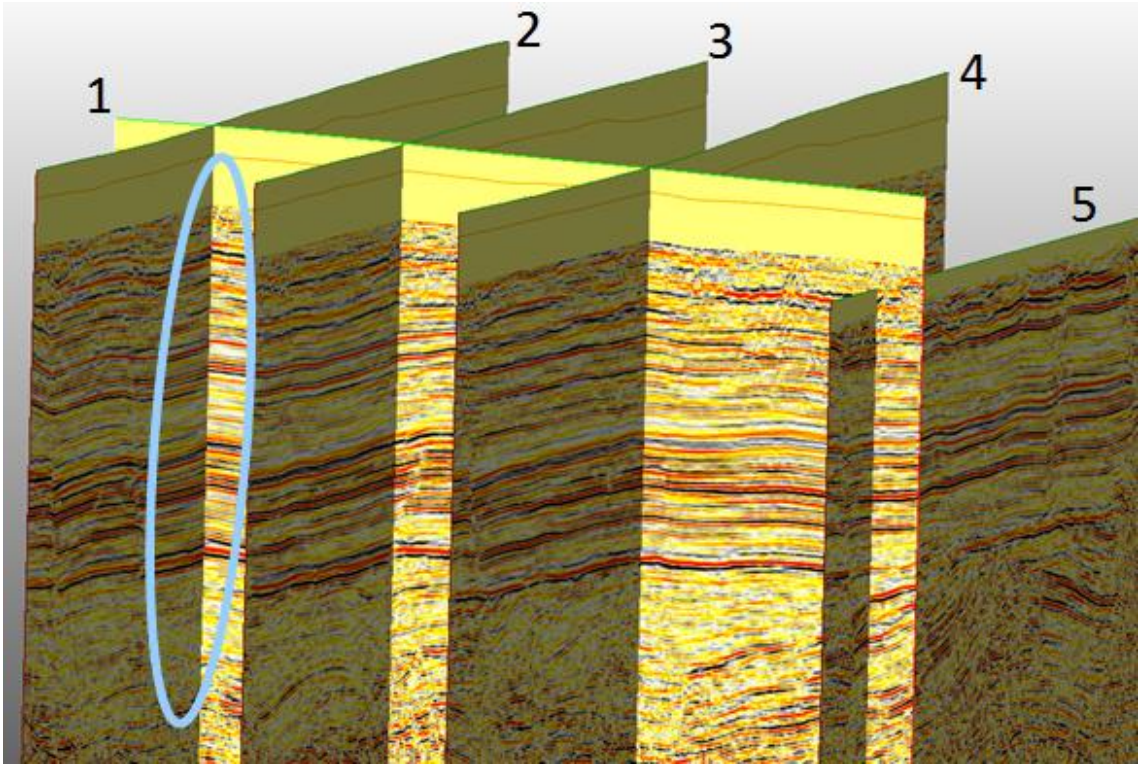
2.4.2. KEUZE SOFTWARE

Voor het gebruik van deze seismische data, met name het correct inladen, interpreteren en verder gebruik in de modellering, wordt veelal gesteund op specifiek daarvoor ontworpen softwarepakketten. Voor de opmaak van het gedeelte van het G3Dv2-model dat in de Roerdalslenk gelegen is, werd reeds gebruik gemaakt van de specifieke seismische software WinPICS. In deze software werd de seismische data ingeladen, synthetische seismogrammen aangemaakt en vervolgens de breuklijnen en horizons erop geïnterpreteerd. WinPICS liet echter niet toe om de laag-breukcontacten coherent te modelleren. Om dit alsnog uit te kunnen voeren, werd er geopteerd om een nieuw softwarepakket aan te schaffen in het begin van het project.

Na enkele tests en vergelijkingen tussen verschillende mogelijke softwarepakketten, werd voor het softwarepakket SKUA-GOCAD gekozen. Binnen deze software werden heel wat stappen om tot de finale modellen te komen, geïntegreerd uitgevoerd. Het voordeel hiervan is dat er dynamisch gewerkt kan worden, of dat er in een bepaald stadium van de modellering vlot teruggegrepen kan worden naar één van de vorige stappen in het proces, zonder daarbij een omslachtig proces (doorheen verschillende types van software en dataformaten) te moeten volgen. Op deze manier kan het model door iteratieve aanpassingen op een efficiënte manier geoptimaliseerd worden.

2.4.3. DATAVOORBEREIDING

Voor de interpretatie en modellering van laag-en breukvlakken in het breukengebied werd grotendeels gesteund op boorgegevens en seismische data. Boorgegevens en seismische data (SGY-bestanden) werden ingeladen in GOCAD. Omwille van onzekerheden over de referentiehoogte (0-niveau) en polariteit (voorstelling van impedantiecontrasten) is de seismische data na het inladen echter nog niet volledig bruikbaar voor verdere interpretatie. De referentiehoogte en polariteit staan meestal op de papieren versies van de seismische lijnen of in de SGY-bestanden zelf. Slechts bij een beperkt aantal seismische campagnes zijn de referentiehoogte en/of polariteit onbekend. Seismische campagnes met onbekende polariteit en/of referentiehoogte werden in GOCAD alsnog een bepaalde polariteit en referentiehoogte gegeven op basis van omliggende/snijdende campagnes met gekende polariteit en referentiehoogte. Bij aansluiting van seismische campagnes met gekende polariteit blijkt echter dat deze niet altijd correct/consistent zijn. In geval van twijfel waren seismische campagnes met de meest betrouwbare polariteit leidend.
Verder blijkt er tussen seismische lijnen met gekende referentiehoogte (veelal 0 m TAW), ook vaak een verschil te zijn tussen dieptes van overeenstemmende reflectoren, zowel tussen seismische campagnes als binnen eenzelfde seismische campagne (zie Figuur 2-5). Dit zijn vaak gevolgen van de processing van de seismische data, en zijn daarom artificieel. Het is onwenselijk dat deze artefacten meegenomen worden omdat ze 1) artificiële diepteveranderingen kunnen veroorzaken in de laag- en breukvlakken en 2) het ook moeilijker is om horizons op verschillende seismische lijnen te interpreteren als de overeenstemmende reflectoren niet goed aansluiten op elkaar. Om deze artefacten te verwijderen, worden de hoogtes van minder betrouwbare lijnen opgehangen aan meer betrouwbare lijnen via visuele controles.



Figuur 2-5. Aansluiting tussen snijdende seismische lijnen binnen eenzelfde campagne (lijnnummers 1 tot en met 4) en tussen verschillende campagnes (lijn 1 met lijn 5) vanuit bovenaanzicht. De seismische lijnen 1 tot 4 beginnen heel wat hoger (ondieper) dan seismische lijn 5 en om ze aan te laten sluiten dient er dus voor de nodige verticale verschuivingen gezorgd te worden. De aansluiting tussen lijnen 1 en 2 blijft moeilijk (zie cirkel) ondanks dat ze tot dezelfde campagne behoren.

De betrouwbaarheid van de referentiehoogte van de seismische lijnen is echter niet altijd goed in te schatten. Als extra controle werd hiervoor een vergelijking gemaakt tussen overeenstemmende seismische pakketten op enerzijds de seismische lijnen en anderzijds metingen uit *well shoots* in boringen nabij de betreffende seismische lijnen. *Well shoots* hebben namelijk een betrouwbare referentiehoogte (veelal maaiveld) en tonen de seismische pakketten op realistische tijddieptes. Dezelfde seismische pakketten op een nabijgelegen seismische lijn kunnen dan naar dezelfde tijddiepte verschoven worden als in de *well shoots*. De gecontroleerde seismische lijn kan dan vervolgens dienen als referentieniveau voor het aansluiten van omliggende seismische lijnen. Dit proces van verticaal schuiven van lijnen ten opzichte van elkaar is niet altijd eenduidig, vermits lijnen met verschillende resoluties vaak moeilijk in overeenstemming te brengen zijn. Behalve de polariteit en referentiehoogte, bestaat er ook onzekerheid over de exacte locatie van sommige seismische lijnen, welke niet steeds te achterhalen zijn. Lokaal kunnen er daardoor verschillen optreden tot 200 m tussen de werkelijke locatie van een seismische lijn en deze volgens de databestanden (zie ook Vernes et al., 2018).

2.4.4. INTERPRETATIE EN MODELLERING BREUKEN IN TIJD

2.4.4.1 INLEIDING

De interpretatie van breuken vond initieel plaats op de beschikbare seismische lijnen (zie paragraaf 2.4.3.1) en informatie uit het Mijngebied (zie paragraaf 2.4.3.2). Breuken werden als breuklijnen geïnterpreteerd in tijd op de seismische lijnen en aanvullend in het Mijngebied. Flexuren of monoclines werden daarbij ook als breuklijnen mee geïnterpreteerd. Vervolgens werden de breuklijnen die tot eenzelfde breukvlak zouden behoren, gegroepeerd tot breukensets (zie paragraaf 2.4.3.3). Deze groepering vond plaats op basis van beschikbare data, geologische inzichten en concepten. Aansluitend op de groepering van breukensets werden deze gemodelleerd tot breukvlakken in GOCAD**.** Als bijsturing van de breukvlakken werden (op basis van geologische concepten of aanvullende data) extra steunlijnen toegevoegd aan de breukensets (zie paragraaf 2.4.3.4).
Omdat het Mijngebied beperkt is tot het centrale deel van de Provincie Limburg en omdat er weinig en lokaal geen seismische bedekking is in het zuidelijke deel van het breukengebied, werden initieel slechts breukvlakken opgemaakt voor het centrale en noordelijke deel van het breukengebied (zie Figuur 2-1). De breukvlakken in het zuidelijke deel van het breukengebied werden pas later (zie paragraaf 2.4.7.1) hieraan toegevoegd.

Omdat het een regionaal breukenmodel betreft met sterk variërende datadichtheid, -betrouwbaarheid en -resolutie, kunnen enkel de grootste breuken meegenomen worden. Vanwege deze afweging en rekening houdende met de afname van de seismische resolutie met de diepte, werden daarom in het Paleozoïsche, Mesozoïsche en Cenozoïsche bereik enkel breuken gemodelleerd die een spronghoogte hadden dat groter is dan 30 ms, 20 ms en 10 ms two-way-traveltime respectievelijk. Kleinere structuren (met kleine spronghoogte) kunnen in meer lokale studies binnen dit groter kader ingepast worden.

2.4.4.2 DEELGEBIEDEN

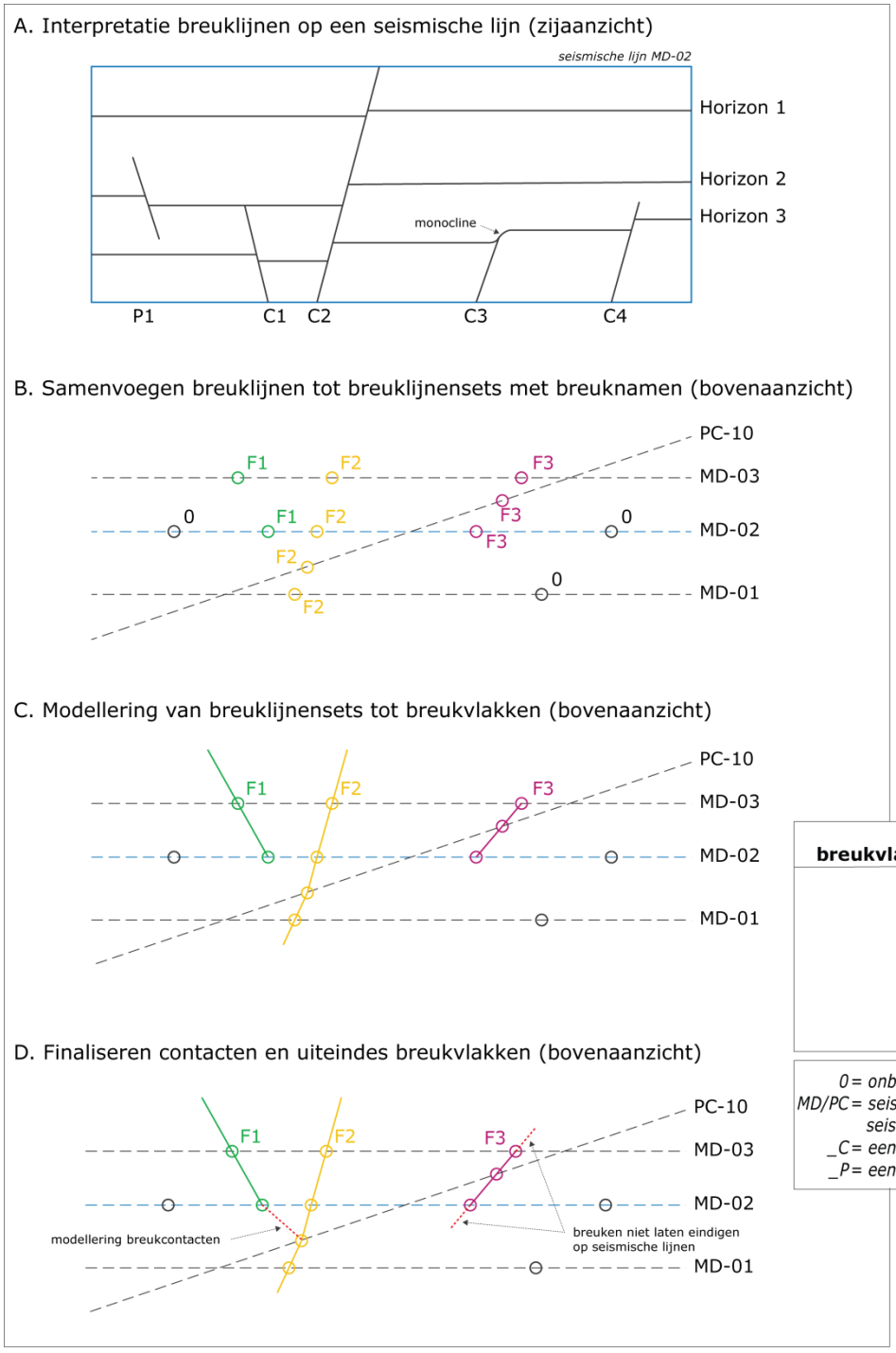
Afhankelijk van de beschikbare gegevens (seismiek, gegevens uit het Mijngebied, topografische data, …) en tussentijdse (H3O-)projecten kunnen er een aantal deelgebieden binnen het breukengebied onderscheiden worden waarin de interpretatie en modellering van breuken plaatsvond:

- Zo werden er in de H3O-projecten reeds breuken geïnterpreteerd en breukvlakken gemodelleerd binnen het Cenozoïsche bereik. Deze breukvlakken werden overgenomen en geïntegreerd met de andere breukvlakken die in functie van dit project zijn aangemaakt (zie paragraaf 2.7.2).
- In het oostelijke gedeelte van het breukengebied (oostelijk deel Bekken van de Kempen en Roerdalslenk) vond de opmaak van dit breukvlakkenmodel hoofdzakelijk plaats op basis van de beschikbare 2D seismische informatie, lokaal aangevuld met topografische data.
- In het westelijke en centrale gedeelte van het breukengebied (centrale Bekken van de Kempen) werd de seismische data ondersteund door gegevens uit het Mijngebied. Deze extra informatie uit het Mijngebied (bestaande kaarten en dieptes van koollagen) zorgt voor een hogere betrouwbaarheid van de 3D breukenmodellen in de betreffende deelgebieden. Via deze informatie van het Mijngebied konden ook breukvlakken gemodelleerd worden die niet door seismische lijnen gesneden werden.

- Ten zuiden van het Mijngebied of in het zuidelijke breukengebied (zuidelijk deel Bekken van de Kempen) is er vanwege de beperkte seismische bedekking en algemeen slechtere resolutie van de beschikbare seismische data, weinig tot lokaal geen informatie omtrent de aanwezigheid van breuken. Hierdoor werd geopteerd om van deze regio geen breukvlakken op basis van alleen seismiek te modelleren. In dit gebied werden enkel breukvlakken aangemaakt indien er ook aanwijzingen voor waren op basis van informatie uit boringen (≥ 10 m spronghoogte van Cenozoïsche eenheden). Waar mogelijk werd het aanmaken van deze breukvlakken ondersteund door seismiek, informatie uit het Mijngebied of gravimetrische data (zie paragraaf 2.4.7.1).
- In het uiterste noorden van het breukengebied (ten noorden van de Breuk van Hoogstraten; zie paragraaf 3.2.2.3) werden geen breuken geïnterpreteerd in het diepe bereik vanwege de onduidelijke hellingsrichting van heel wat breuklijnen en grote onzekerheid over de connecties ertussen. Om breuken in de regio ten noorden van de Breuk van Hoogstraten goed in beeld te brengen, lijkt zo het gebruik van ondersteunende Nederlandse seismische data noodzakelijk.

2.4.4.3 INTERPRETATIE BREUKLIJNEN OP SEISMIEK

In dit project werd beoogd om breuken als 3D objecten te karteren. In het breukengebied kon echter enkel gebruik gemaakt worden van 2D seismische data om breuken te karteren. Op deze 2D seismische data is een breuk een 2D-lijn object in de 3D-ruimte, een zogenaamde breuklijn, dat slechts bestaat op de locatie van de seismische lijnen.



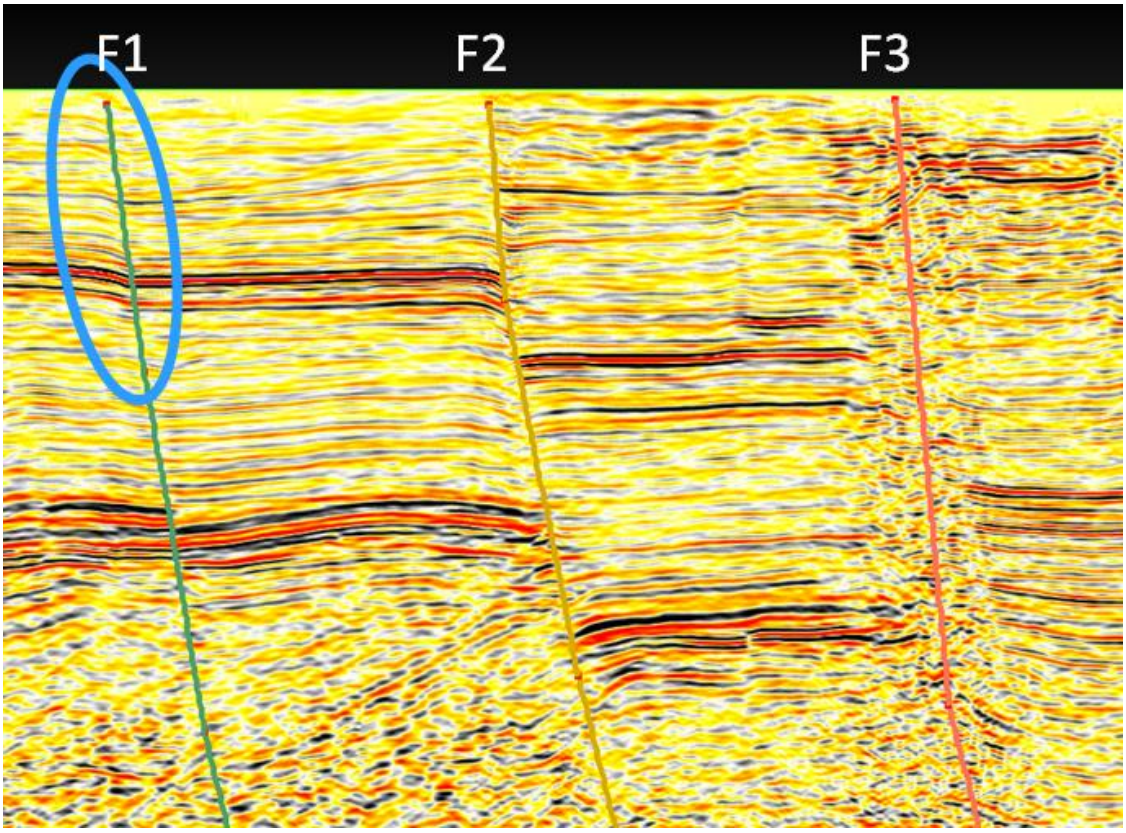
naam breukvlakken	breuklijnensets
F1	MD-03_P1
	MD-02_C1
F2	MD-03_C1
	MD-02_C2
	PC-10_C1
	MD-01_C1
F3	MD-03_P2
	MD-02_C3

0 = onbestemde breuklijnen
MD/PC = seismische lijnen van verschillende seismische campagnes
_C = een zekere breuklijn
_P = een onzekere breuklijn

Figuur 2-6. Schematisch overzicht van de methodiek om van de interpretatie van breuklijnen op een seismische lijn (sectie A) te komen tot finale breukvlakken (sectie D). Tussen deze stappen worden breuklijnen samengevoegd tot breuklijnensets (sectie B) en worden deze breuklijnensets gemodelleerd tot initiële breukvlakken (sectie C). Let op het onderscheid in naamgeving tussen zekere en minder zekere breuklijnen tijdens de interpretatie van de seismische lijnen in sectie A. In sectie B worden deze breuklijnen samengevoegd tot breuklijnensets met de naamgeving van de breukvlakken die ze zullen vormen (zie legende rechts op de figuur). Sommige breuklijnen konden niet samengevoegd worden tot breuklijnensets en bleven onbestemd (zie "onbestemde breuklijnen" in de legenda).

Bij de interpretatie van breuklijnen op de seismische lijnen werd er een onderscheid gemaakt tussen enerzijds breuklijnen die duidelijk herkenbaar waren en anderzijds diegene die eerder onduidelijk of indicatief waren. Beide soorten kregen een aparte naamgeving zodat deze (on)zekerheid bij de seismische interpretatie ook bij de verdere stappen (modellering) in acht genomen kon worden (zie sectie A in Figuur 2-6). Initieel werden op alle seismische lijnen breuklijnen geïnterpreteerd, behalve deze van de *Campagne 1953-1956*, omdat deze laatste meestal een slechte kwaliteit (horizontale en verticale resolutie) hebben, wat de interpretatie van breuklijnen erop hoogst onzeker maakt. Daarom werden er op seismische lijnen van de *Campagne 1953-1956* meestal slechts breuken geïnterpreteerd als er op lijnen van andere seismische campagnes in de buurt ook een breuklijn werd geobserveerd die hiermee verbonden kon worden.

In de meeste gevallen zijn breuklijnen op seismische lijnen tamelijk eenduidig te lokaliseren en te interpreteren als onderbrekingen van de reflectoren. Op sommige seismische lijnen worden breuken echter als (horizontaal) brede, soms chaotische zones voorgesteld (breukzone), waardoor de locatie van een breukvlak moeilijk exact vastgesteld kan worden. De expressie van brede, chaotische zones is vaak een gevolg van de lage seismische resolutie en kan daarom op lijnen van verschillende seismische campagnes anders tot expressie komen. Deze chaotische zones kunnen ook uit meerdere breuken met een kleine spronghoogte bestaan. In deze zones werd verkozen om één breuk in deze zone te interpreteren die de cumulatieve spronghoogte over de breukzone opneemt (zie F3 in Figuur 2-7). Dit is een vereenvoudiging van de realiteit die echter noodzakelijk is om met de huidige technieken breukzones te kunnen modelleren. Als gevolg van deze vereenvoudiging kan de onzekerheid over de horizontale positie van een geïnterpreteerd breuklijn oplopen tot 100 à 250 m.

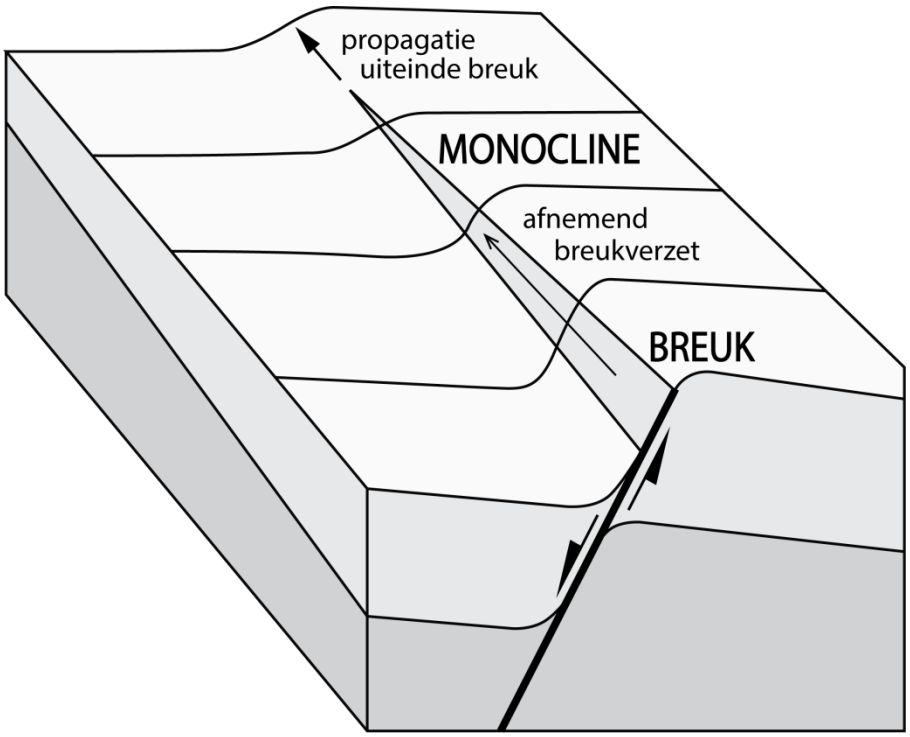


Figuur 2-7. Drie geïnterpreteerde breuklijnen op een seismische lijn. F2 is een duidelijk afgelijnde breuk, terwijl F3 een breukzone voorstelt en F1 bovenin eerder een monocline vormt (zie blauwe cirkel).

In andere gevallen kunnen breuken zich ook manifesteren als flexuren of monoclines, eerder dan onderbrekingen van reflectoren op de seismische lijnen (zie F1 op Figuur 2-7). Er werd gekozen om in functie van dit project monoclines als breuklijnen te modelleren omwille van volgende redenen:

- Monoclines ontstaan vaak als de breukspronghoogte klein wordt, en dus aan de uiteindes van de breukvlakken (zie Figuur 2-8), waardoor ze nuttig zijn als sturing bij de modellering van het breukvlak.
- Monoclines kunnen - door een lage resolutie van de seismische lijn of het soort processing - in werkelijkheid breuklijnen voorstellen.
- Flexuratie in het verloop van een laagvlak over een breuk-gerelateerde monocline kan met de huidige technieken niet eenvoudig gemodelleerd worden tussen seismische lijnen, terwijl dit bij een breukvlak wel het geval is.

Omdat breuklijnen met een kleine spronghoogte sturend kunnen zijn voor de modellering van breukvlakken met een grotere spronghoogte (als ze bijvoorbeeld de uiteindes voorstellen; Figuur 2-8), werden deze eerste initieel ook geïnterpreteerd. Pas bij de volgende stap van breukenmodellering en de daarop volgende lagenmodellering werd de evaluatie gemaakt of de breuklijnen van de monoclines en/of deze met een kleine spronghoogte al dan niet mee tot breukvlakken gemodelleerd worden en/of meegenomen worden om de laagvlakken op te breken.



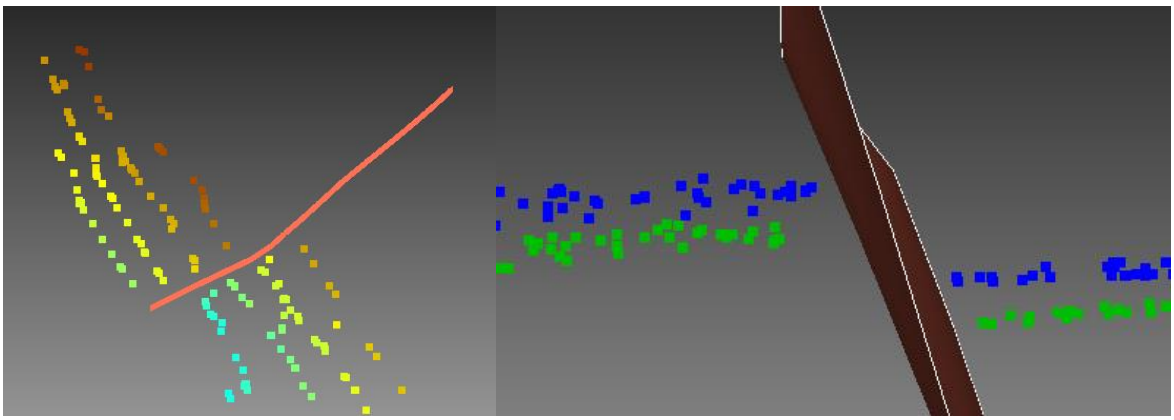
Figuur 2-8. Schematische voorstelling van de ontwikkeling van een monocline op het uiteinde van een breukvlak door het verminderen van de spronghoogte naar dit uiteinde.

Op heel wat seismische lijnen of campagnes werden er reeds breuklijnen geïnterpreteerd in het verleden, onder andere door Rossa (1986), Demyttenaere & Laga (1988), Demyttenaere (1989), Langenaeker (2000) en Broothaers et al. (2012). Bij het interpreteren van breuklijnen werd dan ook speciale aandacht geschonken aan locaties waar deze auteurs reeds in het verleden breuklijnen hadden vastgesteld (zie vergelijkende discussie tussen breukenkaarten in paragraaf 3.2.2.4).

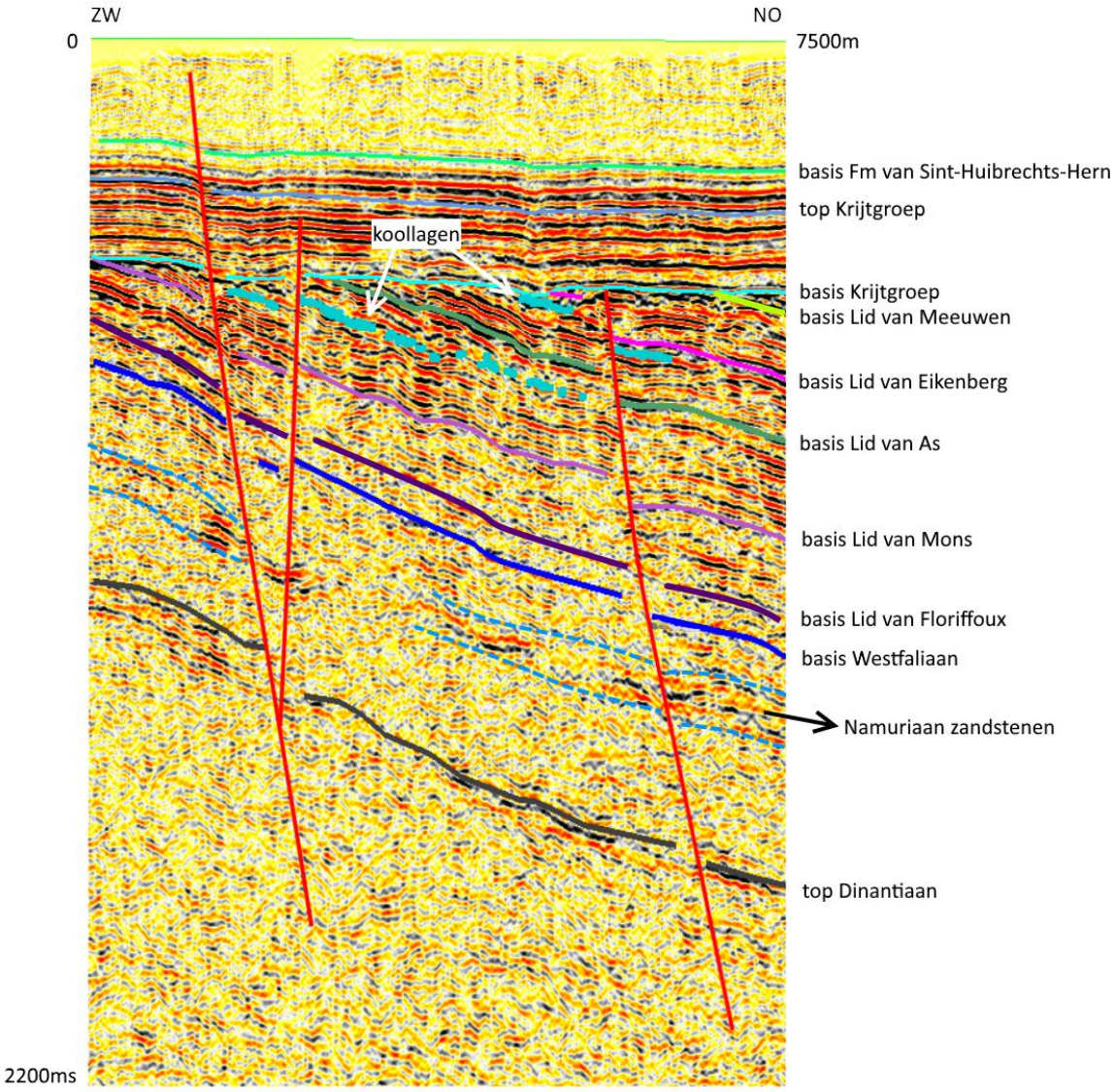
2.4.4.4 INTERPRETATIE BREUKLIJNEN IN HET MIJNGEBIED

Het Mijngebied vormt een belangrijke bron van informatie voor de modellering van zowel breuk- als laagvlakken in lagen van Paleozoïsche (Boven-Carboon) ouderdom. In dit terrein werden namelijk breuken vastgesteld of verondersteld op basis van de ontginning van de steenkoollagen, wat resulteerde in een aantal breukenkaarten (waaronder deze van Delmer, 1963). Deze kaarten en de ruwe data (dieptes mijnpanelen en mijngangen) werden gebruikt voor de interpretatie van breuklijnen in het Mijngebied. Figuur 2-9 illustreert zo hoe op basis van dieptes van koollagen - zoals vastgesteld in de mijngangen - breuklijnen ingetekend konden worden.

Omdat er enkele seismische lijnen doorheen of nabij het Mijngebied gelegen zijn, kunnen breukinterpretaties tussen beide databronnen vergeleken worden. Echter, data uit seismiek is in tijd weergegeven en data uit het Mijngebied in diepte, wat de vergelijking tussen beide datasets bemoeilijkt. Om deze vergelijking alsnog te kunnen maken, werd de data uit het Mijngebied omgezet naar tijd. Dit gebeurde door eerst de diepte van de koollagen ten opzichte van de basis van de Krijtgroep om te zetten naar tijd via een aanname van een constante snelheid van 3600 m/s in het Mijngebied, en deze tijdsdiepte vervolgens op te tellen bij de seismisch geïnterpreteerde basis van de Krijtgroep (zie paragraaf 2.4.4.1). Ondanks dat deze aanname van snelheid niet overal correct is en dat de basis van de Krijtgroep tijdens het stadium van de seismische interpretaties nog slechts een ruw vlak vormde, gaf deze methodiek een goede indicatie van de ligging van de data uit het Mijngebied in tijd en kon aldus de vergelijking met de snijdende seismische lijnen gemaakt worden. Zo werden breuken in het Mijngebied ook in tijd geïnterpreteerd en konden ze aangesloten worden op breuklijnen die geïnterpreteerd waren op snijdende (Figuur 2-10) of nabijgelegen seismische lijnen.



Figuur 2-9. Links: bovenaanzicht van meetpunten (als vierkantjes) van een koollaag in mijnpanelen binnen het Mijngebied. De kleuren van de meetpunten geven de diepte aan van de koollaag en wijzen op de aanwezigheid van een dieptesprong in het midden. Rechts: zijaanzicht van dezelfde koollaag (blauwe kleur) en een koollaag eronder (groene kleur) waarbij we diezelfde dieptesprong zien in het midden. Op basis van deze consistentie in dieptesprongen van de koollagen werd een breuklijn ingetekend (roze lijn op de linkse figuur) die ook tot breukvlak gemodelleerd werd (bruin vlak op de rechtse figuur) voor dit project.



Figuur 2-10. Een projectie van koollagen in tijd (zie dikke lichtblauwe punten/lijnen onder de basis van de Krijtgroep) op een snijdende seismische lijn. De sprongen in de koollaag en van reflecties op de seismische lijnen duiden beide op het voorkomen van breuken.

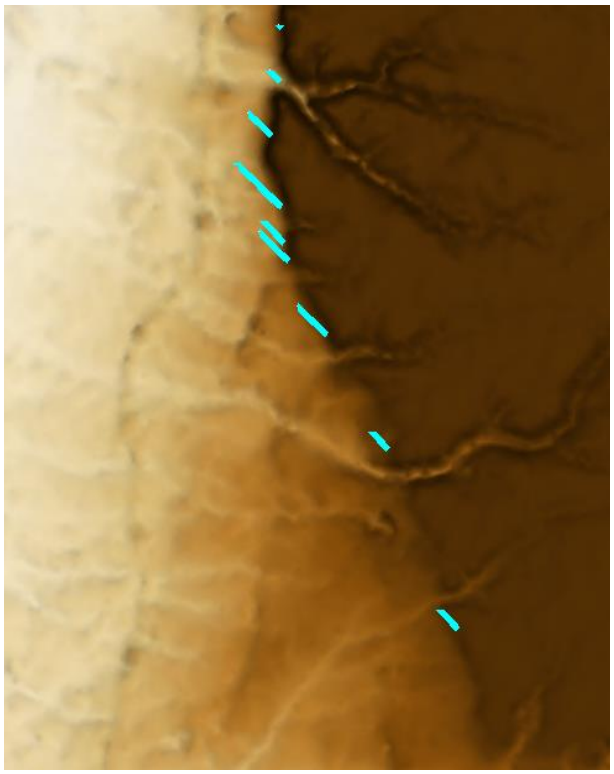
2.4.4.5 CONNECTIE BREUKLIJNEN

Na interpretatie van de breuklijnen op de seismische lijnen en in het Mijngebied, dienden deze gecombineerd te worden tot eenzelfde set om er breukvlakken van te kunnen modelleren. Het breukvlak wordt zo als het ware opgebouwd uit een groepering/connectie van individuele breuklijnen (zie sectie B in Figuur 2-6). De groepering van breuklijnen houdt in dat ze tot hetzelfde breukvlak zouden behoren. Hiervoor dienen keuzes gemaakt te worden die - omwille van de beschikbaarheid van enkel 2D seismische data - vaak interpretatief zijn.

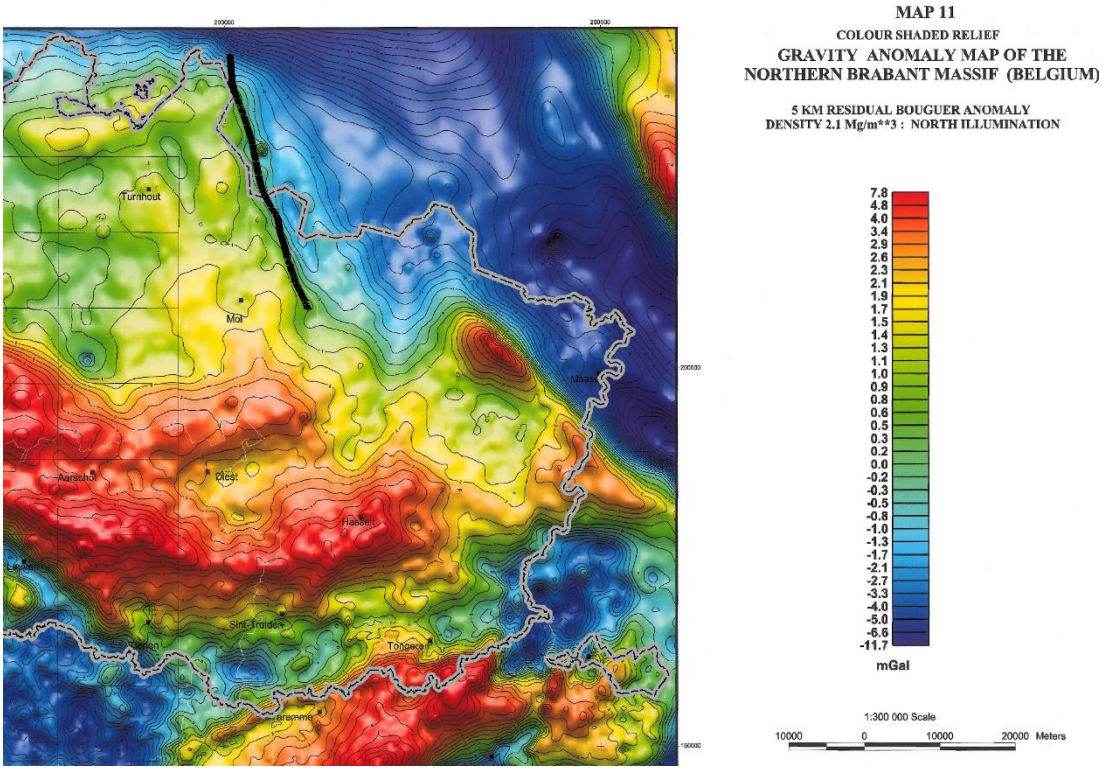
De keuze van groepering/connecties van breuklijnen kan echter (lokaal) gesteund of gestuurd worden door een aantal factoren:

- Expressie van breuken aan het maaiveld. Breuken kunnen in de topografie een duidelijke expressie en dus richting/strekking vertonen door topografisch reliëf. Breuklijnen op seismische lijnen langsheen dit topografisch reliëf kunnen zo met een hoge zekerheid gecombineerd worden tot eenzelfde set (zie Figuur 2-11). Breuken met topografische expressie komen hoofdzakelijk voor in de Roerdalslenk, waar deze indicaties dan ook voor de grootste breuken gebruikt werden (zie Deckers et al., 2014).
- Interpretaties uit boringen, met name diegene met boorgatmetingen kunnen een indicatie geven over de locatie van een breuksprong. Indien er namelijk een consistente sprong is in de diepte van dezelfde stratigrafische niveaus in nabijgelegen boringen, kan een vermoede breuk hiertussen lopen. Voorbeelden hiervan zijn de “Demerbreuken” die op basis van boringen en een geïsoleerde seismische lijn geobserveerd werden ten westen van de Maas en geschat worden nog een spronghoogte tot 20 m te veroorzaken op lagen van Cenozoïsche ouderdom (Claes et al., 2001). Omwille van de sterke spreiding van boringen kan de exacte oriëntatie van deze tussenliggende breuk echter vaak onbekend blijven.
- Afhankelijk van de verplaatsing, diepte en de densiteit van de gesteenten kunnen er verschillen zijn in het gravitatieveld aan weerszijden van de breuk, waardoor een breuk herkend kan worden als lineament op gravimetrische data. De oriëntatie van een lineament kan gebruikt worden om de richting van de breuk te achterhalen (zie Figuur 2-12).
    - In het kader van deze studie en doorlopend onderzoek naar de diepe ondergrond deed Debacker (ongepubliceerde data) een interpretatie van de graviteitsdata met lineament-interpretatie. Deze interpretatie gebeurde onafhankelijk van de breukinterpretaties door VITO op basis van seismische data en boorgegevens. Bij drie tussentijdse aanleveringen (drie deelgebieden) werd door VPO een vergelijking gemaakt van de op seismiek en boringen gebaseerde breuktracés enerzijds en de zwaartekrachtdata en interpretaties hiervan anderzijds (Debacker, ongepubliceerde data). Vragen, discussiepunten en suggesties resulterend uit deze vergelijking werden door VPO aan VITO overgemaakt, maar zonder de eigenlijke lineamentinterpretatie gebaseerd op de zwaartekrachtdata mee te geven, teneinde de breukinterpretatie door VITO niet te beïnvloeden en enige onafhankelijkheid tussen beide interpretaties te verzekeren. Slechts in de laatste fase, net voor de finale aanlevering, werd de lineamentinterpretatie gebaseerd op de zwaartekrachtdata aan VITO overgemaakt en werden de beide interpretaties geïntegreerd in onderling overleg tussen VITO en VPO.
- Breuklijnen die in het Mijngebied geïnventariseerd werden (zie Figuur 2-9), kunnen dienen als sturing voor de connectie met/van breuklijnen uit de nabijgelegen seismische data.
- Breuklijnen met een vergelijkbare sprong of vervormingsstructuren (bijvoorbeeld graben) binnen dezelfde pakketten op korte afstand van elkaar, kunnen met grotere zekerheid verbonden worden.
- Op elke seismische lijn is een schijnbare helling zichtbaar. Wanneer twee of meer seismische lijnen eenzelfde breuk aansnijden onder een verschillende hoek, dan kan uit die waarnemingen samen de werkelijke helling (en strekking) afgeleid worden. Zo kan lokaal de breukoriëntatie bepaald worden (zie Figuur 2-13). De locaties van de seismische lijnen is echter niet altijd volledig correct (zie paragraaf 2.4.3), wat deze factor lokaal onzeker kan maken.

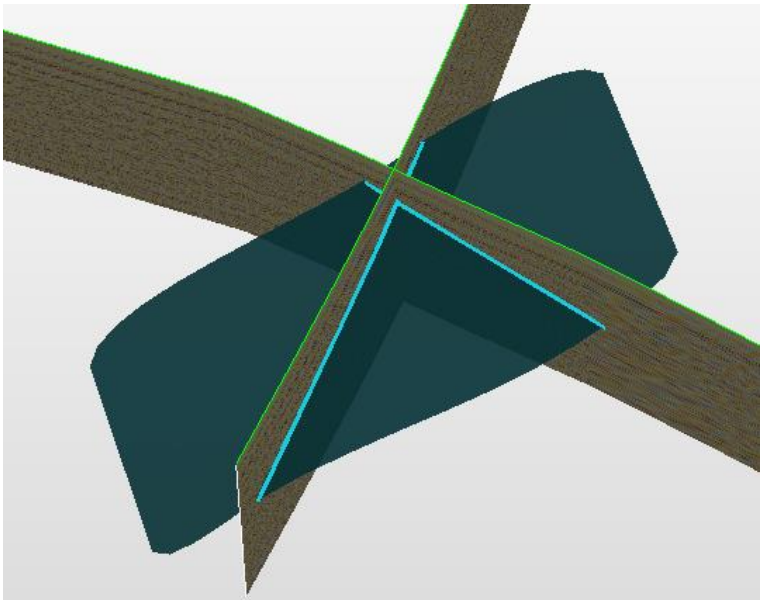
Ook werd voor de connectie van breuklijnen rekening gehouden met de connecties die eerder bepaald werden in publicaties zoals Rossa (1986), Demyttenaere & Laga (1988), Langenaeker (2000), Dusar et al. (2001) en Broothaers et al. (2012).
Verder werden de voornaamste of meest betrouwbare breukrichtingen in een gebied algemeen gebruikt als leidraad voor de connecties van breuklijnen met meer onzekere oriëntaties in de nabije omgeving. Zo kan een breukrichting aan het maaiveld, in het Mijngebied, op dicht gespatieerde seismische lijnen of langs een duidelijke tektonische structuur als leidraad dienen voor connecties tussen breuklijnen op nabijgelegen seismische lijnen. De breukinterpretaties uit het Mijngebied tonen namelijk aan dat breukvlakken in het Bekken van de Kempen voorkomen in een patroon van parallelle breuken, volgens een dominante richting (zie ook Langenaeker, 2000). Algemeen vertonen zowel de breuken aan het maaiveld, in het Mijngebied en op de seismische lijnen dominant NW-ZO en WNW-OZO-oriëntaties. Wanneer breuklijnen dus in elkaars verlengde liggen volgens een lokaal dominante breukrichting, werden deze ook verbonden tot éénzelfde breuklijnenset. Algemeen geldt dat hoe groter de afstand is tussen de seismische lijnen waarop breuklijnen geïnterpreteerd werden, hoe onzekerder hun connectie tot éénzelfde breuklijnenset is.
Bepaalde breuklijnen konden niet toegewezen worden aan een breuklijnenset en werden daarom niet verder opgenomen in de modellering.



Figuur 2-11. Breuklijnen (lichtblauwe lijnen) geïnterpreteerd op 2D seismische lijnen (niet zichtbaar op deze figuur) die de topografie (bruin vlak) doorkruisen, waarbij lichtbruin een lage en donkerbruin een hoge topografie voorstelt (bovenaanzicht). De groepering van deze breuklijnen tot één breuklijnenset vond plaats op basis van de topografische reliëfsprong waarlangs ze liggen. Er wordt namelijk verondersteld dat deze reliëfsprong veroorzaakt werd door een breuk in de ondergrond (waarvan de breuklijnen dus deel uitmaken).



Figuur 2-12. Het traject van de Breuk van Rauw (zwarte lijn) bovenop de gravimetrische kaart van Williamson et al. (2004). Hierbij valt op dat het breuktraject samenvalt met een sterke verandering van de graviteit. Dit vergroot het vertrouwen in de keuzes van het samenvoegen van breuklijnen om tot dit breukvlak te komen.



Figuur 2-13. Voorbeeld van de interpretatie van breuklijnen (lichtblauwe lijnen) op twee seismische lijnen die elkaar snijden en waarbij het combineren van de schijnbare hellingen duidt op een welbepaalde oriëntatie voor het resulterende breukvlak (blauwe vlak).

2.4.4.6 MODELLERING BREUKVLAKKEN IN TIJD

Als na de combinatie/connectie van breuklijnen tot éénzelfde breukvlak bleek dat de spronghoogte langsheen geen enkele van de breuklijnen in het Cenozoïsche, Mesozoïsche en Paleozoïsche bereik respectievelijk meer dan 10, 20 en 30 ms was, dan werden de breuklijnen of breuklijnensets niet verder meegenomen voor de modellering van de breukvlakken (zie sectie C in Figuur 2-6). Dit verschil in criteria tussen de verschillende bereiken van de ondergrond wordt gehanteerd omwille van de verticale resolutie van de seismische data, die algemeen afneemt van ondiep naar diep of van het Cenozoïsche naar het Paleozoïsche bereik.

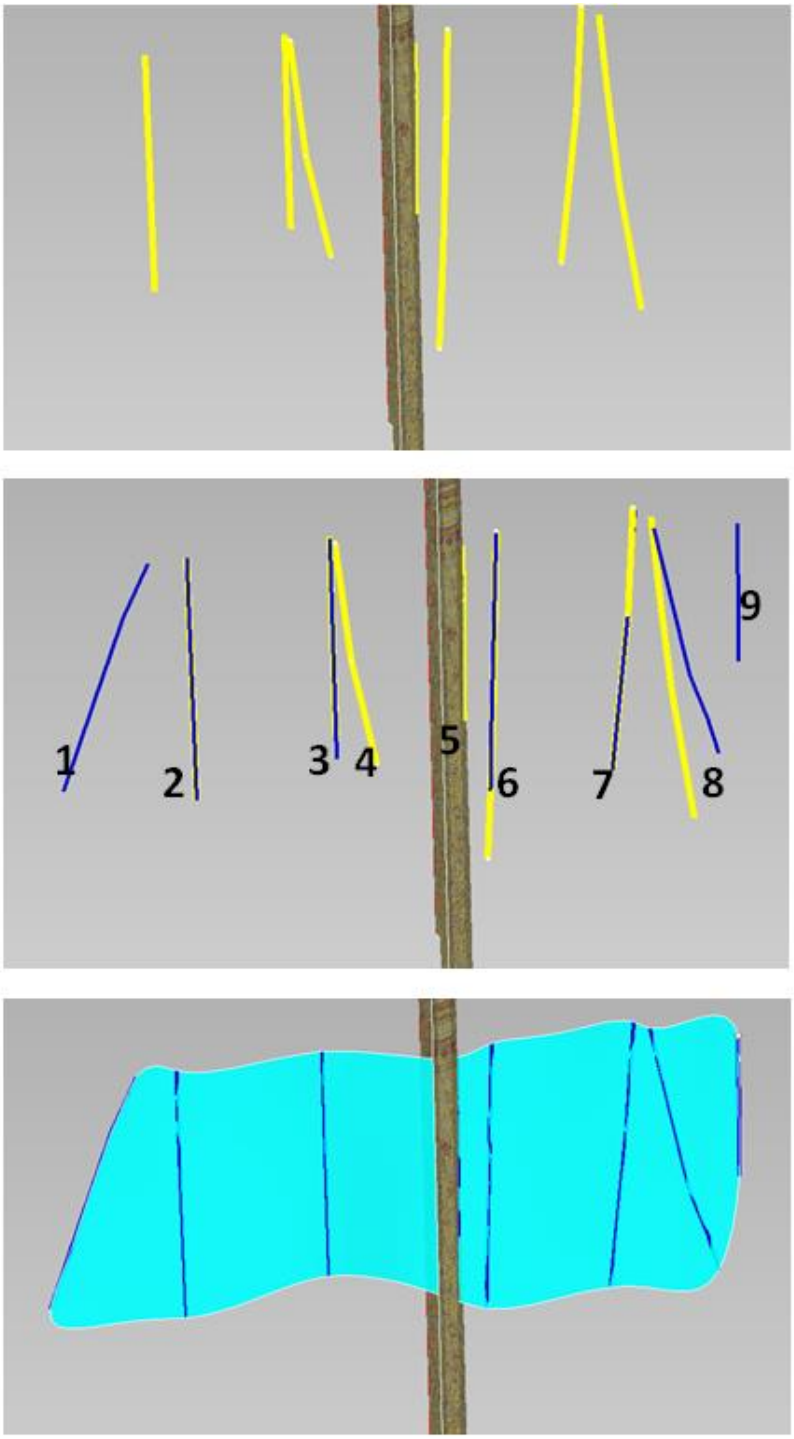
Om de connecties tussen breuklijnen in gebieden met weinig informatie consequent uit te voeren, diende (lokaal) conceptueel gemodelleerd te worden. Dit wil zeggen dat de richting en helling van breukvlakken, alsook de snijdingen en verbindingen ertussen volgens bepaalde concepten gemodelleerd werden. De belangrijkste concepten die gehanteerd werden bij de modellering van breukvlakken in gebieden met weinig data zijn hieronder opgesomd:

- Breuken stoppen niet op een seismische lijn, maar tussen de seismische lijn waarop deze het laatst wordt geobserveerd en een volgende seismische lijn waarop geen breuklijn van dezelfde breuk meer geobserveerd wordt. De locatie waar deze breuk stopt tussen deze twee seismische lijnen wordt voornamelijk bepaald door de spronghoogte langsheen de breuk op de laatste seismische lijn waarop deze geobserveerd wordt. Indien de spronghoogte namelijk nog groot is, dan wordt verondersteld dat de breuk verder doorwerkt in horizontale richting dan wanneer de spronghoogte klein is. De oriëntatie van deze breuk vooraleer ze uitsterft, is dan identiek aan de oriëntatie die de breuk heeft op de locatie waar deze de laatste seismische lijn snijdt (zie ook Figuur 2-6 of Figuur 2-14).
- Breukvlakken die gelijktijdig actief worden verondersteld, doorsnijden elkaar niet. In dit geval zal één van de snijdende breukvlakken op de andere eindigen. Welke breuk op de andere eindigt, hangt af van de spronghoogte en/of de informatie op de laatste seismische lijn waar ze samen voorkomen.
- Indien er duidelijke indicaties waren voor segmentatie van een breukensysteem (*step-over*), werd dit in het model ook als dusdanig gemodelleerd.
- Breuken die in elkaars nabijheid (gedeeltelijk) sub-parallel lopen (*step-overs*, horst, grabens, …), maken in het model niet steeds contact. Dergelijke overlappende breukvlakken maken in het model slechts contact wanneer er indicaties zijn dat één van de uiteindes van deze breukvlakken naar de andere afbuigt.

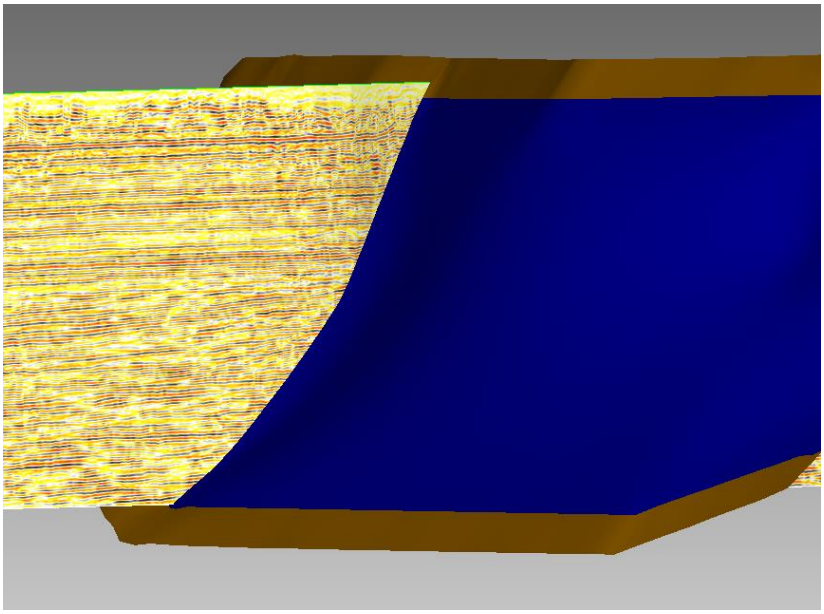
De modellering van sets van breuklijnen tot breukvlakken gebeurt automatisch binnen een workflow van GOCAD. Uit de set van gecombineerde breuklijnen kunnen in de meeste gevallen echter nog niet rechtstreeks realistische breukvlakken gemodelleerd worden. Volgende aanpassingen werden chronologisch uitgevoerd om tot geologisch realistische breukvlakken te komen:

1) Bij een eerste modellering van het breukvlak op basis van de beschikbare breuklijnen, kan blijken dat dit breukvlak lokaal een geologisch onrealistisch verloop kent. Dit kan bijvoorbeeld gebeuren in het geval een breukvlak een seismische lijn heel schuin aansnijdt, waardoor de betreffende breuk vaak slecht gevisualiseerd kan worden op de seismische lijn en dus ook niet eenduidig geïnterpreteerd kan worden. Indien deze niet-eenduidige breuklijn met de overige (wel eenduidige) breuklijnen gemodelleerd wordt tot een breukvlak, kan daaruit blijken dat deze eerste een afwijkend patroon vertoont dat niet aansluit bij het patroon van datzelfde breukvlak volgens de overige breuklijnen. In dergelijke gevallen werd besloten om ofwel de afwijkende breuklijn niet mee te nemen voor de modellering van het breukvlak, ofwel om deze alsnog aan te passen aan de andere breuklijnen van het breukvlak (zie Figuur 2-14).

2) Behalve voor enkele breuken in het Mijngebied, waren de uiteindes van de breukvlakken algemeen nog niet vastgelegd. Breuklijnen werden namelijk slechts op seismische lijnen geïnterpreteerd als ze daarop ook werkelijk zichtbaar waren, waardoor de uiteindes van de breukvlakken niet als breuklijnen op de seismische lijnen geïnterpreteerd werden. Deze uiteindes van een breukvlak worden vastgelegd door extra breuklijnen als steunlijnen in te tekenen en toe te voegen tot de set van breuklijnen (die op seismiek of in het Mijngebied geïnterpreteerd werden) van de betreffende breuk (zie Figuur 2-14). Hierna kan een initieel breukvlak gemodelleerd worden.
3) Als het initieel gemodelleerde breukvlak geologisch onrealistisch wordt geacht, kan dit nog bijgestuurd worden door extra steunlijnen toe te voegen. Soms werden steunlijnen toegevoegd tussen geïnterpreteerde breuklijnen om het verloop van de basis en top van het breukvlak beter te kunnen sturen. In sommige gevallen lopen dergelijke steunlijnen van één breuklijn op een seismische lijn naar een andere breuklijn van datzelfde breukvlak op een andere seismische lijn. Hierdoor werden algemeen rechtere of strakkere breukvlakken gecreëerd. Soms kan het verticale bereik van de seismische lijn ook te klein zijn (te ondiep, terwijl het wel dieper dient door te lopen), en werden steunlijnen toegevoegd in het verlengde van bestaande breuklijnen op de betreffende seismische lijn.
4) Soms bleek na modellering dat het breukvlak verticaal onvoldoende doorloopt om laagvlakken te snijden die het wel wordt verondersteld te snijden. Een breuk kan bijvoorbeeld aan het maaiveld geobserveerd worden, maar op basis van de seismische data niet tot aan de hoogte van het maaiveld doorgetrokken zijn geweest. Om dit op te lossen, werd het betreffende breukvlak via tools van GOCAD verticaal doorgetrokken volgens de trend van het breukvlak zelf en eventueel nadien verder bijgewerkt om tot het beoogde vlak te komen (zie Figuur 2-15).
5) Na modellering van de individuele breukvlakken, dienen de contacten ertussen verbeterd te worden opdat ze perfect aansluiten. Het perfect aansluiten van de breukvlakken onderling is namelijk essentieel voor de laterale aansluiting van laagvlakken op deze breukvlakken (zie paragrafen 2.4.5.2 en 2.4.7.2). De opmaak van deze contacten gebeurt binnen de workflow van GOCAD (zie Figuur 2-16). GOCAD doet daarbij eerst een voorstel tot breukencontact. Indien dit contact onvoldoende correct is, wordt het door de modelleerder zelf gecorrigeerd binnen de workflow.



Figuur 2-14. Voorbeeld van aanpassingen aan een initieel geïnterpreteerde breuklijnenset (gele lijnen bovenste sectie) tot een nieuwe breuklijnenset (blauwe lijnen centrale sectie) om tot een geologisch realistisch breukvlak te komen (lichtblauw vlak onderste sectie). Zo werden ten opzichte van de initiële breuklijnenset volgende aanpassingen uitgevoerd: breuklijn 4 niet meegenomen in de modellering van het breukvlak, breuklijn 6 werd ingekort en van breuklijn 8 werd de helling aangepast (omdat die door een scheve aansnijding van de breuk door de seismische eerder een andere schijnbare oriëntatie had). Breuklijnen 1 en 9 zijn steunlijnen om de uiteindes van het breukvlak weer te geven. De seismische lijn waarop breuklijn 5 werd geïnterpreteerd is ook geïllustreerd op alle secties (zijaanzicht).



Figuur 2-15. Het blauwe breukvlak werd (onder andere) op basis van de zichtbare seismische lijn gemodelleerd, maar werd voor de latere lagenmodellering van het ondiepere en diepere bereik (respectievelijk hoger en lager gelegen dan het seismische beeld) doorgetrokken naar boven en onder toe tot het bruine breukvlak

Figuur 2-16. Modelleren van het contact tussen twee breuken (blauwe breuk links en grijze breuk rechts; bovenaanzicht). In de linkse figuur is er nog geen contact, in de middelste figuur wordt het contact door de software GOCAD voorgesteld en in de rechtse figuur is het contact gemaakt.

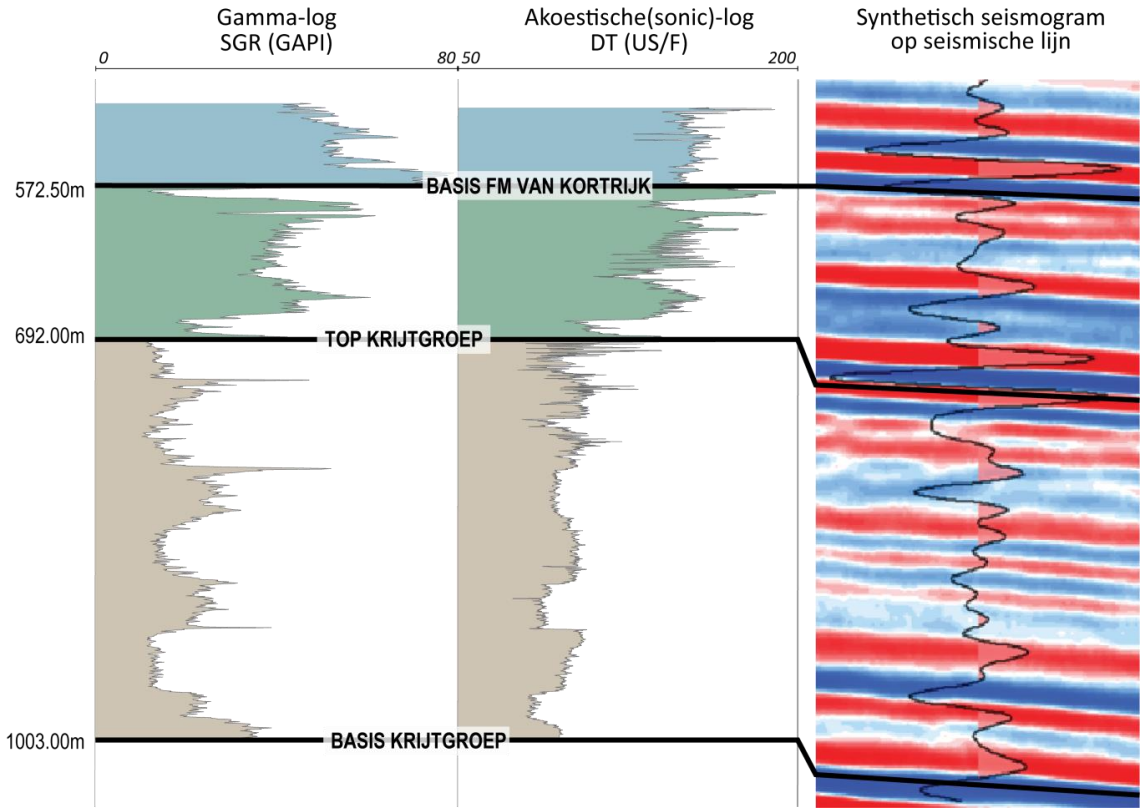
Als finaal resultaat werden aldus breukvlakken in tijd verkregen voor het seismisch bedekte deel van het breukengebied en het Mijngebied. Gekende breukvlakken buiten het seismische bedekte deel van het breukengebied (zie Figuur 2-3) werden later (na tijd-diepteconversie van de breukvlakken) hieraan toegevoegd om aldus het finale breukenmodel te bekomen (zie paragraaf 2.4.6.1).

2.4.5. INTERPRETATIE EN MODELLERING LAAGVLAKKEN IN TIJD

2.4.5.1 INTERPRETATIE KAPSTOKVLAKKEN OP SEISMIEK

Omdat de aanwezige boringen alleen vaak onvoldoende een beeld (model) geven van de werkelijke complexiteit van het verloop van laagvlakken in het breukengebied, werd de beschikbare en bruikbare seismische data gebruikt als aanvulling hierop. Op deze seismische data zijn reflectoren aanwezig die impedantiecontrasten (veranderingen in akoestische snelheid en densiteit) voorstellen in de ondergrond die vaak gerelateerd kunnen worden aan lithologische contrasten of stratigrafische grenzen. Om seismische data te kunnen gebruiken, dient er een juiste koppeling te gebeuren tussen de stratigrafische grenzen zoals vastgesteld in de boringen (bij voorkeur met geofysische boorgatmetingen) en reflectoren op snijdende seismische lijnen. Hiervoor dient de verticale diepteschaal van de boring omgezet te worden naar de tijdschaal van de seismische lijnen. Dit stelt de interpretator dan in staat de diepteligging van stratigrafische niveaus uit de boring op de snijdende seismische lijnen te visualiseren. De omzetting van diepteschalen naar tijdsschalen in de boringen gebeurde op twee manieren:

- Enerzijds werd snelheidsdata (akoestische logs en *well shoots*) uit de referentieboringen (boringen met snelheidsdata; voor locatie zie Figuur 2-4) rechtstreeks gebruikt. Zo konden op basis van de gekende akoestische snelheden en geïnterpreteerde dieptes van stratigrafische eenheden in de referentieboringen, tijddieptes van diezelfde eenheden worden berekend en uitgezet op de snijdende seismische lijn(en) (de zogenaamde tijd-dieptekoppels).
- Anderzijds kunnen voor de referentieboringen de snelheidsdata en (waar beschikbaar) dichtheidsdata ook gebruikt worden om synthetische seismogrammen te creëren (zie Figuur 2-17). Deze synthetische seismogrammen simuleren het te verwachten seismische signaal op basis van de snelheids- en densiteitsdata in de referentieboring en laten zo toe de koppeling te maken tussen de interpretatie in deze boring en op de snijdende seismische lijn. Het vervaardigen van synthetische seismogrammen gebeurde met het softwarepakket WinPICS. Hierbij werd het synthetisch seismogram ofwel vanaf de oppervlakte ofwel (indien de sonic log niet vanaf het maaiveld vertrekt) vanaf een duidelijke te interpreteren horizon (typisch een discordantie) opgehangen om de vergelijking te kunnen maken met het seismische signaal op een nabijgelegen seismische lijn. Figuur 2-17 toont een synthetisch seismogram voor de boring Merksplas (DOV-proefnummer: kb8d17w-B312; BGD-nummer: 017W0265).



Figuur 2-17. Methodiek van seismische interpretatie via een synthetisch seismogram geïllustreerd voor referentieboring Merksplas (DOV-proefnummer: kb8d17w-B312; BGD-nummer: 017W0265). Links is de gamma log weergegeven die mede gebruikt werd om de kapstokeenheden (basis Formatie van Kortrijk en top en basis van de Krijtgroep) in deze boring te interpreteren. Centraal op de figuur is de akoestische (of sonic) log weergegeven die gebruikt werd om een synthetisch seismogram op te maken. Dit synthetisch seismogram simuleert het te verwachten seismische signaal in de kapstokboring en laat zo toe de koppeling te maken tussen de interpretatie in deze boring en op de snijdende seismische lijn(en). Rechts op de figuur is het synthetische seismogram weergegeven (zwarte lijn) bovenop een segment van de snijdende seismische lijn waarmee het gekoppeld wordt. Via dit synthetisch seismogram en ijking ervan met de basis Krijtgroep (die zowel in de boring als op de snijdende seismische lijn onafhankelijk geïnterpreteerd kon worden), konden de kapstokeenheden basis Formatie van Kortrijk en top Krijtgroep vanuit boring Merksplas ook op de snijdende seismische lijn geïnterpreteerd worden.

Snelheidsinformatie uit *well shoots* is echter slechts voor enkele boringen ter beschikking (voor overzicht van de referentieboringen zie Figuur 2-4), terwijl akoestische logs vaak slechts over een bepaald interval van de boring ter beschikking waren. Hierdoor was de seismische interpretatie ook veelal gesteund op de identificatie van discordanties of duidelijk vervolgbare reflectoren (zie verder) waaraan de tijd-dieptekoppels en/of synthetische seismogrammen opgehangen werden.

Vanwege de vaak beperkte verticale resolutie van de seismische data, de grote verschillen in resolutie tussen de seismische campagnes en het lokale gebrek aan sterke impedantiecontrasten, konden niet alle formatiegrenzen seismisch geïnterpreteerd worden. Daarom is de keuze gemaakt om slechts die grenzen seismisch te interpreteren die 1) de onder- en bovenkant van het verticale seismische bereik afbakenen (zoals de basis van het Dinantiaan), 2) belangrijke discordanties vormen (zoals de basis van de Krijtgroep of basis van Sint-Huibrechts-Hern), 3) sterke impedantiecontrasten voorstellen (zoals de basis van de Formatie van Sleen) of 4) een groot belang hebben voor de sturing van de verdere modellering (zoals basis van de Formatie van Neeroeteren). Tabel 2-3 toont welke horizons/kapstokeenheden geïnterpreteerd werden en wat de voornaamste reden hiervoor was. Een beschrijving van de seismische kenmerken van de kapstokvlakken is in Bijlage A weergegeven.

De interpretaties van de horizons op de seismische lijnen op basis van de snijdende referentieboringen werden gecorreleerd en geïnterpreteerd op de overige, omliggende seismische lijnen via het softwarepakket GOCAD. Om de seismische interpretatie van de kapstokeenheden op grotere afstand van de referentieboringen te controleren, werd nog een extra controlestap uitgevoerd: de tijdswaardes uit de interpretaties van kapstokeenheden op de seismische lijnen werden uitgezet tegen de dieptewaardes voor dezelfde kapstokeenheden in snijdende boringen. Hieruit volgt een intervalsnelheid die vergeleken kan worden met de snelheid voor dezelfde kapstokeenheden in omliggende referentieboringen. Deze vergelijking geeft dan een zicht op de correctheid van de interpretatie van de kapstokeenheid op de seismische lijn.

Tabel 2-3. Overzicht van de geïnterpreteerde horizons op de seismische lijnen met hun kenmerken en de reden(en) waarom ze geïnterpreteerd werden.

Ouderdom	Kapstokeenheid	Reden kapstokeenheid
Boven-Paleogeen	Basis Sint-Huibrechts-Hern	Belangrijke Discordantie
Onderste Paleogeen	Top Krijtgroep	Afbakening Cenozoïsch bereik + kleine discordantie
Laat-Krijt	Basis Krijtgroep	Belangrijke discordantie
Laat-Trias	Basis Fm van Sleen	Duidelijke reflector
Laat-Perm	Basis Fm van Helchteren	Belangrijke discordantie
Laat-Carboon	Basis Fm van Neeroeteren	Enkel ter ondersteuning modellering laagvlak
Laat-Carboon	Basis Lid van Neerglabbeek	Enkel ter ondersteuning modellering laagvlak
Laat-Carboon	Basis Fm van Flénu	Enkel ter ondersteuning modellering laagvlak
Laat-Carboon	Basis Lid van Eikenberg	Enkel ter ondersteuning modellering laagvlak
Laat-Carboon	Basis Lid van As	Enkel ter ondersteuning modellering laagvlak
Laat-Carboon	Basis Fm van Charleroi	Enkel ter ondersteuning modellering laagvlak
Laat-Carboon	Basis Lid van Floriffoux	Enkel ter ondersteuning modellering laagvlak
Laat-Carboon	Basis Fm van Châtelet	Enkel ter ondersteuning modellering laagvlak
Midden-Carboon	Top Dinantiaan	Discordantie + duidelijke reflector

2.4.5.2 MODELLERING KAPSTOKVLAKKEN IN TIJD

Na interpretatie van de kapstokeenheden op de seismische lijnen en de modellering van de breukvlakken in tijd, vond de modellering van sommige van deze kapstokeenheden tot kapstokvlakken in tijd plaats. Niet alle kapstokeenheden werden tot kapstokvlakken gemodelleerd. Sommige kapstokeenheden werden namelijk enkel gebruikt voor de sturing van de modellering van andere kapstokeenheden, met name deze binnen het Westfaliaan (zie Tabel 2-3).

Voor de kapstokeenheden die wel tot kapstokvlakken werden gemodelleerd, werd volgende workflow gebruikt:

- Binnen de workflow van GOCAD werden op basis van de geïnterpreteerde kapstokeenheden, initiële vlakken aangemaakt zonder snijding met breuken.
- Hierna wordt er door de modelleerder per vlak een selectie gemaakt van de breuken die het duidelijk opbreken. Vervolgens wordt de snijding van de initiële laagvlakken met de breukvlakken (via snijlijnen) voorgesteld binnen de workflow van GOCAD. Deze voorgestelde laag-breukcontacten kunnen eventueel nog door de modelleerder aangepast worden.
- Eens de voorstelde laag-breuk contacten volgens de modelleerder in orde zijn, wordt in een volgende stap binnen de workflow de spronghoogte verwerkt in de laagvlakken op de voorgestelde laag-breukcontacten. Deze opgebroken laagvlakken vertonen echter vaak nog geologisch onrealistische patronen op locaties waar weinig seismische data ter beschikking is.
- Om de kapstokvlakken bij te sturen op plaatsen met weinig seismische dekking, werden steunlijnen toegevoegd. Dit zijn lijndata die ingeladen of in de software zelf gemaakt werden in tijd alsof het seismische interpretaties waren, om het vlak te sturen tot een meer realistisch verloop. Er zijn verschillende redenen om steunlijnen te plaatsen:
  - Indien het breuken betrof met weinig seismische data om de breuksprong in het vlak te modelleren, werden er steunlijnen geplaatst aan één of beide zijden van het breukvlak. Zo kon op basis van de omliggende seismische data en geologische kennis, de breuksprong bijgestuurd worden.
  - Op locaties met algemeen weinig seismische informatie, werden lokaal steunlijnen geplaatst om de vlakken waar nodig bij te sturen volgens de gehanteerde geologische concepten.
  - Op locaties waar boringen met boorgatmetingen gelegen zijn zonder snelheidsdata, werden steunlijnen in tijd toegevoegd op basis van een initiële inschatting van snelheid en de gekende diepte aan de boring. Hierdoor worden na de opmaak van de tijdsvlakken geen vreemde waardes verkregen voor het snelheidsmodel op de locatie van de betreffende boring (zie paragraaf 2.4.6). De initiële inschatting van de snelheid vond plaats op basis van de verhouding van dieptes in de boringen en tijdswaardes van dezelfde eenheden op nabijgelegen seismische lijnen. Boringen op grotere afstand van de seismische lijnen werden daarbij niet meegenomen.
  - Om discordante vlakken consistent onderling te laten snijden worden nabij hun snijding steunlijnen toegevoegd.

  Het toekennen van steunlijnen gebeurde niet willekeurig, maar op basis van een aantal concepten. Hieronder een opsomming van enkele van de belangrijkste concepten:
  - De spronghoogte langsheen een breuk zet zich consistent door in onderliggende pakketten, tenzij er argumenten zijn voor het tegendeel.
  - Breuken die actief waren tijdens het Cenozoïcum, hebben netto gezien een normale spronghoogte binnen het Cenozoïsche bereik. Dit wil zeggen dat in het geval een breuk een opschuiving vertoont voor een Cenozoïsche kapstokeenheid in een gebied zonder aanvullende data, er een steunlijn werd toegevoegd om diezelfde breuk een afschuiving te laten vertonen voor de betreffende kapstokeenheid. Op de seismische data werd er namelijk nergens een duidelijke netto opschuiving langsheen breuken geobserveerd in het Cenozoïsche bereik.
  - De maximale verspringing van een laagvlak langsheen een breuk kan niet veel groter zijn dan deze die op de seismische lijnen zichtbaar is (voor diezelfde breuk). Dus indien deze sprong tussen seismische lijnen onrealistisch hoog is ten opzichte van deze op de seismische lijnen zelf, dient deze aangepast te worden.

- Indien een eenheid een uniforme of geleidelijk veranderende dikte blijkt te hebben op locaties met veel data, wordt die ook als dusdanig gemodelleerd op nabijgelegen locaties waar weinig/geen data aanwezig is.

Verder kunnen seismische lijnen door artefacten lokaal minder goed aansluiten op elkaar, waardoor ook de seismische interpretaties en resulterende vlakken een minder geologisch realistisch verloop kennen. Om dit op te vangen, worden slecht aansluitende seismische interpretaties gewist en enkel de meest betrouwbare behouden. Welke interpretaties als meest betrouwbaar worden geacht, wordt beïnvloed door de kwaliteit en oriëntatie van de seismische lijnen ten opzichte van de strekking van de lagen. Algemeen zullen seismische lijnen die parallel aan de strekking van de laagvlakken lopen het meest realistisch beeld geven (omdat sterkere hellingen op seismiek vervormd weergegeven kunnen worden).

Na de afwerking van de modellering van de individuele laagvlakken, werden deze onderling consistent gemaakt binnen GOCAD. Daarbij werden laagvlakken die afgesneden werden, afgeknipt.

2.4.6. TIJD-DIEPTECONVERSIE

Na de modellering van de seismisch kapstokvlakken en breuken in het tijdsdomein dienden deze omgezet te worden naar het dieptedomein. Voor deze omzetting is er nood aan modellen van de akoestische snelheden van de ondergrond. Akoestische snelheden zijn niet constant in de ondergrond, maar variëren tegen gevolge van tal van factoren, zoals lithologische veranderingen, cementatie, karstificatie, veranderingen in samenstelling van de fluïda … en nemen algemeen ook toe met de diepte. De toename met de diepte is voor alle eenheden in de ondergrond van toepassing ongeacht de lithologie. Er wordt daarom vaak getracht om analytische functies op te maken die deze toename zo goed als mogelijk te voorspellen. De meest gebruikte functie is de lineaire toename van de snelheid met diepte, ook wel gekend als de “V0-k methode” (zie Bijlage B). Voor deze studie werd deze “V0-k methode” gebruikt om snelheidskaarten op te maken om de seismische kapstokvlakken om te zetten naar het dieptedomein (zie paragraaf 2.4.6.1). In een volgende stap werden deze snelheidskaarten omgezet tot een 3D snelheidskubus van de ondergrond om ook de breukvlakken om te zetten naar het dieptedomein (zie paragraaf 2.4.6.2).

2.4.6.1 TIJD-DIEPTECONVERSIE VAN KAPSTOKPAKKETTEN

De snelheidsmodellen van de kapstokpakketten werden op verschillende manieren gemaakt. De reden hiervoor is dat de kwaliteit en de beschikbaarheid van de snelheidsdata sterk verschilt voor de verschillende pakketten, en dat er in sommige lagen een grotere invloed is van bepaalde snelheid-beïnvloedende factoren zoals lithologie en begravingsgeschiedenis. Zo werden er specifieke snelheidsfuncties gemaakt voor pakketten met volgende ouderdom: 1) Cenozoïsch, 2) Krijt, 3) Jura tot Perm, 4) Carboon.

Via deze snelheidsfuncties kon vervolgens elk kapstokvlak (Tabel 2-3) worden omgezet van tijd naar diepte. De stapeling van deze kapstokvlakken leidde tot het uiteindelijke 3D-dieptemodel.

Algemeen gezien wordt er voornamelijk gewerkt met de zogenaamde “Zmid-Vint” formule, dewelke een specifieke vorm is van de meer algemene “V0-k methode” (Japsen, 1993). Deze methode stelt per kapstokpakket een lineaire functie op die de toename van de snelheid met de diepte weergeeft volgens de algemene formule:

$$V_{int} = V_0 + k.z_{mid}$$

Met V_{int} de intervalsnelheid van een pakket (m/s), Z_{mid} het middelpunt van het pakket (m), k de compactiefactor (1/s) en V0 kan gezien worden als een initiële snelheid, hoewel hierin ook alle andere effecten vervat zitten die de snelheid kunnen beïnvloeden (lithologie, begravingsgeschiedenis, porositeit, cementatie).
Aan de hand van deze formule wordt er per pakket één k-waarde afgeleid voor het volledige pakket, en wordt de V0-waarde gekalibreerd aan de datapunten met snelheidsgegevens en geïnterpoleerd tot een gebiedsdekkende snelheidskaart. Voor meer uitleg over de achtergrond van deze methode, en voor de formules voor de omzetting tussen tijd en diepte wordt verwezen naar Bijlage B.

Een schematische samenvatting van de toegepaste werkwijzen voor de verschillende pakketten kan gevonden worden in Tabel 2-4. Hieronder volgt de tekstuele bespreking:

- **Eenheden van Cenozoïsche en Krijt ouderdom**

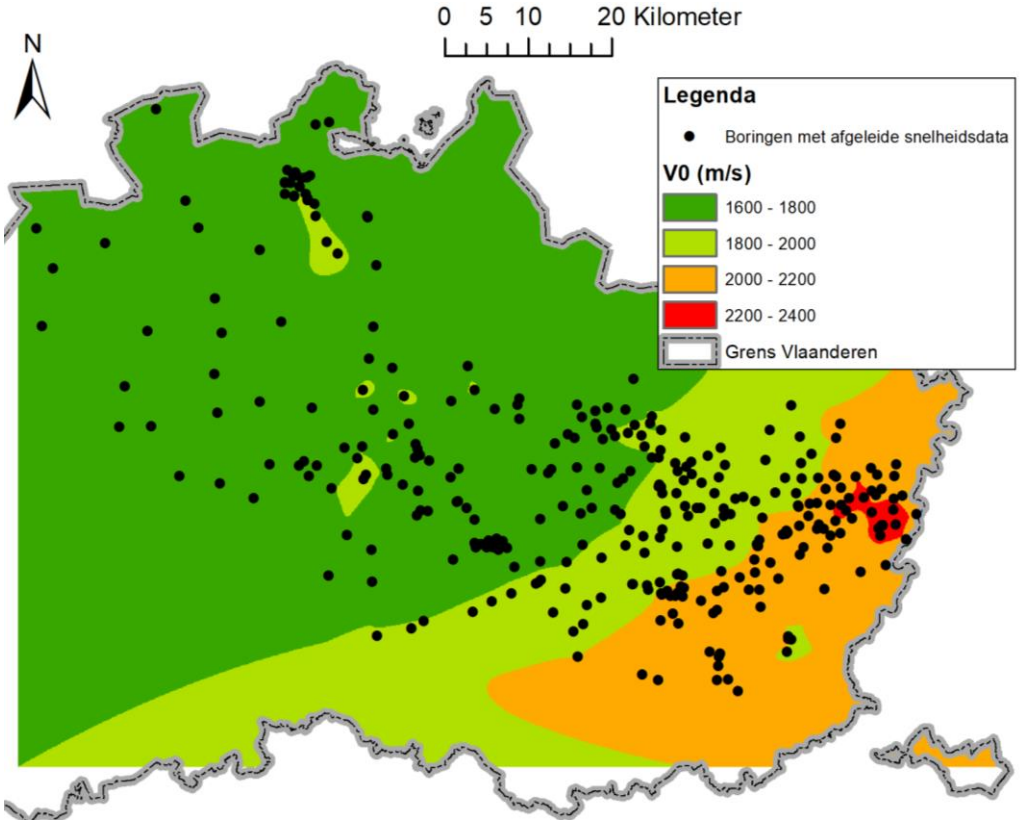
Voor de verschillende kapstokvlakken van Cenozoïsche- en Krijt ouderdom werd de V0-k methode gebruikt via de Zmid-Vint formule.

Voor het bepalen van de k-waardes werd gebruik gemaakt van een selectieset aan sonic en *well shoot* data. Hierin werden enkel snelheidsdata meegenomen die minstens 70% van het betreffende interval omvatten. Indien een kleiner aandeel aanwezig is, zijn ze namelijk vaak niet representatief omdat de ontbrekende delen van grote invloed kunnen zijn op de intervalsnelheid. Omdat er weinig variatie zit op k-waardes binnen het Cenozoïcum, werd er één k-waarde voor dit interval bepaald. Verder werd ook één k-waarde voor de Krijtgroep bepaald.

Voor het bepalen van de V0-waarden werden, naast de snelheidsdata, ook data uit boringen gebruikt. Hierbij werd als volgt te werk gegaan:

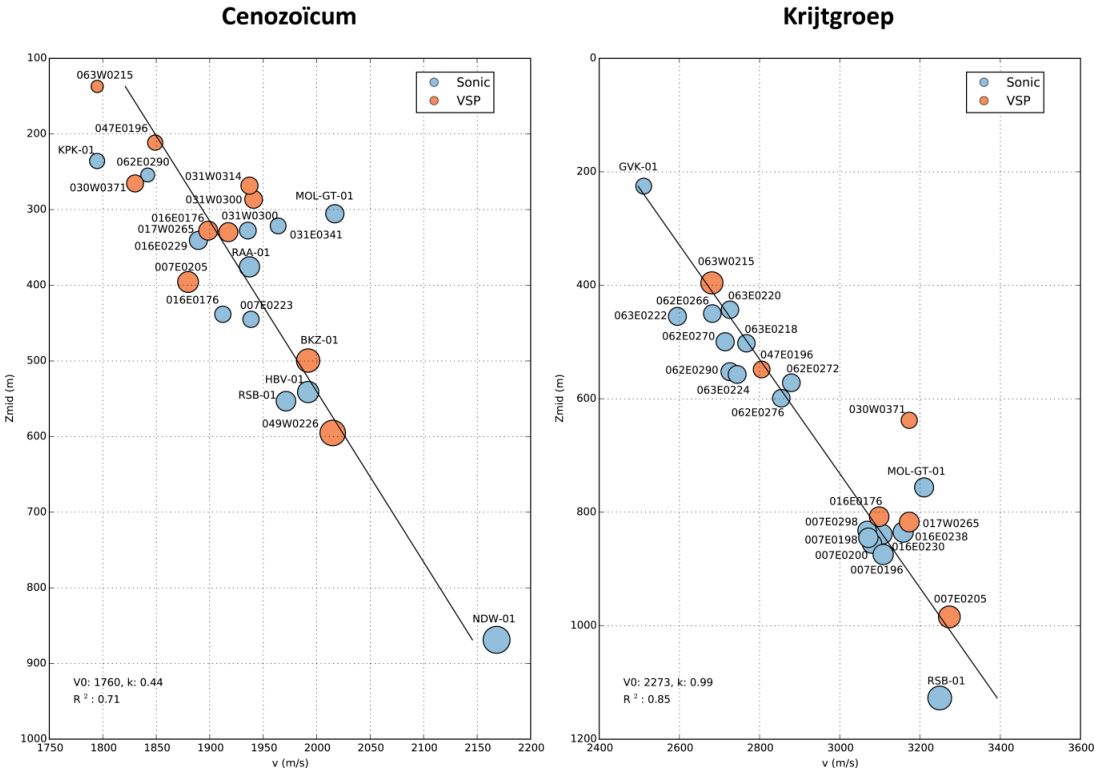
1) De k-waardes werden bepaald door de Zmid-Vint formule toe te passen op de sonic- en *well shoot* data. Op deze manier werden k-waardes van respectievelijk 0.44 en 0.99 gevonden voor het Cenozoïcum en de krijtgroep (zie Figuur 2-19).
2) Op locaties van de boringen werden intervalsnelheden berekend uit de verhouding van het diepteverschil tussen de geïnterpreteerde basissen van de kapstokvlakken, en het tijdsverschil tussen de gemodelleerde basis- en topvlakken van dezelfde lagen. Deze intervalsnelheden werden afgetoetst aan intervalsnelheden berekend op basis van sonic- en *well shoot* data.
3) V0-waarden werden afgeleid op de locatie van de boringen door de k-waarde en de intervalsnelheid afgeleid in respectievelijk stappen 1) en 2), in te vullen in de Zmid-Vint formule.
4) Deze V0-waarden werden geïnterpoleerd tot gebiedsdekkende V0-kaarten. In Figuur 2-18 wordt ter illustratie een V0-kaart getoond.

Voor de basis van het kapstokvlak Sint-Huibrechts-Hern werd enkel een Vint-kaart gemaakt omdat er weinig dieptevariatie op dit vlak aanwezig is. Voor de intervallen tussen de basis van Sint-Huibrechts-Hern en de top van de Krijtgroep en tussen de top en basis van de Krijtgroep werden wel V0-kaarten opgemaakt via de hierboven beschreven methodiek (zie Figuur 2-18).



Figuur 2-18. Voorbeeld van een V0-kaart die gebruikt werd voor de tijd-diepteconversie. Deze V0-kaart is van het interval tussen de basis van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern en de top van de Krijtgroep. De gebruikte boringen met afgeleide snelheidsdata waarop de V0-kaart gebaseerd is, zijn weergegeven.

Voor de V0-kaarten en Vint-kaart is dus, naast ruwe snelheidsdata (sonic- en *well shoot* data), ook gebruik gemaakt van dieptes uit boringen en tijdsdieptes van de kapstokvlakken. Dit heeft als voordeel dat een groter aantal datapunten gebruikt kan worden bij de interpolatie tot de snelheidskaarten (ook boringen zonder snelheidsdata) en dat de dieptes uit de boringen goed aansluiten op de dieptevlakken na tijd-diepteconversie. De afleiding van intervalsnelheden uit de combinatie van boringen en gemodelleerde tijdsvlakken is in dit geval gerechtvaardigd omdat de onzekerheid op de tijdsvlakken in deze ondiepe pakketten relatief laag is. Door deze methodiek zijn de resulterende snelheidskaarten echter wel sterk afhankelijk van de tijdsmodellen van de kapstokvlakken. Beperkte schommelingen in de tijdsdiepte en -dikte kunnen dan al grote veranderingen in de V0/Vint-kaarten veroorzaken, waardoor deze sterke lokale fluctuaties kunnen vertonen die geologisch minder realistisch kunnen zijn. De V0/Vint-kaarten van de eenheden van Cenozoïsche en Krijt ouderdom dienen daarom beschouwd te worden als tussenproduct bij de modellering van de laagvlakken, eerder dan op zich staande producten.
Op basis van de aldus gegenereerde V0-kaarten en k-waarde kunnen via de algemene V0-k formules de tijdsvlakken omgezet worden naar diepte.



Figuur 2-19. Afleiding van de k-waarde voor het Cenozoïcum op basis van de Zmid-Vint methode.

- **Eenheid van Jura ouderdom**

De eenheid van Jura ouderdom of de formaties van Aalburg en Sleen komen enkel voor binnen de Roerdalslenk waar ze slechts door twee boringen aangeboord werden. Omdat twee boringen te weinig zijn om realistische k-waardes te bepalen, werd de k-waarde voor hetzelfde pakket uit Nederland (Altena Groep) uit het Velmod-2-model (Van Dalfsen et al., 2007) overgenomen. Deze Nederlandse k-waarde is gebaseerd op een groot aantal boringen. Bij de opmaak van de V0-kaart werden de twee Belgische boringen als input gebruikt (dieptes uit de boringen en tijdswaardes uit de tijdsvlakken), alsook extrapolatie naar de V0-kaarten van de Altena Group uit het Velmod-2-model van de aangrenzende regio's van Nederland.

- **Eenheid van Perm en Trias ouderdom**

De eenheid van Perm en Trias ouderdom komt zowel voor binnen als buiten de Roerdalslenk, echter op sterk verschillende dieptes en met een verschillende datadichtheid. Daarom werden binnen en buiten de Roerdalslenk ook twee verschillende methodieken gebruik om V0- en k-waardes te bepalen:

- Binnen de Roerdalslenk is de eenheid diep gelegen en slechts door één boring volledig aangeboord. Omdat één boring onvoldoende is voor een betrouwbare bepaling van de k-waarde, gebruikten we voor het snelheidsmodel van de eenheid van Perm en Trias ouderdom in de Roerdalslenk opnieuw de k-waarde voor hetzelfde pakket uit Nederland (Germaanse Groep) uit het Velmod-2-model (Van Dalfsen et al., 2007) waar deze eenheid veel vaker aangeboord werd. Bij de opmaak van de V0-waardes werd de betreffende boring gebruikt, alsook extrapolatie naar de V0-kaarten van de Altena Group uit het Velmod-2-model van de aangrenzende regio's van Nederland.

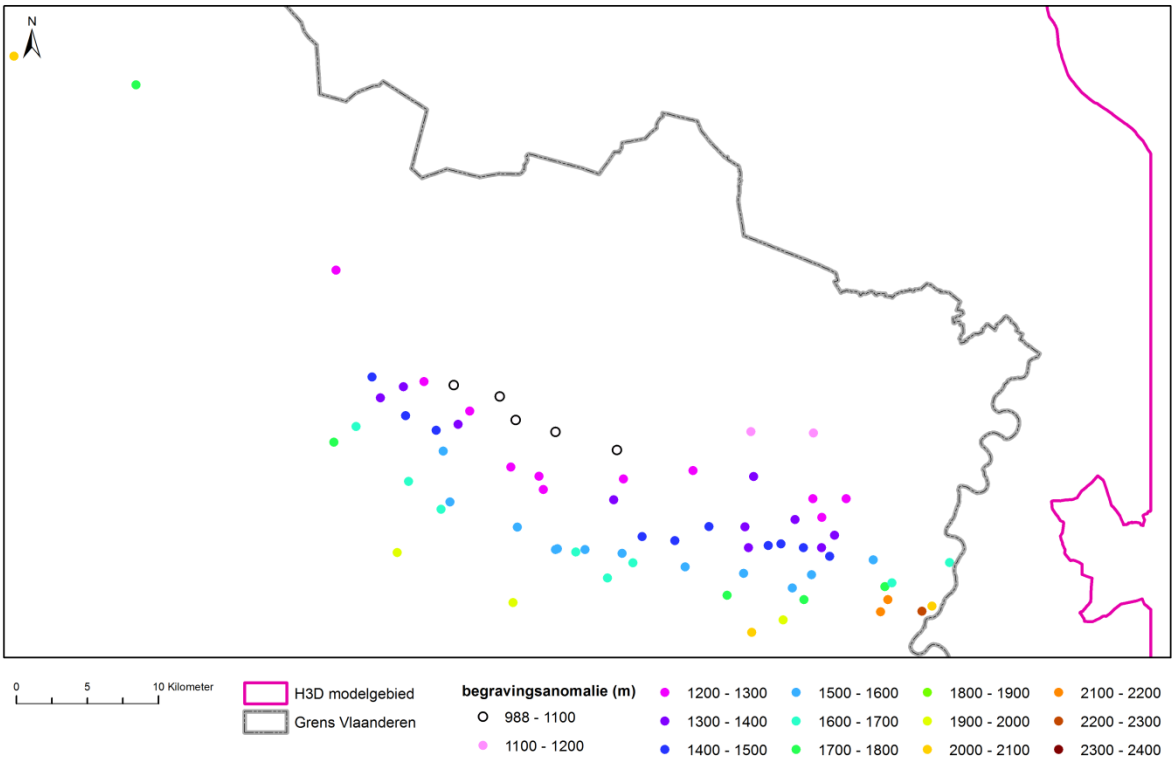
- Buiten de Roerdalslenk of in het Bekken van de Kempen is de eenheid van Perm en Trias ouderdom ondieper gelegen en door een groter aantal boringen aangeboord. Omdat de dieptevariatie redelijk beperkt is en de aangeboorde secties onvolledig zijn, kan geen betrouwbare k-waarde afgeleid worden en is, zoals in de Roerdalslenk, de k-waarde overgenomen uit het Velmod-2 model. Het afleiden van de V0 kaart in het Bekken van de Kempen is dan weer analoog aan de gebruikte methodiek voor het Cenozoïcum en Krijt.

Tabel 2-4. Overzicht berekening k- en V0 waarden voor de verschillende geologische pakketten. Het pakket tussen het referentieniveau (0 m TAW) en basis Sint-Huibrechts-Hern is niet weergegeven omdat hiervoor enkel de Vint werd berekend en dus geen gebruik werd gemaakt van de k- en V0 waarden. Bgm: boorgatmetingen, rds: Roerdalslenk

	K			***V0***	
	Inputgegevens	***Berekening***	***Waarde***	***Inputgegevens***	***Berekening***
Basis Sint-Huibrechts-Hern tot Top Krijt	*$Vint_{sonic}$*	*Zmid-Vint formule*	*0.44*	*- Bgm (diepte)* *- Seism. horiz. (tijd)* *- $Vint_{sonic}$*	*1) Bereken Vint op locaties bgm o.b.v. diepte bgm en tijdshorizonten, controleer via $Vint_{sonic}$ data* *2) Leid V0 af op locaties met bgm* *3) Interpoleer tot V0-kaart*
Krijt	*$Vint_{sonic}$*	*Zmid-Vint formule*	*0.99*	*“*	*“*
Jura	*$k_{Altena\ groep}$ (Nl)*	*-*	*0.484*	*- $Vint_{sonic}$ (2 dataptn)* *- $V0_{Nl}$*	*1) Bereken V0 op 2 locaties met sonic o.b.v. Vint en k* *2) Interpoleer Belgische V0 met V0-kaart in Nederland*
Perm-Trias	*$k_{Germaanse\ groep}$*	*-*	*0.367*	*<u>RDS:</u>* *- $Vint_{sonic}$* *- $V0_{Nl}$* *<u>Bekken van de Kempen:</u>* *- Bgm (diepte)* *- Seism. horiz. (tijd)*	*- <u>RDS</u>:* *1) Bereken V0 op locatie met sonic o.b.v. Vint en k* *2) Interpoleer Belgische V0 met V0-kaart in Nederland* *- <u>Bekken van de Kempen</u>:* *Idem aan berekening Cenozoïcum*
Westfaliaan	*$Vint_{sonic}$*	*1) Corrigeer Zmid voor begravingsanomalie* *2) Corrigeer Zmid voor decompactie* *3) Bereken k-waarde o.b.v. Zmid-Vint formule*	*0.6*	*$Vint_{sonic}$* *(Westfaliaan + Namuriaan gecombineerd)*	*1) Bereken V0 op locaties met gekende begravingsgeschiedenis* *2) Bereken V0 op locaties met sonic* *3) Voeg steunpunten toe op basis van geologische kennis* *4) Combineer puntdata en interpoleer tot V0-kaart*

- **Eenheden van Carboon ouderdom**

Het opstellen van een snelheidsmodel voor de eenheden van Carboon-ouderdom is een complexe oefening omdat de dikte, diepte en lithologische samenstelling van de pakketten sterk verschilt doorheen Vlaanderen. Bovendien werd het Bekken van de Kempen tijdens (vermoedelijk) het Laat Jura en Vroeg Krijt opgeheven en blootgesteld aan erosie, waardoor de huidige begravingsdiepte niet representatief is voor de oorspronkelijke begravingsdiepte (oorspronkelijk waren de pakketten dieper begraven dan momenteel het geval is). Een studie van Ferket et al. (2010) waarbij een bekkenanalyse van 74 boringen met maturiteitsgegevens (vitrinietreflectiviteit) inzicht biedt in de maximale begravingsdiepte van de gesteenten, toonde aan dat het verschil tussen de huidige en de oorspronkelijke begravingsdiepte varieert tussen 1000 en 2000 m, met de hoogste waarden in het mijngebied en in de regio rond Loenhout (Figuur 2-20). Ten slotte is het aantal boringen waarvan snelheidsdata beschikbaar zijn beperkt, en is hun ruimtelijke spreiding onregelmatig. Zo zijn er in totaal 13 bruikbare boringen met snelheidsdata voor het Westfaliaan (waarvan twee in Nederland), en zijn er 17 geschikte boringen met snelheidsgegevens voor het Namuriaan, waarvan er 12 gesitueerd zijn in de zone rond Loenhout. Negen van deze boringen zijn bovendien gedevieerd, hetgeen afwijkingen van intervalsnelheden met zich mee kan brengen. Deze gedevieerde boringen werden daarom niet verder meegenomen in de analyse.



Figuur 2-20. Begravingsanomalie in het breukengebied. Deze begravingsanomalie werd gevonden door het verschil te maken tussen de maximale erosie berekend door Ferket et al. (2010) en de basis van het Krijt, dat gemodelleerd werd in het kader van G3DV3. (Begravingsanomalie = Maximale erosie – Basis Krijt).

Ook voor dit pakket werd de V0-k methode gebruikt via de Zmid-Vint formule, maar aangezien deze formule zou leiden tot een incorrecte k-waarde indien geen rekening gehouden wordt met de begravingsgeschiedenis van de gesteenten (zie Bijlage B), werden een aantal stappen toegevoegd om te corrigeren voor dit effect. Een samenvatting van de toegepaste methodiek kan gevonden worden in Tabel 2-4.

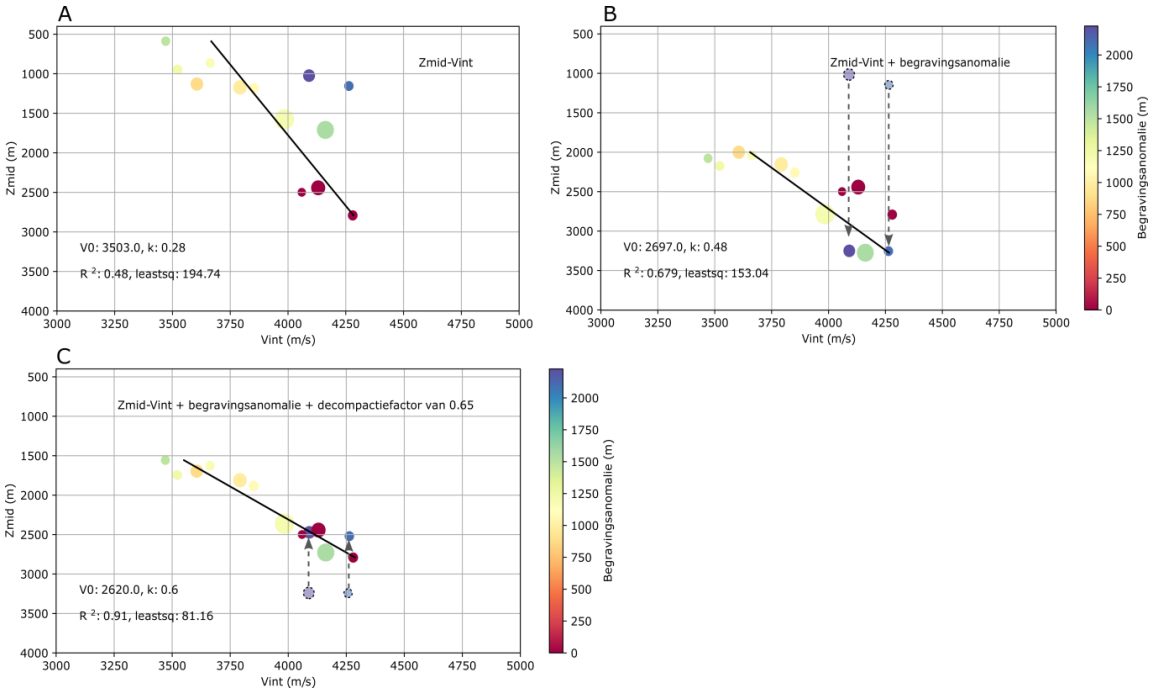
- ***K-waarde:***

Voor de berekening van de k-waarde van het Westfaliaan zijn 13 kwalitatieve sonic logs ter beschikking. Indien deze rechtstreeks worden uitgezet op een Zmid-Vint plot is de spreiding op de snelheid-dieptekoppels zeer groot en de bekomen k-waarde onrealistisch laag (k= 0.28) (Figuur 2-21 A). Zoals hierboven aangehaald is de belangrijkste reden hiervoor dat de boringen een begravingsanomalie kennen: ze vertonen een verschillende graad van overcompactie als gevolg van post-depositionele opheffing en erosie. Deze begravingsanomalie betekent concreet dat de huidige diepte niet overeenkomt met de oorspronkelijke maximale begravingsdiepte van de gesteenten.
Om voor dit effect te corrigeren werden de Zmid-waarden van de gebruikte boringen gecorrigeerd voor de begravingsanomalie (indien niet rechtstreeks beschikbaar werden benaderingen bekomen op basis van een interpolatie van de data uit Ferket et al. (2010). Hierbij verschuiven de boringen met een begravingsanomalie verticaal op de grafiek, richting grotere dieptes, terwijl hun intervalsnelheid constant blijft (Figuur 2-21 B). Dit leidt tot een substantiële verbetering van het model en een meer realistische k-waarde (k = 0.48).
Het is echter ook bekend dat gesteenten die opgeheven worden in min- of meerdere mate decompacteren (Al-Chalabi en Rosenkranz, 2002). Dergelijke decompactie heeft tot gevolg dat de snelheden in de gesteentepakketten verlagen. Omdat er geen gegevens beschikbaar zijn over de graad van decompactie werd deze factor in deze studie zo gekozen dat de boringen zo goed mogelijk fitten op de regressielijn (Figuur 2-21 C). Uit deze analyse volgt dat een decompactiefactor van 0.65 leidt tot de beste resultaten. De Zmid-Vint formule wordt hierbij herschreven naar:

$$V_{int,huidig} = V_{0,oorspr} + k\,(U.c + Z_{mid,huidig})$$

Met U de begravingsanomalie (m) en c de decompactiefactor.

Er dient te worden opgemerkt dat deze decompactiefactor waarschijnlijk te laag is ingeschat, aangezien lithologische effecten waarschijnlijk ook een effect hebben op de relatie tussen de snelheden en dieptes van de verschillende boringen. Deze finale correctiestap leidt tot een k-waarde van 0.6 (ten opzichte van 0.48 zonder het effect van decompactie in rekening te brengen) en een V0-waarde van 2620 m/s.



Figuur 2-21. Berekening van een algemene k-waarde voor het Westfaliaan. A) standaard Zmid-Vint methode; B) correctie van Zmid voor de begravingsanomalie, het effect wordt geïllustreerd voor 2 boringen; C) correctie van Zmid voor de begravingsgeschiedenis en een decompactie, het effect wordt geïllustreerd voor 2 boringen.

Bovenstaande paragrafen beschrijven de methode voor het berekenen van een correcte k-waarde voor het Westfaliaan. Aangezien er maar zeer weinig (niet-gedevieerde) snelheidsdata voor het Namuriaan beschikbaar zijn, de logs een gelijkaardige snelheid tonen in de basis van het Westfaliaan als in de top van het Namuriaan, de meeste aangeboorde pakketten relatief dun zijn en de secties relatief onvolledig, werd ervoor geopteerd om voor dit pakket de k-waarde van het Westfaliaan over te nemen. Ook voor het Namuriaan zal dus gewerkt worden met een k-factor van 0.6.

- ***V0-kaart***

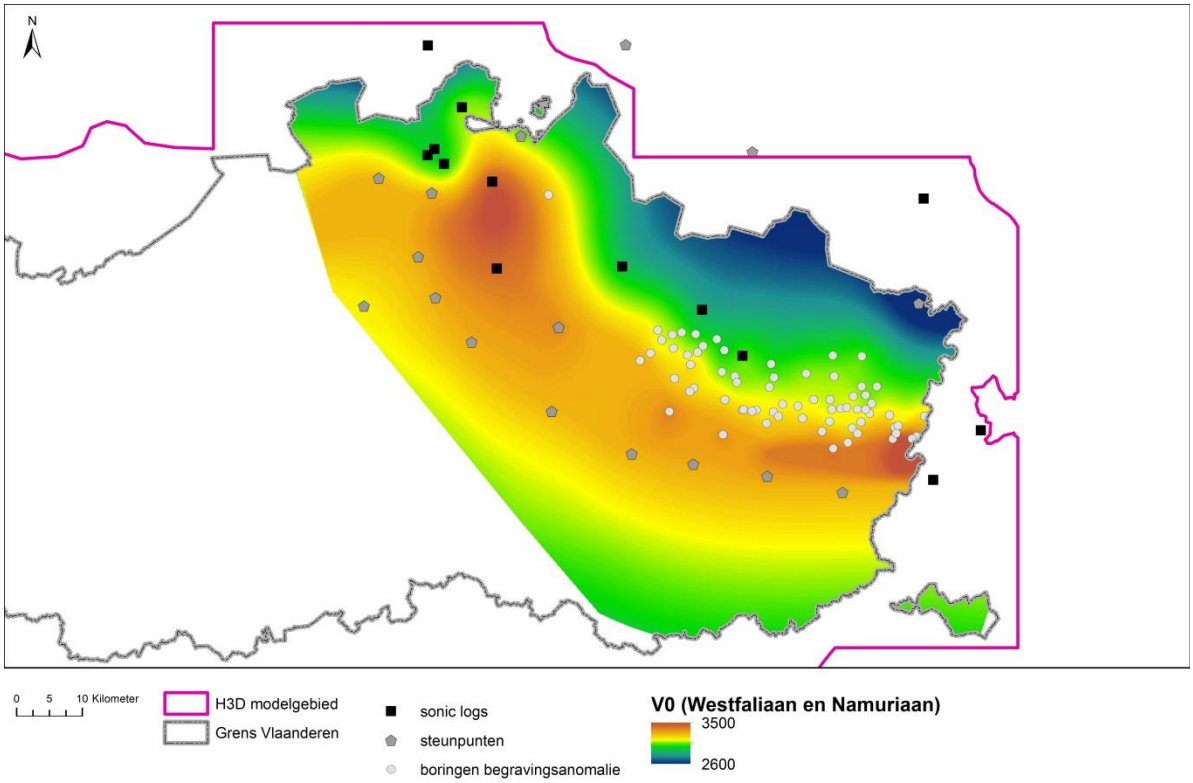
Hoewel er in principe kan gewerkt worden met een constante V0-waarde voor een volledig pakket, wordt deze parameter traditioneel gekalibreerd aan de boringen met snelheidsgegevens, opdat het snelheidsmodel exact zou kloppen aan de boringen. Vervolgens worden de V0-waarden geïnterpoleerd tot een kaart, die kan gebruikt worden om de algemene V0-k formule uit te rekenen voor elk punt in het studiegebied. Door de V0-waardes enkel te interpoleren tussen de boringen, hebben de resulterende V0-kaarten niet steeds een geologische betekenis. Daarom dienen deze kaarten gestuurd te worden met geologische kennis/concepten. Voor het Westfaliaan in het bijzonder is duidelijk aangetoond dat de V0-waarde sterk zal beïnvloed worden door de begravingsgeschiedenis. Hierdoor kan het inbrengen van de begravingsgeschiedenis tot een sterke verbetering leiden van de V0-kaarten. We opteerden om de begravingsgeschiedenis in te brengen door de formule die werd opgesteld in het kader van de afleiding van de k-factor te combineren met de algemene formule voor Zmid-Vint:

$$V_{int,huidig} = V_{0,oorspr} + k\left(U.c + Z_{mid,huidig}\right)$$

$$\text{en: } V_{int,huidig} = V_{0,huidig} + k.Z_{mid,huidig}$$

$$Dus\text{: } V_{0,huidig} = V_{0,oorspr} + k.U.c$$

Bovenstaande formule laat toe een V_0-waarde te berekenen voor alle 74 boringen waarvan de begravingsanomalie werd berekend in het kader van de studie van Ferket et al. (2010). De begravingsanomalie U, de k-waarde (0.6/s), de decompactiefactor (0.65) en $V_{0,oorspr}$ (2620 m/s) zijn namelijk gekend. Deze V_0-waarden kunnen vervolgens gecombineerd worden met de V_0-waarden berekend in de boringen volgens de algemene Vint-Zmid formule. Hierbij werden de Westfaliaan- en Namuriaangesteenten samengenomen tot één pakket. Op deze manier wordt een set gegenereerd van meer dan 80 V_0-punten die kunnen geïnterpoleerd worden tot een kaart (Figuur 2-22). Bij deze interpolatie werden een aantal steunpunten toegevoegd, om de begravingstrend nog beter te kunnen sturen volgens de geologische kennis/concepten.



Figuur 2-22. Geïnterpoleerde V0 kaart van het Westfaliaan, met aanduiding van locaties met snelheidsdata, boringen met informatie over de begravingsanomalie en steunpunten gebruikt bij de interpolatie.

Deze V0-kaart heeft een duidelijke ruimtelijke trend, die grotendeels gebaseerd is op de begravingsgeschiedenis. Daarnaast is ze ook gekalibreerd aan de boringen: het maximale verschil tussen de berekende V0 op basis van de sonic data en het geïnterpoleerde raster bedraagt 5 m/s. De hoogste V0-waarden worden gevonden in het Mijngebied en de regio rond Merksplas, of waar het verschil tussen de maximale begravingdiepte en de huidige begravingsdiepte groot is. In de regio rond Loenhout is de V0-waarde eerder klein omdat hier (van het gehele Westfaliaan-Namuriaan interval) slechts een dunne sectie van Onder-Namuriaan schalies overblijft (na post-depositionele erosie) met een lage akoestische snelheid. Vanuit de lijn van het Mijngebied tot de regio rond Merksplas neemt de V0-waarde algemeen af in noordoostelijke en zuidwestelijke richting. De afname in noordoostelijke richting valt samen met een afname van het verschil tussen de maximale begravingdiepte en de huidige begravingsdiepte.

De afname van de V0-waarde in zuidwestelijke richting wordt veroorzaakt doordat de eenheden van Westfaliaan ouderdom in deze richting worden afgesneden, waardoor het aandeel van de Namuriaan schalies (met een algemeen lagere akoestische snelheid) groter wordt.

2.4.6.2 TIJD-DIEPTECONVERSIE BREUKVLAKKEN

Omdat breuken verschillende kapstokvlakken met elk hun V0- en Vint-waardes (kunnen) snijden, is er een andere methodiek nodig om breukvlakken om te zetten naar diepte in vergelijking met de laagvlakken. Echter, om consistentie te hebben tussen de omzetting van laag- en breukvlakken van tijd naar diepte, kunnen ze preferentieel via dezelfde snelheidswaardes omgezet worden. Daarom wordt geopteerd om het snelheidsmodel waarmee de breuken omgezet worden naar diepte te baseren op het snelheidsmodel of de V0- en Vint-kaarten waarmee de laagvlakken ook omgezet werden naar diepte. Dit kan tot stand komen door de ruimte tussen de kapstokvlakken op te vullen met waardes op basis van de betreffende V0- en Vint-kaarten.

In de software GOCAD moet men hiervoor een zogenaamde VOXET of 3D-kubus aanmaken, die opgevuld kan worden met reguliere voxels waaraan eigenschappen kunnen toegekend worden, zoals bijvoorbeeld snelheden. De gebruikte resolutie voor deze VOXET en dus het 3D-snelheidsmodel is 500m x 500m x 10ms.

In de 3D-kubus kunnen laagvlakken geïncorporeerd worden met hun bijhorende eigenschappen (zoals V0 en Vint) (Figuur 2-23a). Een vereiste hiervoor is dat alle laagvlakken volledig gebiedsdekkend zijn over het gehele gebied van de 3D-kubus. Dit betekent enerzijds dat de breuksprongen moeten opgevuld worden en anderzijds dat laagvlakken (in gebieden waar ze niet voorkomen) moeten doorgetrokken worden op dezelfde hoogte van het bovenliggende vlak. Van zodra alle laagvlakken conform de vereiste van de software opgemaakt zijn, kan men de 3D-kubus gaan onderverdelen in volumes tussen de laagvlakken (Figuur 2-23b). Via volgende lineaire functie kan men daarna deze volumes gaan opvullen met instantane snelheden. De hier toegepaste lineaire functie van de instantane snelheid:

$$V_{inst} = V_{top} + k_t * (Z_t - Z_{top_t})$$

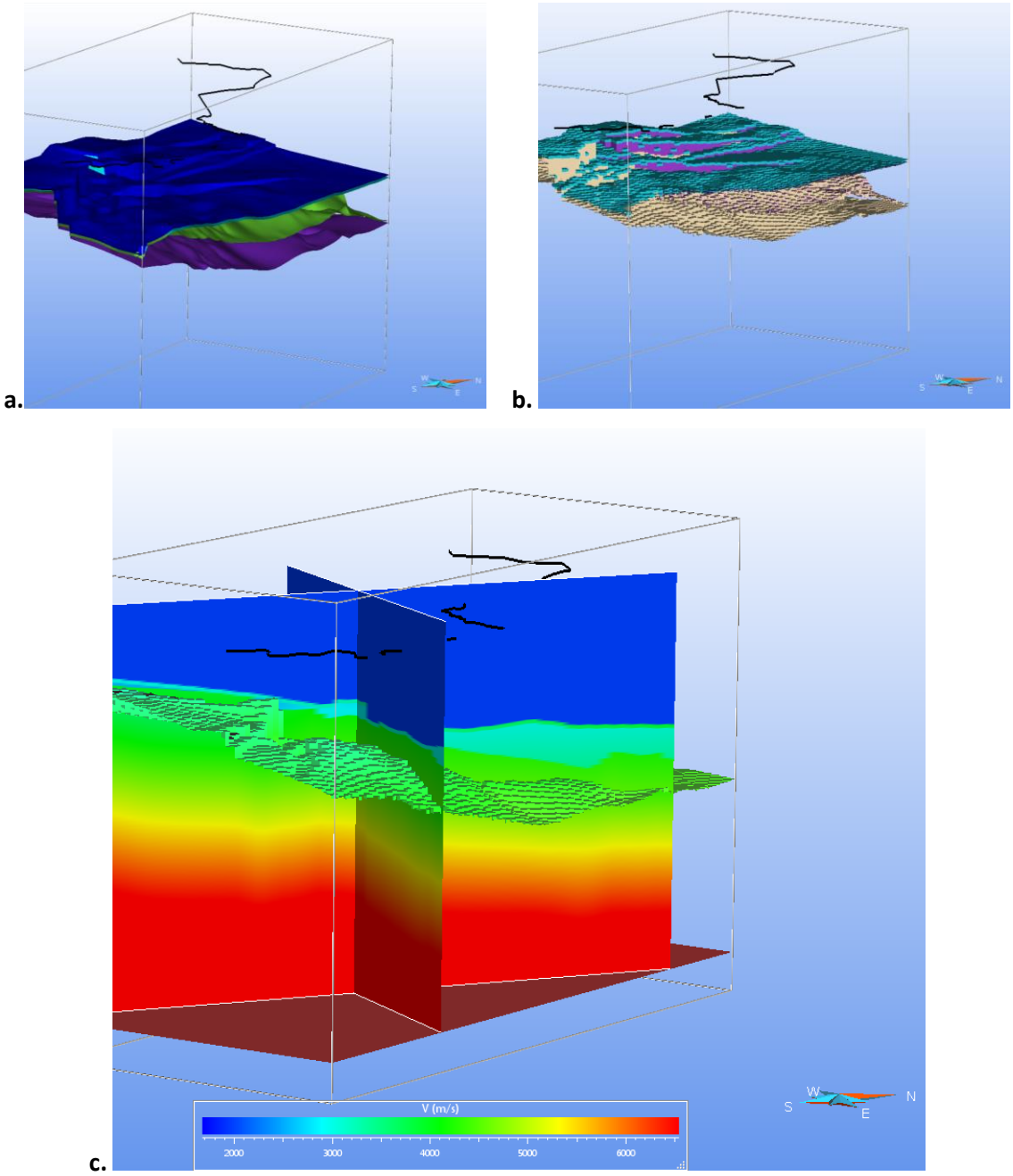
Waarbij:

- V_{top} = de snelheid aan de top van een pakket, waarbij $V_{top} = V_0 + k * Z_{top}$
- k_t = de toename in snelheid per milliseconde, waarbij $k_t = k * (V_{int}/2000)$
- Z_t = een bepaalde tijdsdiepte in het pakket waarvoor de V_{inst} bepaald wordt
- Z_{top_t} = de tijdsdiepte van de top van het pakket

Op basis van deze formule kan de snelheid voor elke voxel in de 3D-kubus bepaald en opgevuld worden rekening houdend met de grenzen van de laagvlakken. Het eindresultaat is dan een 3D instantane snelheidsvoxet (Figuur 2-23c). Voor het omzetten van de breuken naar diepte zijn echter gemiddelde snelheden nodig. Deze kunnen eenvoudig afgeleid worden op basis van de instantane snelheden.

Omdat er grote verschillen (zowel qua diepte, dikte, voorkomen en samenstelling van pakketten als datadichtheid) zijn tussen het Bekken van de Kempen en de Roerdalslenk, is besloten om voor beide gebieden aparte snelheidsvoxets op te bouwen. De randbreuken van de Roerdalslenk vormen de grens tussen beide voxets. Deze randbreuken zelf werden via de voxet van de Roerdalslenk omgezet naar diepte.

Omdat er in de projecten H3O-De Roerdalslenk en H3O-De Kempen een snelheid van 2000 m/s werd verondersteld voor omzetting van de breukvlakken van tijd naar diepte in het Cenozoïsche bereik, werd deze waarde nu ook overgenomen in deze H3O-modelgebieden binnen de 3D-voxet. Onder dit Cenozoïsche bereik werden de berekende V0-waardes gebruikt die hierboven besproken worden.



Figuur 2-23. a) Laagvlakken incorporeren in een voxet; b) Regio's definiëren op basis van laagvlakken; c) Voxet met instantane snelheden

2.4.7. MODELLERING BREUK- EN LAAGVLAKKEN IN DIEPTE

2.4.7.1 MODELLERING BREUKVLAKKEN IN DIEPTE

De tijd-diepteconversie van de breukvlakken in tijd resulteerde in breukvlakken in diepte binnen het seismisch bedekte gebied en het Mijngebied. De seismische data en deze van het Mijngebied bedekken echter niet het gehele breukengebied (zie Figuur 2-3). Ten zuiden van het seismische bedekte gebied en Mijngebied, werden er namelijk lokaal nog breuken geobserveerd, hoofdzakelijk op basis van (duidelijke dieptesprongen van laagvlakken tussen) boringen. Deze breukvlakken kunnen lokaal nog belangrijk zijn voor de modellering van de laagvlakken omdat ze deze opbreken, waardoor ze dienden meegenomen te worden in het breukenmodel. In tegenstelling tot de modellering van de breukvlakken in het seismische bedekte gebied of Mijngebied, werden deze breuken echter in diepte gemodelleerd op basis van hoofdzakelijk boringen. Volgende stappen werden daarbij doorlopen:

- Er werd een breuksprong vastgesteld tussen boringen (bij voorkeur met boorgatmeting).
- Waar de breuk verondersteld werd voor te komen, werden steunlijnen voor de sturing van het breukvlak aangemaakt in diepte binnen de software GOCAD.
- Er werd daarbij een hoek verondersteld van 70° voor de helling van het breukvlak.
- Tenslotte werden er steunlijnen aangemaakt aan de uiteindes van de breuk om het breukvlak te finaliseren.

Aldus werd er een finale set van 3D breukvlakken in diepte bekomen. In Bijlage F2 wordt er een belangrijke kanttekening gemaakt bij het breukenmodel.

2.4.7.2 MODELLERING KAPSTOKVLAKKEN IN DIEPTE

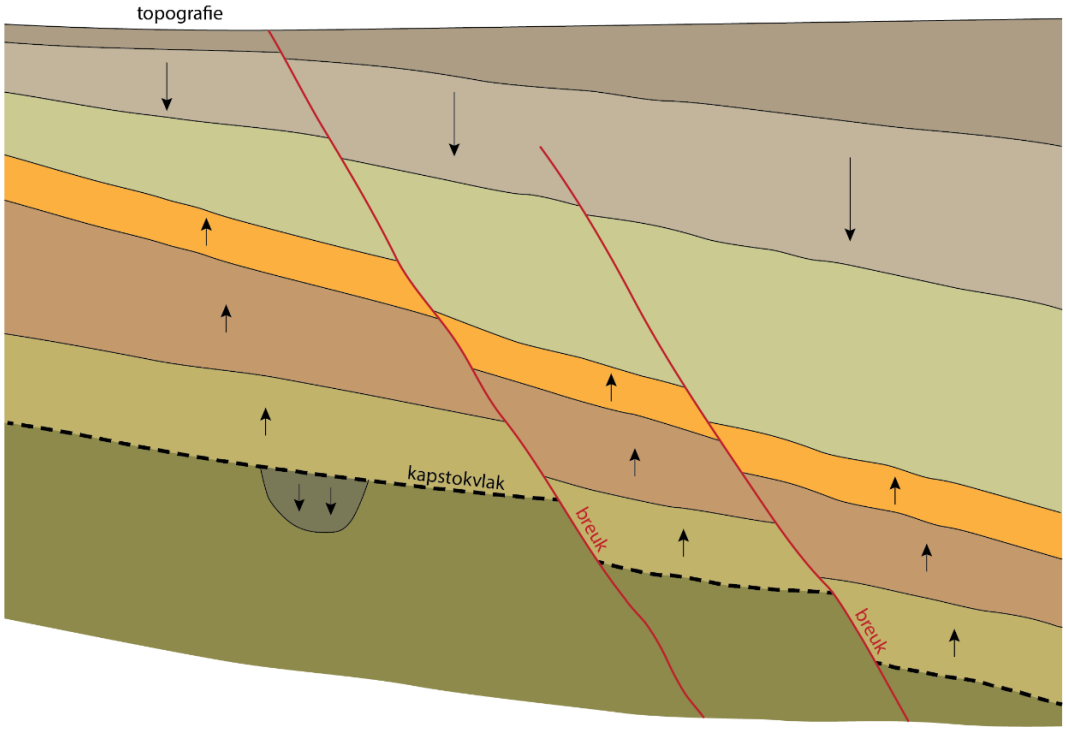
De modellering van de kapstokvlakken in diepte kwam op verschillende manieren tot stand in drie gebieden van Vlaanderen, afhankelijk van de aanwezigheid van seismiek en breuken in het Cenozoïsche bereik:

- In het seismisch bedekte gebied resulteerde de tijd-diepteconversie van de kapstokvlakken in tijd in de kapstokvlakken in diepte.
- Ten westen van het seismisch bedekte gebied werden er geen breukvlakken gemodelleerd die de laagvlakken opbreken en bevinden we ons buiten het breukengebied. De modellering buiten het breukengebied wordt toegelicht in hoofdstuk 2.5.
- Ten zuiden van het seismische bedekte gebied werden er nog wel breukvlakken gemodelleerd die de laagvlakken opbreken en bevinden we ons dus nog binnen het breukengebied. Omdat hier amper seismische data gelegen is, werden in het zuidelijke breukengebied ook geen kapstokvlakken in tijd op basis van seismiek gemodelleerd, maar werd de modellering ervan enkel uitgevoerd op basis van informatie uit boringen (in diepte). Voor de kapstokvlakken waren reeds interpretaties van boringen en isohypsen beschikbaar uit het G3Dv2-model, waarbij diezelfde kapstokeenheden gekarteerd werden. Voor dit model werden de bestaande of herinterpretaties van deze boringen en lokaal ook isohypsen of steunpunten gebruikt als input voor de modellering van de kapstokvlakken in het zuidelijke breukengebied. Deze inputdata werd in de software GOCAD ingeladen en geïntegreerd gemodelleerd samen met de bestaande, verder noordelijk gelegen (seismische gemodelleerde) kapstokvlakken in diepte alsook de breukvlakken in diepte. Hierbij werd de workflow voor de modellering van tijdsvlakken (zie paragraaf 2.4.5.2) opnieuw doorlopen, maar dan in diepte in plaats van in tijd.

2.4.7.3 MODELLERING OVERIGE VLAKKEN IN DIEPTE

Naast de kapstokvlakken, dienden ook nog de overige modeleenheden gekarteerd te worden binnen het breukengebied. Dit gebeurde al dan niet op basis van de kapstokvlakken:

- De modellering van de basisvlakken van de eenheden ouder dan het Neogeen gebeurde op basis van een diktestapeling op de kapstokvlakken. Zo werden er voor de eenheden boven en eventueel ook onder de kapstokvlakken eerst diktekaarten opgemaakt op basis van de interpretaties uit de boringen. De methodieken om dergelijke diktekaarten op te maken worden toegelicht in paragraaf 2.6. Eens de diktekaarten opgemaakt waren, werden ze bij de kapstokvlakken opgeteld of afgetrokken om de top- of basisvlakken van de betreffende eenheden te bekomen. Deze top- of basisvlakken konden hierna op hun beurt gebruikt worden voor de diktestapeling van de daarboven- of onderliggende eenheden. Deze methode wordt geïllustreerd in Figuur 2-24.
- De eenheden van Neogeen en Quartaire ouderdom konden binnen het breukengebied niet met behulp van seismiek gemodelleerd worden (te slecht seismisch beeld). Omwille van Neogeen tot recente breukenactiviteit en dus verdikking van eenheden over breuken, konden deze eenheden ook niet via diktestapelingen op de onderliggende kapstokvlakken gemodelleerd worden zoals in de paragraaf hierboven (zie Figuur 2-24). Hierdoor dienden deze eenheden apart van de kapstokvlakken gemodelleerd te worden. Daarbij werd een gelijkaardige workflow doorlopen als deze voor de modellering van de kapstokvlakken in diepte ten zuiden van het seismisch bedekte gebied (zie paragraaf 2.4.7.2).



Figuur 2-24. Illustratie van de methodieken van de modellering van de overige vlakken (tussen de kapstokvlakken) in het breukengebied. Het kapstokvlak (via een streepjeslijn aangegeven) wordt gebruikt voor de modellering van de bovenliggende eenheden door diktestapeling (aangegeven via pijlen). De richting van de pijlen (naar boven of onder) duidt op de manier van stapeling (naar boven of onder). In het ondiepe bereik (bovenin de figuur) wordt het kapstokvlak niet gebruikt, maar wordt er in diepte gemodelleerd (aangegeven via pijlen naar onderen toe).

2.5. WERKWIJZE INTERPRETATIE EN MODELLERING BUITEN BREUKENGEBIED

Buiten het breukengebied is er amper seismische data ter beschikking en werd er dan ook geen gebruik van gemaakt, maar gebeurde de interpretatie en modellering van de modeleenheden op basis van boorgegevens. Hiervoor kon in deze regio gestart worden vanuit het bestaande G3Dv2-model (zie paragraaf 2.2.5). In dit G3v2-model zitten vlakken op formatieniveau die leidend waren voor de hermodellering van dezelfde formaties alsook de modellering van de tussenliggende leden voor het huidige model.
Vanwege de mate van detail die meestal vereist is voor de indeling van formaties in leden, vond deze voor veruit de meeste eenheden plaats op basis van de interpretaties van boringen met geofysische boorgatmetingen (zie paragraaf 2.3.2). Via deze boorgatmetingen werden aldus de basissen en toppen van de verschillende formaties en hun leden geïnterpreteerd.

De aanpak van het gebruik van boringen met boorgatmetingen voor de opmaak van dit model verschilt sterk van deze voor de opmaak van het G3Dv2-model. In dit laatste model werd uitgegaan van een selectie van bestaande interpretaties (in de databanken van DOV en/of BGD) van boringen met en zonder geofysische boorgatmetingen die gecontroleerd en eventueel lokaal aangepast werden. In het huidige model wordt daarentegen gestart met (her)interpretaties van boringen met geofysische boorgatmetingen om de interpretatie van omliggende boringen zonder geofysische boorgatmetingen te controleren. Interpretaties van boringen met geofysische boorgatmetingen krijgen daarom meer gewicht in het huidige model dan in het G3Dv2-model. Ook was de selectieset aan boorgatmetingen kleiner voor het G3Dv2-model dan in het huidige model. Verder zijn er door de interpretaties van de boorgatmetingen ook nieuwe inzichten ontstaan die nog niet ontwikkeld waren tijdens de opmaak en dus niet verwerkt waren in G3Dv2-model.

Een gevolg van deze verschillen in aanpak en selectieset en het voortschrijdend inzicht is dat de huidige interpretatie van boorgatmetingen niet steeds aansluit bij de vlakken van het G3Dv2-model. Hierdoor dienden de bestaande G3Dv2-modellen van de formaties ruimtelijk uitgebreid of net ingekort te worden of indien binnen het model de afwijking met de nieuwe interpretaties groter dan 5 m waren, in diepte aangepast te worden.

Deze aanpassing vond plaats door de isohypsen - die als input diende voor de opmaak - van het G3Dv2-model van de betreffende eenheid aan te passen aan de interpretatie ervan op de locatie van de boorgatmetingen. Het aanpassen van deze isohypsen gebeurde - afhankelijk van de persoonlijke voorkeur van de modelleerder - zowel in ARCGIS als Autocad software. Bij deze aanpassingen werd erover gewaakt dat concepten die eerder in het G3Dv2-model aanwezig waren, gerespecteerd bleven, tenzij deze concepten achterhaald bleken. De concepten die gebruikt werden voor de interpretatie en modellering per modeleenheid worden besproken in HOOFDSTUK 3.
Nadat de formatiegrenzen consistent waren gemaakt met de nieuwe boorinterpretaties, konden deze gebruikt worden voor de indeling van de leden.

2.6. MODELLERING MET DIKTES

Bepaalde laagvlakken werden niet rechtstreeks in diepte gemodelleerd, maar werden opgebouwd op basis van omliggende, reeds bestaande, laagvlakken. Zo kan een nieuw topvlak van een eenheid bekomen worden door de dikte van deze eenheid op een reeds opgemaakt basisvlak van diezelfde eenheid op te tellen. Dit topvlak kan dan dienen als basisvlak van een bovenliggende eenheid. Op die manier kan via diktestapeling een reeks van eenheden aangemaakt worden bovenop of onder een reeds gemodelleerd basisvlak.

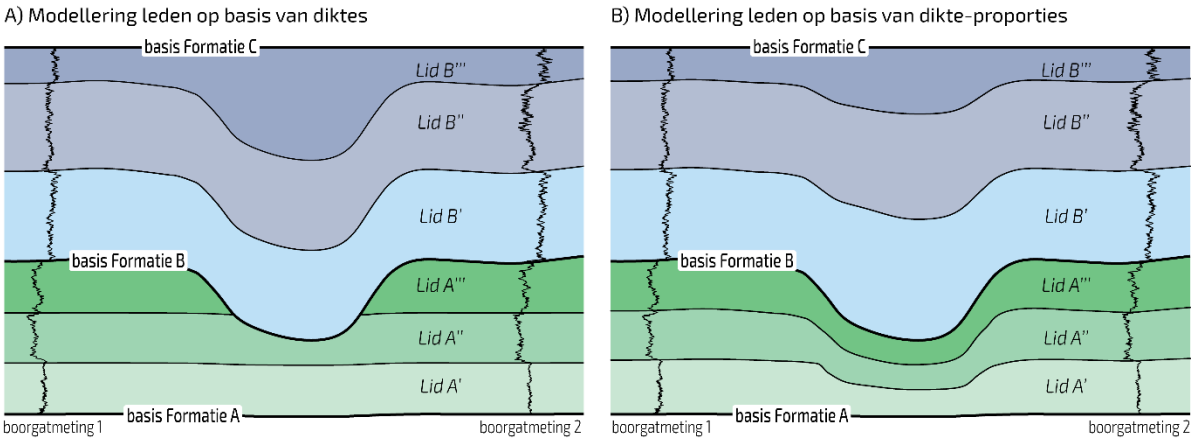
Vooral bij de modellering van de leden werd deze methodiek vaak toegepast, waarbij de formatiegrenzen als basisvlak konden gebruikt worden, omdat de leden steeds volledig binnen formaties moeten vallen. De modellering van leden via diktestapeling binnen formatiegrenzen kan via verschillende methodieken tot stand komen. Twee methodieken genoten daarbij veelal de voorkeur voor het huidige model:

1) Via dikte-proporties: Bij de modellering van leden via dikte-proporties werd voor boringen waarin het lid werd geïnterpreteerd, de verhouding berekend van de dikte van het betreffende lid ten opzichte van de dikte van de formatie waarin het voorkomt in deze boring. Deze dikte-proportie wordt vervolgens (met gebruik van steunpunten of -lijnen) volgens de geologische kennis/concepten geëxtrapoleerd tot een raster. Dit dikte-proportieraster wordt hierna vermenigvuldigd met de totale dikte van de formatie om aldus de dikte van het betreffende lid te bekomen. De dikte van dit lid kan tenslotte ingepast worden binnen de formatie om dusdanig de basis- en toprasters ervan te bekomen.
Dikte-proportiekaarten kunnen op verschillende manieren opgebouwd worden:

- Met regionaal variërende proporties: Indien er een duidelijke trend volgt uit de dikte-proporties voor de leden die werden berekend op de locaties van de boringen, kunnen kaarten van dikte-proporties worden opgesteld met regionaal variërende waardes. In eerste instantie worden daarbij voor de verschillende boringen diktepropporties berekend per lid. Vervolgens worden deze diktepropporties met behulp van steunpunten of -lijnen per lid geïnterpoleerd tot een regelmatig raster.
- Zonder regionaal variërende proporties: Indien er geen duidelijke trend volgt uit de dikte-proporties voor de leden die werden berekend op de locaties van de boringen, kunnen kaarten van dikte-proporties worden opgesteld zonder regionaal variërende waardes. In eerste instantie wordt daarbij op basis van alle boringen één gemiddelde diktepropportie berekend per lid. Vervolgens wordt er een regelmatig raster gegenereerd, waarbij aan het centrum van iedere cel deze gemiddelde waarde wordt toegekend. Op deze manier worden dus een groot aantal steunpunten gegenereerd met een realistische, gemiddelde diktepropportie. Vervolgens wordt deze set gecombineerd met de proporties volgens de individuele boringen op de locaties van deze boringen. Hierbij worden alle steunpunten die zich binnen een cirkel rond de boringen bevinden uit het regelmatig raster verwijderd. De diameter van deze cirkel valt samen met de afstand tussen de rasterpunten van het regelmatige raster. Op deze manier wordt verzekerd dat de gecreëerde rasters overeenstemmen met waardes uit de gebruikte boringen, en een realistische gemiddelde waarde krijgen op locaties met weinig informatie.

2) Diktes: Bij de modellering van leden via diktes, worden er diktes bepaald van de verschillende leden binnen een formatie op de locaties van de boringen. Deze diktes worden vervolgens geïnterpoleerd over de voorkomens van de betreffende leden. Om de diktetrends bij de sturen, worden steunlijnen en/of steunpunten toegevoegd. Als dusdanig worden dikterasters bekomen die onder of boven een formatiegrens opgehangen kunnen worden om aldus de basisrasters van de leden te bekomen. Meestal worden diktes gestapeld vanaf het basisraster van de formatie. De dikte van het bovenste of jongste lid van de formatie volgt daarbij als automatisch resultaat van de diktestapeling van de onderliggende leden.

De keuze voor het modelleren met dikte-proporties of diktes wordt bepaald door de geologische geschiedenis. Indien de top van een formatie bijvoorbeeld werd ingesneden (na afzetting ervan), kan op basis van dikte-proportiekaarten deze insnijding ongewild doorgedrukt worden in de onderliggende leden van deze formatie (zie Figuur 2-25A). Om deze doordrukking te vermijden, kunnen de leden gemodelleerd (en gestapeld) worden met behulp van diktes.
In een ander geval kunnen de grensvlakken van een formatie een onregelmatig verloop kennen, zoals bij de invulling van een geul, zodat opvulling met behulp van diktes moeilijker wordt (zie Figuur 2-25 B). In dergelijke gevallen kan door het werken met dikte-proporties het onregelmatige verloop van de formatiegrenzen verdeeld worden over de verschillende leden waaruit de formatie is opgebouwd.



Figuur 2-25. Overzicht van de verschillende gehanteerde methodieken van modellering op lid-niveau binnen vastliggende formatiegrenzen. Sectie A toont de modellering op basis van diktes en sectie B op basis van dikte-proporties. Deze figuur illustreert dat afhankelijk van de gekozen methodieken, sterk verschillende resultaten bekomen worden van het verloop van leden tussen dezelfde formatiegrenzen.

Meestal werden lateraal equivalente eenheden via één diktekaart gemodelleerd. De grenzen ertussen werden nadien opgelegd. Indien ze niet breukgebonden of sterk erosief zijn, verlopen de grenzen tussen lateraal equivalente eenheden via vertandingen. Door modeltechnische beperkingen en/of door gebrek aan data in de vertandingszone werden deze grenzen echter meestal als verticaal gemodelleerd. Deze verticale grenzen in de modellen zijn daarom een simplificatie van de geologische complexiteit.

Diktekaarten werden behalve voor de modellering van de leden, ook deels gebruikt voor de modellering van formaties. Dit was hoofdzakelijk het geval binnen het breukengebied waar een diktestapeling kon plaatsvinden op of onder de kapstokvlakken. Deze kapstokvlakken werden namelijk opgemaakt op basis van een grote set van inputdata (boringen én seismiek; zie paragraaf 2.4) en waren daarom handig voor de modellering van onder- en bovenliggende eenheden waarvoor minder inputdata (enkel boringen) voorhanden is. Zo werden voor de verschillende formaties of leden diktekaarten opgesteld op basis van de interpretaties in boringen (voor methodiek zie hierboven). Deze diktekaarten werden vervolgens bij seismisch gemodelleerde kapstokvlakken (zoals basis Sint-Huibrechts-Hern of top Krijtgroep) opgeteld of afgetrokken. Via deze stapeling werden dus in het breukengebied nieuwe basisvlakken van formaties en leden bekomen.

De voorwaarde om deze methode te kunnen hanteren is dat er geen belangrijke processen optreden tijdens de afzetting die het conforme diktepatroon naar boven toe kunnen verstoren (zoals een diepe insnijding of syn-sedimentaire breukwerking). Dit is bijvoorbeeld het geval voor de late Oligoceen tot recente periode in het breukengebied, waar syn-sedimentaire breukwerking voor diktesprongen van eenheden over breuken zorgt. Hierdoor kon de hierboven beschreven methodiek van diktestapeling niet toegepast worden voor eenheden jonger dan het late Oligoceen in het breukengebied en werden de laagvlakken ervan rechtstreeks in diepte gemodelleerd.

2.7. INTEGRATIE VAN LAAG- EN BREUKVLAKKEN

2.7.1. INLEIDING

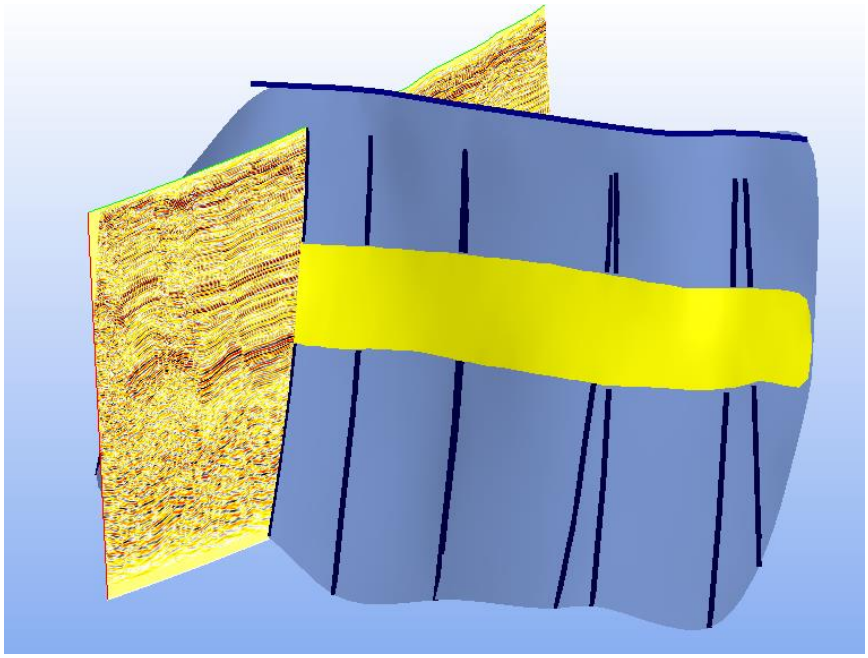
Deze paragraaf omvat een bespreking van de integratie van deelproducten. Deze deelproducten kunnen nieuwe laag- en breukvlakken zijn van verschillende gebieden die geïntegreerd moeten worden, maar ook reeds bestaande laagvlakken die geïntegreerd moeten worden met de nieuwe.
Zo werden er in eerdere projecten ook reeds laag- en breukvlakken aangemaakt die voor dit project gebruikt werden. Dit gebruik verliep echter meestal nog met de nodige bewerkingen om de aansluiting van de bestaande met de nieuwe data te verzorgen. Verder werden er binnen dit project ook verschillende methodieken gebruikt voor de modellering van dezelfde eenheden binnen en buiten het breukengebied, waardoor de resulterende rasters van beide gebieden in een latere fase aaneengesloten dienden te worden. Deze paragraaf licht toe welke integraties er nodig waren om tot consistente modellen te komen.

2.7.2. INTEGRATIE BREUKMODELLEN

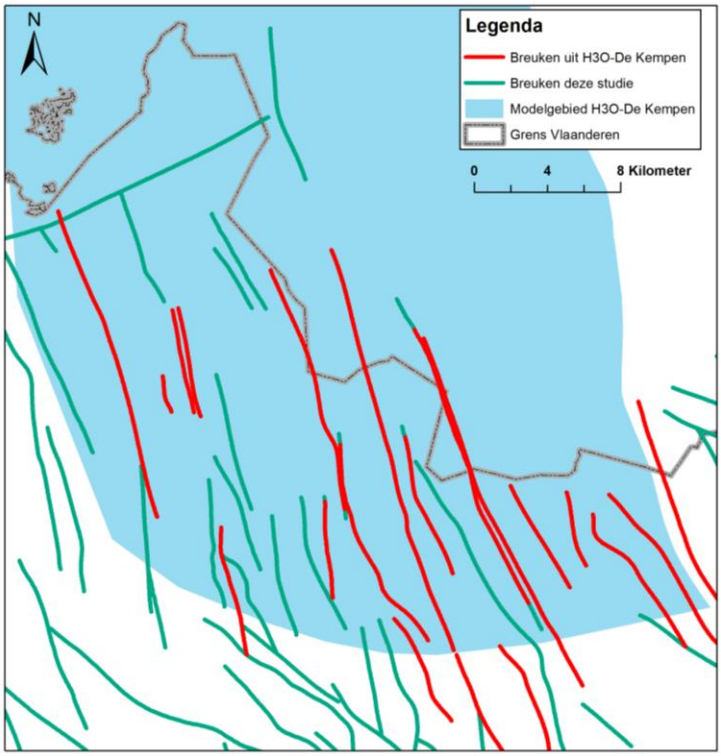
Tijdens de H3O-projecten werden breukvlakken gecreëerd voor de sturing van de modellering van Cenozoïsche laagvlakken. Voor dit project werden de breukvlakken (en laagvlakken) van deze projecten volledig geïntegreerd met de breukvlakken in de rest van het breukengebied. Zodoende werd één consistent regionaal breukvlakkenmodel bekomen voor het gehele breukengebied. Echter, binnen de H3O-projecten werden 1) breuken als verticaal verondersteld in het ondiepe Cenozoïsche bereik 2) enkel breuken gemodelleerd binnen het Cenozoïcum. Omdat verticale breuken in deze regio als geologisch onrealistisch worden geacht, werden de breuken hellend gemaakt in het ondiepe bereik binnen Vlaanderen. Buiten Vlaanderen bleven de verticale breuken in het ondiepe bereik behouden, tenzij ze grensoverschrijdend werkten. Omdat de breuken verder ook niet stoppen aan de basis van het Cenozoïcum, dienden de breuken van de H3O-projecten ook dieper door gemodelleerd te worden.
Hiervoor werden aanpassingen uitgevoerd aan de breukensets van de H3O-projecten zonder daarbij de bestaande sets te wijzigen voor het bereik waarvoor ze wel reeds hellend waren. Dit laatste bereik omvat van midden Paleoceen tot midden Mioceen voor H3O-De Roerdalslenk en het midden Paleoceen tot laatste Mioceen voor H3O-De Kempen. Om deze bestaande breukvlakken zoveel mogelijk te behouden, werden ze rechtstreeks meegenomen in de modellering van de nieuwe breukvlakken. Deze nieuwe modellering verliep als volgt:
- Ondiepe bereik (midden Mioceen tot Quartair) H3O-De Roerdalslenk: In het ondiepe bereik werden de breuken in H3O-De Roerdalslenk voor modeltechnische doeleinden als verticaal verondersteld. Omdat dit niet geologisch realistisch is, werden de breukvlakken na dit project alsnog een realistische helling gegeven voor het ondiepe bereik binnen Vlaanderen. Dit gebeurde door eerst breuklijnen boven de bestaande breukvlakken op seismische data te interpreteren en deze vervolgens samen met de bestaande breukvlakken te modelleren tot nieuwe breukvlakken (zie Figuur 2-26).

- Ondiepe bereik (laatste Mioceen tot Quartair) H3O-De Kempen: Ook in het ondiepe bereik van H3O-De Kempen werden de breuken voor modeltechnische doeleinden als verticaal verondersteld. Omdat dit niet geologisch realistisch is, werden de breukvlakken na dit project alsnog een realistische helling gegeven voor het ondiepe bereik binnen Vlaanderen door de dieper gelegen hellend breuken naar boven toe te extrapoleren (binnen de software GOCAD) tot een hoogte van ongeveer +200 m TAW.
- Diepe bereik (Carboon tot Vroegste Paleogeen) H3O-De Roerdalslenk: Omdat het project H3O-De Roerdalslenk enkel het Cenozoïsche bereik omvat, werden er nog geen breuken gemodelleerd voor het diepere bereik. In het modelgebied van H3O-De Roerdalslenk bevinden (ten gevolge van Mesozoïsche en Cenozoïsche differentiële subsidentie) lagen van Paleozoïsche ouderdom zich op zéér grote diepte, waardoor breukwerking hierin moeilijk op seismiek gevisualiseerd kon worden. Verder bleken de (grote) Mesozoïsche breuken gereactiveerd te zijn geweest gedurende het Cenozoïcum, en dus reeds aanwezig in de Cenozoïsche breukenset van H3O-De Roerdalslenk. Aldus werden er - buiten de bestaande breukvlakken uit H3O-De Roerdalslenk - geen nieuwe louter Paleo- of Mesozoïsche breuken geïnterpreteerd en gemodelleerd binnen het Vlaamse deel van de Roerdalslenk. Wel werden de reeds bestaande breuken verder op de seismische data geïnterpreteerd voor het diepe bereik. Deze werden via GOCAD samen met de bestaande breukvlakken van het H3O-De Roerdalslenk project gemodelleerd tot nieuwe, diepere breukvlakken (zie Figuur 2-26).
- Diepe bereik (Carboon tot Vroegste Paleogeen) H3O-De Kempen: In tegenstelling tot H3O-De Roerdalslenk, waren de breuken in het project H3O-De Kempen reeds doorgetrokken van het Cenozoïsche naar het onderliggende (Krijt en Paleozoïsche) bereik. Sommige breukvlakken dienden nog wel naar onder toe geëxtrapoleerd te worden om ze zeker te kunnen laten snijden met diepere horizons (van Carboon ouderdom). Daarbij werden ook de onderlinge breukcontacten in het diepe bereik geoptimaliseerd. Buiten deze Cenozoïsche actieve of gereactiveerde breuken, zijn er in het modelgebied van H3O-De Kempen ook breuken waarvan de activiteit beperkt bleef tot het onderliggende (Krijt en Paleozoïsche) bereik. Deze aanvullende breuken werden apart gemodelleerd en waar nodig aangesloten op of consistent gemaakt met de set van breuken uit H3O-De Kempen (zie Figuur 2-27).

Na hermodellering van de breukvlakken van de H3O-projecten, werden de onderlinge breukcontacten ook opnieuw opgemaakt via GOCAD. Aldus werd een consistente breukenset voor het gehele seismische bedekte gebied en Mijngebied bekomen.



Figuur 2-26. Een breukvlak uit H3O-De Roerdalslenk (gele kleur) dat via extra breuklijnen (donkerblauwe lijnen uit zowel seismische lijnen als voor topografische sturing bovenin) werd uitgebreid naar het ondiepe en diepe bereik tot een nieuw breukvlak (blauwe kleur). Ter illustratie werd een seismische lijn weergegeven (zijaanzicht).



Figuur 2-27. Een vergelijking van de breuktrajecten uit H3O-De Kempen (rood) en de aanvullende uit deze studie (groen) op het niveau van een fictief vlak van 100 milliseconden onder de basis van de Krijtgroep.

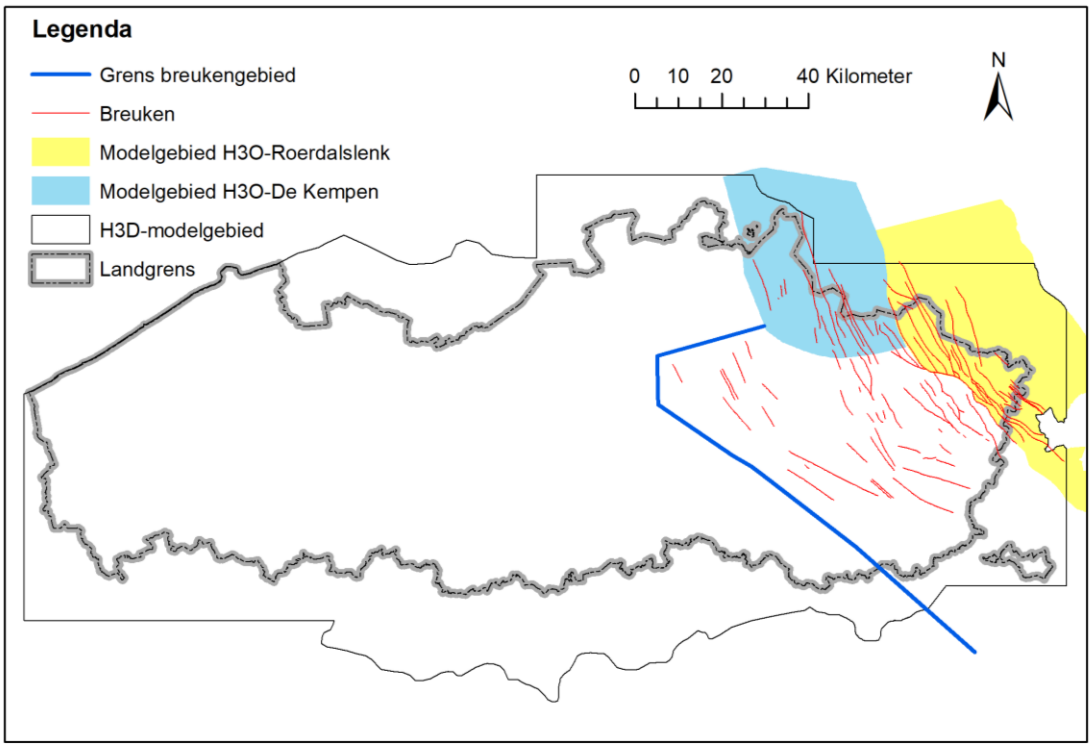
2.7.3. INTEGRATIE VAN LAAGVLAKKEN BINNEN HET BREUKENGEBIED

2.7.3.1 SCHEEFSTELLING BREUKEN H3O-PROJECTEN

Binnen de H3O-modelgebieden worden de basisvlakken van de verschillende ondiepe (laatste Mioceen tot Quartaire) eenheden lokaal opgebroken door breuken. In functie van de modellering voor de H3O-projecten werden deze breuken echter als verticaal verondersteld, wat niet overeenstemt met hun werkelijke verloop. Na de afwerking van de H3O-projecten werden daarom hellende breuken opgemaakt (zie paragraaf 2.7.2) en consistent gemaakt met de modeleenheden die ze opbreken binnen Vlaanderen. De methodiek om de laagvlakken consistent te maken met de breukvlakken wordt besproken in paragraaf 2.8.3.

2.7.3.2 INTEGRATIE LAAGVLAKKEN H3O-PROJECTEN EN BINNEN EN BUITEN BREUKENGEBIED

De laagvlakken binnen de H3O-projecten werden op een eerder tijdstip en via andere software aangemaakt dan de laagvlakken van dezelfde (hydro)geologische eenheden erbuiten. Ook de laagvlakken binnen en buiten het breukengebied kwamen met verschillende software tot stand (zie hoofdstuk 2.1). Hierdoor was een integratieslag nodig om laagvlakken van dezelfde (hydro)geologische eenheden in deze gebieden te koppelen en vloeiend over te laten gaan naar elkaar. Bij het H3O-De Roerdalslenk project was deze integratieslag eenvoudig omdat de westelijke rand van het modelgebied (richting Vlaanderen) samenvalt met breuken (Figuur 2-28). Bij het H3O-De Kempen modelgebied en het breukengebied zijn er echter geen breuken die het volledig begrenzen (Figuur 2-28), waardoor een complexere integratieslag nodig was. Daarbij werd getracht de laagvlakken van H3O-De Kempen en het breukengebied in hun oorspronkelijk staat te bewaren en de overeenkomstige laagvlakken erbuiten hierop aan te passen. Bij de modellering van de laagvlakken buiten het H3O-De Kempen/breukengebied, werden daarom de overeenkomstige laagvlakken van binnen het H3O-De Kempen/breukengebied reeds meegenomen onder de vorm van isohypsen of rasters. Echter, door het hanteren van een verschillende interpolatiemethode (gerelateerd aan verschillen in software; bijvoorbeeld bij ISATYS kriging en bij GOCAD DSI) vertonen de nieuwgevormde rasters in het H3O-De Kempen/breukengebied soms beperkte afwijkingen ten opzichte van de oorspronkelijke. Daarom werden finaal de modellen van binnen het H3O-De Kempen/breukengebied terug exact ingebracht binnen de gebieden waar ze gemodelleerd waren. Hierdoor kunnen echter nog wel beperkte randeffecten ontstaan op de randen van het H3O-De Kempen/breukengebied. Om deze randeffecten te verwijderen, werd er een bufferzone buiten deze modelgebieden opgemaakt waarbinnen de rasters van eenheden verwijderd werden. Na dit verwijderen, vond er een interpolatie plaats tussen de rasters binnen het H3O-De Kempen/breukengebied en de geknipte rasters buiten deze gebieden om zo een goede aansluiting aan hun rand te garanderen.
De grootte van de bufferzone hangt af van de mate van aansluiting van de laagvlakken aan beide zijden van de randen, en vergroot naarmate de aansluiting aan de rand verslechtert. Bij het H3O-De Kempen project was het de moeilijkheid dat bepaalde breuken doorheen de rand van het modelgebied liepen (zie Figuur 2-28), waardoor bij het wegknippen en terug interpoleren van rasters met een te grote bufferzone de breuksprong wordt weg-geïnterpoleerd. Daarom werd de bufferzone hier klein (< 300 m) gehouden.



Figuur 2-28. Een overzicht van de verschillende modelgebieden waartussen aangesloten diende te worden, met als indicatie voor de locatie van de breuklijnen aan de basis van de Formatie van Boom. De "grens breukengebied" op deze figuur geldt enkel voor de Cenozoïsche eenheden. Voor de Paleozoïsche eenheden is dit breukengebied ruimer (vergelijk met Figuur 2-1).

2.7.4. UITBREIDING BUITEN VLAANDEREN VOOR HET H3D-MODEL

Het H3D-model werd grotendeels opgebouwd door de rechtstreekse vertaling van geologische eenheden uit het G3Dv3-model naar hydrogeologische eenheden. Het G3Dv3-model is echter beperkt tot Vlaanderen, terwijl de H3D-modeleenheden tot de gebieden buiten Vlaanderen dienen door te lopen (H3D-modelgebied, zie paragraaf 1.5). Om aan deze nood tegemoet te komen, werden de modellen vanuit Vlaanderen op verschillende manieren uitgebreid over de grenzen:

1) Overname grensoverschrijdende data uit de H3O-projecten. De H3O-projecten hadden tot doel om aansluitende laag- en breukmodellen te maken over de Belgisch-Nederlandse grens heen. De modellen ervan konden daarom eenvoudigweg overgenomen worden, al dan niet met lokale aanpassingen.
2) De meeste eenheden van binnen Vlaanderen en buiten de H3O-projecten werden reeds gemodelleerd over het gehele H3D-modelgebied. Daarbij werden de isohypsen of isopachen van de basissen of diktes van deze eenheden vanuit de boringen of seismiek in Vlaanderen doorgetrokken naar de rest van het H3D-modelgebied erbuiten. Het doortrekken van deze isohypsen of isopachen was meestal conceptueel en steunde zelden op werkelijke datapunten zoals boringen of seismiek.
3) Overname van hydrogeologische eenheden uit modellen buiten Vlaanderen, zoals het HCOV-model of het REGIS II-model (Vernes & Doorn, 2005). Veelal blijkt er bij overname van eenheden buiten Vlaanderen echter een slechte aansluiting te bestaan op de land- of gewestgrens met dezelfde modeleenheden binnen Vlaanderen.

Om aansluiting tussen de modellen binnen en buiten Vlaanderen te verzekeren werd daarom veelal een bufferzone rondom de grens gemaakt waarbinnen de rasters van eenheden van buiten Vlaanderen verwijderd werden. De grootte van de bufferzone varieert tussen 100 en 1000 m en hangt af van de mate van aansluiting van de laagvlakken aan beide zijden van de grens, en vergroot naarmate de aansluiting aan de grens verslechtert. Na dit verwijderen, vond er een interpolatie plaats (via Natural Neighbor) tussen de rasters binnen Vlaanderen en de geknipte rasters buiten Vlaanderen om zo een goede aansluiting aan de grens te garanderen.

Zodoende werden voor alle H3D-hoofd, sub- en basiseenheden modellen aangemaakt in het H3D-modelgebied buiten Vlaanderen.

2.8. CONSISTENT MAKEN VAN DE MODELLEN

2.8.1. INLEIDING

Uit de modelleringen die hierboven zijn toegelicht, resulteerden diepterasters van de basisvlakken van de verschillende formaties en leden. Deze diepterasters kunnen nog niet beschouwd worden als finale producten omdat ze nog een aantal extra bewerkingen behoefden ter consistentie, namelijk:

- Consistent maken van de rasters van formaties en leden (zie paragraaf 2.8.2): Volgens het principe van de superpositie kunnen oudere eenheden niet voorkomen boven jongere eenheden. Om dit te garanderen werden een aantal bewerkingen uitgevoerd op de rasters van de laagvlakken.
- Opmaak laag-breukcontacten (zie paragaaf 2.8.3): Voor een groot aantal eenheden waren de laagvlakken na modellering (zoals na diktestapeling) nog onvoldoende aangesloten op de breukvlakken.

2.8.2. CONSISTENT MAKEN VAN DE RASTERS VAN FORMATIES EN LEDEN

Uit de modelleringen die hierboven zijn toegelicht, resulteerden diepterasters van de basisvlakken van de verschillende formaties en leden. Deze rasters zijn echter nog niet noodzakelijk allemaal onderling consistent. Zo snijden bepaalde laagvlakken elkaar in of af. Een voorbeeld hiervan is de basis van het niet-tabulaire Quartair die een groot deel van de onderliggende laagvlakken van Neogeen tot Krijt ouderdom in- en afsnijdt. Deze in- en afsnijding zit vaak nog niet verwerkt in de opgemaakte rasters van de eenheden en dienden daarom nog uitgevoerd te worden.
Verder werden bepaalde eenheden ook buiten hun werkelijke voorkomen gemodelleerd. Een voorbeeld hiervan is de basissen van de formaties van Zelzate en Sint-Huibrechts-Hern die lateraal equivalent zijn en daardoor initieel als één basisvlak werden gemodelleerd. Pas na de modellering werden de grenzen tussen beide eenheden bepaald.

- Formaties:

Het onderling consistent maken van de rasters van de basisvlakken van de formaties en hun voorkomen gebeurde via een automatische workflow. Daarbij werden volgende stappen doorlopen:

- De ruwe (niet ingesneden) rasters van de basissen van de formaties werden verzameld
- Er werd een potentieel voorkomen gemaakt van het voorkomen van de verschillende formaties. Dit potentieel voorkomen is de beste benadering van het voorkomen van de eenheid zoals deze oorspronkelijk afgezet werd (zonder post-depositionele erosie). De rasters van de basissen van de formaties werden op dit voorkomen afgeknipt.

- De rasters van de basissen van de formaties werden onderling consistent gemaakt volgens het geologische principe van de superpositie. Zo kon de rasterwaarde van eenzelfde cel van de oudere formatie niet gelegen zijn boven deze van een jongere formatie. Indien dit wel het geval bleek uit de ruwe rasters, dan werd het rasterpunt uit het voorkomen van de oudere formatie gehaald. De minimale dikte tussen opeenvolgende basisrasters van formaties werd daarbij bepaald op 1 cm, wat dus ook de verticale resolutie van het model is.
- Uit de vorige bewerking bekomen we een nieuw raster voor de basis van de formatie. De top van de formatie wordt vervolgens samengesteld uit het eerstvolgende rasterpunt (van een bovenliggende basisraster van een formatie) boven dit van de basis, en dat op elk rasterpunt binnen het voorkomen van de basis.
- De dikte van de formatie wordt vervolgens bepaald uit het verschil tussen de basis en topraster van deze formatie.

- Leden:

Het onderling consistent maken van de rasters van de basisvlakken van de leden en hun voorkomen gebeurde via een automatische workflow. Daarbij werden volgende stappen doorlopen:

- De ruwe (niet ingesneden) rasters van de basissen van de leden werden verzameld
- Er werd een potentieel voorkomen gemaakt van het voorkomen van de verschillende leden. De rasters van de basissen van de leden werden op dit voorkomen afgeknipt.
- Omdat leden steeds voorkomen binnen formaties, werden de rasters van de basissen van de leden eerst afgeknipt op de voorkomensgrens van de formatie (zie verder).
- De rasters van de basissen van de leden werden ook onderling consistent gemaakt volgens het geologische principe van de superpositie. Zo kon de rasterwaarde van eenzelfde cel van het ouder lid niet gelegen zijn boven deze van een jonger lid. Indien dit wel het geval bleek uit de ruwe rasters, dan werd het rasterpunt uit het voorkomen van het ouder lid gehaald. De minimale dikte tussen opeenvolgende basisrasters van leden werd daarbij zoals bij de formaties bepaald op 1 cm.
- Uit de vorige bewerking bekomen we een nieuw raster voor de basis van het lid. De top van het lid wordt vervolgens samengesteld uit het eerstvolgende rasterpunt (van een bovenliggende topraster van de formatie of basisraster van een lid) boven dit van de basis, en dat op elk rasterpunt binnen het voorkomen van de basis.
- De dikte van het lid wordt vervolgens bepaald uit het verschil tussen het basis- en topraster van dit lid.

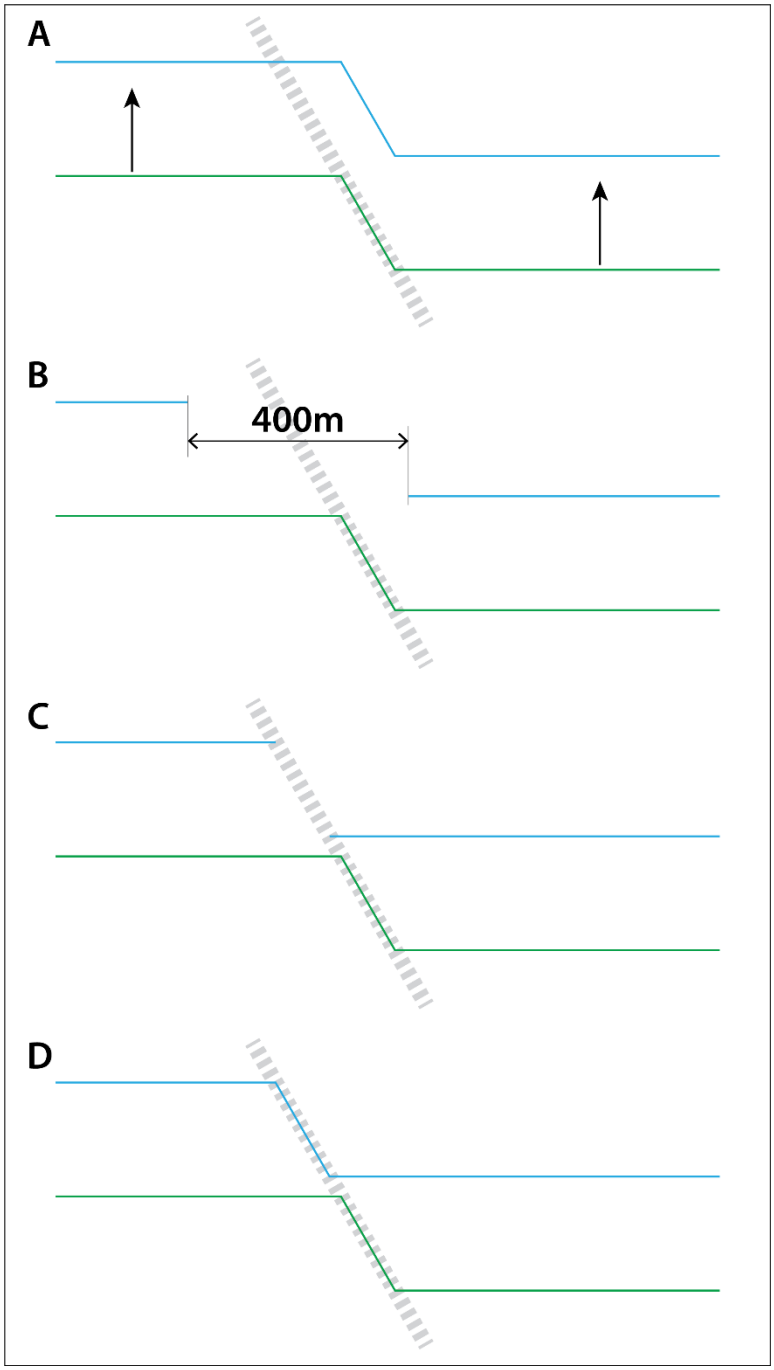
2.8.3. OPMAAK LAAG-BREUKCONTACTEN

Bij de modellering van de kapstokvlakken werden de laagvlakken via GOCAD-software aangesloten op de breukvlakken. Na modellering van deze kapstokvlakken werden ze gebruikt om onder- en vooral bovenliggende eenheden op te stapelen via diktes. Door deze diktestapeling kloppen de laag-breukcontacten echter niet meer (zie sectie A op Figuur 2-29). Hierdoor dienden voor de meeste laagvlakken (buiten de kapstokvlakken) de laag- breukcontacten terug opgemaakt te worden.
Dit wordt door een automatisch proces bewerkstelligd dat de volgende stappen doorloopt (zie ook Figuur 2-29):

1) Snijding van de breukvlakken met het raster (in 3D) om de lijnen van de laag-breukcontacten te bepalen. Deze breuklijnen lopen echter niet steeds goed omdat het raster door de diktestapeling geen realistisch verloop kent nabij de breuken. Hierdoor ontstaan artefacten in de lijnen van de laag-breukcontacten.

2) Binnen een buffer van 200 m rond deze breuklijnen worden de rastercellen verwijderd (zie sectie B op Figuur 2-29). Bij grote breuksprongen is deze buffer echter onvoldoende groot. De buffer werd echter niet nog groter gemaakt, want dan zouden rastercellen binnen sommige kleine breukblokken volledig verwijderd worden. Daarom werd een alternatief bedacht waarbij automatisch rastercellen geselecteerd en verwijderd worden die een helling hebben die groter is dan 20%. Dergelijke grote helling wordt namelijk door breukwerking veroorzaakt.
3) De resterend rasters worden in de workflow van GOCAD ingeladen waarbij de laag- en breukcontacten terug in orde worden gemaakt (zie sectie C op Figuur 2-29). Hierdoor ontstaat eventueel (bij grote breuksprongen) gaten in het raster ter hoogte van de breuken.
4) Finaal worden de gaten in de rasters ter hoogte van de breuken opgevuld met waardes van deze breukvlakken zelf (zie sectie D op Figuur 2-29). Als de diepte van een rastercel van de basis van een eenheden in de breuk samenvalt met deze van een rastercel van de basis van een bovenliggende eenheid, werd de rastercel van deze eerste eenheid 0.01 m dieper gelegd. Zodanig worden er later (bij het verwijderen van nuldiktes) geen gaten ter hoogte van de breukvlakken gecreëerd.

Bovenstaand proces werd uitgevoerd aan alle breuken binnen Vlaanderen. Voor breuken buiten Vlaanderen (voor het H3D-model) werd deze stap niet uitgevoerd. Daarom zijn er heel wat rasters buiten Vlaanderen niet goed aansluitend op de breukvlakken. Een uitzondering hierop zijn de rasters die volledig uit de H3O-projecten werden overgenomen, want in deze laatste projecten werden de rasters reeds consistent met de breukvlakken gemaakt. Als gevolg hiervan kunnen rasters buiten Vlaanderen aan breukvlakken afwijkende dieptes en diktes vertonen.



Figuur 2-29. Schematische voorstelling van de verschillende stappen (A tot D) die automatisch doorlopen worden voor het aansluiten van een laagvlak (blauwe lijn) op een breukvlak (grijze streepjeslijn) na stapeling. Stap A is de situatie na de initiële stapeling van het blauwe raster op het correcte groene raster. Bij stap B wordt het blauwe raster rondom het breukvlak verwijderd (200 m aan beide kanten). Bij stap C wordt het blauwe raster terug aangesloten op het breukvlak. In de finale stap D wordt het gat in het blauwe raster ter hoogte van de breuk opgevuld met de breukwaardes.

2.9. EINDPRODUCTEN

2.9.1. OVERZICHT

De eindproducten van de G3Dv3- en H3D-modellen zijn naast dit rapport, de volgende:

- Basis-, dikte- en toprasters
- Voorkomensgebieden
- Isohypsen en isopachen
- Breukvlakken en -lijnen
- Boringen per eenheid
- Tabel interpretaties boorgatmetingen
- Onderliggende resultaten
- Seismiek
- Aandachtspunten

Al deze producten werden spatiaal gedefinieerd volgens het Lambert-72 coördinatenstelsel (EPSG: 31370). De standaard parameters van het OGC worden hiervoor gevolgd, met volgende referentie: http://spatialreference.org/ref/epsg/belge-1972-belgian-lambert-72/.
De hoogte wordt weergegeven in meter TAW, met vermelding van EPSG-code 5710 ("Ostend Height"), met volgende referentie: http://spatialreference.org/ref/epsg/5710/. Hieronder worden deze producten apart beschreven.

2.9.2. BASIS-, DIKTE- EN TOPRASTERS

Voor elke gemodelleerde eenheid werd het basis-, dikte- en topraster opgeleverd. Deze rasters volgden automatisch uit het consistent maken van de modellen (zie paragraaf 2.8). Rasters werden opgeleverd als ASCII- en .txt-bestanden. Ze hebben een XY-resolutie van 100 m en Z-resolutie van 1 cm.

2.9.3. VOORKOMENSGEBIED

Voor elke gemodelleerde eenheid (formatie en lid) werd een polygoon van het voorkomensgebied opgemaakt. Wegens het groot aantal model-eenheden voor zowel G3Dv3 als H3D is de aanmaak van voorkomens geautomatiseerd. De opbouw van het voorkomensgebied is initieel afgeleid uit de rasters van de betreffende eenheden (zie paragraaf hierboven). Hiervoor werd vanuit ArcGIS automatisch een contour getrokken rond het dikteraster van de formatie. Deze afgeleide voorkomensgrens werd nadien gecombineerd met het potentieel voorkomen om tot een finaal voorkomensgebied te komen. De polygonen van de voorkomensgebieden werden opgeleverd als shapefiles.

2.9.4. ISOHYPSEN EN ISOPACHEN

Voor elke gemodelleerde eenheid werden de isohypsen (of lijnen van gelijke hoogte) van de basis- en toprasters afgeleid, alsook isopachen (lijnen van gelijke dikte) van het dikteraster.

Door grote verschillen in dieptes en diktes tussen de verschillende modeleenheden, werd er niet gewerkt met vaste intervallen tussen de contourlijnen (bijvoorbeeld lijnen per 10 m), maar werd variatie toegelaten afhankelijk van de waardes van de betreffende eenheid:

- De isohypsen werden automatisch opgesteld op basis van de range (maximum – minimum) van de rasterwaarden met telkens een interval van een tiental meter. Onderstaande formule is hiervoor gehanteerd:

$$Contour\text{-}interval = Roundup((Max\text{-}Min)/1000)*10$$

"Roundup" zorgt daarbij voor afronding op een geheel getal
"Max" = de maximale waarde van de hoogte van de eenheid
"Min"= de minimale waarde van de hoogte van de eenheid

Bij de automatische aanmaak van de isopachen zijn zes intervallen gehanteerd op basis van de dikte-range van het dikteraster. Deze intervallen zijn weergegeven in Tabel 2-5.

Tabel 2-5. Opdeling van de dikteraster-waarden en de hieraan gekoppelde isopach-intervallen.

Grenswaarden voor de dikteraster-waarden (m) 'x'	Isopach-intervalwaarde (m)
0.01 =< x < 5	0.5
5 =< x < 25	1
25 =< x < 50	2.5
50 =< x < 125	5
125 =< x < 250	10
250 =< x < 500	25
500 =< x < ∞	100

Omdat de isohypsen en isopachen een warrig beeld vormen ter hoogte van breuken (groot aantal, dicht gespatieerde lijnen), werd ervoor gekozen om de breukvervorming eruit te halen. Zo werd er voor de punten van elk raster van een eenheid (top, basis en dikte) een bufferzone van 100 m aan weerszijde van de breuklijnen ervan weggeknipt. Enkele van de grootste breuken hebben echter breukzones die breder zijn dan in totaal 200 m. De buffer vergroten tot meer dan 200 m zou echter veel data verwijderen op plaatsen waar dit niet nodig is. Daarom werd er naast de bestaande buffer nog een selectie gemaakt van punten met een helling van meer dan 20°. Dergelijke groottes van hellingen van de laagvlakken is namelijk kenmerkend voor breukzones.
De selectiesets van punten rondom de breuken werden uit de rasters verwijderd en er werden isohypsen en isopachen van gecreëerd. De lijnbestanden van de isohypsen en isopachen werden opgeleverd als shapefiles.

2.9.5. BREUKVLAKKEN EN -LIJNEN

Een eindproduct van dit model zijn rasters van alle 3D-breukvlakken (in diepte). De breuken werden aan hun top afgesneden op de basis van de eerstevolgende eenheid waar de breuk niet meer actief is. Een uitzondering hierop vormen de breuken die actief zijn in het Quartair. Hier is de afsnijding gebeurd aan de basis van het Quartair om een sterk onregelmatig verloop van de top van de breukvlakken te vermijden.

De 3D-breukvlakken zijn gebruikt voor de modellering van de laagvlakken. Niet alle laagvlakken worden echter door alle breukvlakken opgebroken. Om visueel voor te stellen waar deze breuken een verticale sprong in de laagvlakken veroorzaken, werden ook lijnbestanden (shapefiles) gemaakt van de snijding tussen de laag-breukcontacten. Om een vloeiende lijn te krijgen, werden de laag- en breukvlakken eerst omgezet naar TIN-bestanden en vervolgens gesneden met elkaar. De bekomen lijnbestanden van de laag-breukcontacten worden vervolgens afgesneden op het voorkomensgebied van de betreffende eenheid met een buffer van 10 m errond. Deze buffer laat toe om breuklijnen mee te nemen die de grens vormen van het voorkomensgebied. Finaal werden in de attributen van de shapefiles van de breuklijnen de officiële breuknamen uit de literatuur zoveel als mogelijk toegekend en werd vermeld of het een normale, opschuivings- of overschuivingsbreuk is.
In de Formatie van Gent zijn er wel breuken actief in het oosten van Vlaanderen (Roerdalslenk), maar deze werden vanwege hun kleine sprong niet in de rasters ervan verwerkt (zie paragraaf 3.3.2.3). Daarom zijn er ook geen breuklijnenbestanden van de Formatie van Gent, ondanks dat er wel breukenactiviteit in aanwezig kan zijn.

Van breuken die volledig buiten Vlaanderen gelegen zijn, werden geen breuklijnen opgeleverd voor het H3D-model.

2.9.6. BORINGEN PER EENHEID

Per eenheid werden de boringen opgeleverd die gebruikt werden om de basis ervan op te bouwen onder de vorm van shapefiles. Deze set omvat enerzijds interpretaties van boringen met geofysische boorgatmetingen (zie ook paragraaf 2.9.7) en anderzijds interpretaties van boringen zonder boorgatmetingen. Deze laatste zijn afkomstig en eventueel herwerkt van 1) de selectieset van het G3Dv2-model voor de formaties en 2) de DOV/BGD-databanken voor de leden (zie paragraaf 2.3.3). Belangrijke attributen van de boringen zijn de naamgeving (DOV-proefnummer, BGD-code en/of andere naam), de coördinaten, hoogteligging, diepte waarop de basis van de eenheid geïnterpreteerd werd ten opzichte van het maaiveld en ten opzichte van het referentieniveau TAW. Boringen die de basis van de betreffende eenheid niet bereikten, maar wel als indicatie voor de bepaling ervan gebruikt werden, kregen de code “-8888”. De bijbehorende ‘Delta-z’-waarde (verschil tussen diepte interpretatie volgens het model en volgens de boring) krijgt dan de waarde ‘99999’.

2.9.7. TABEL INTERPRETATIES BOORGATMETINGEN

Voor de opmaak van dit model werd onder andere gesteund op een set van boringen met geofysische boorgatmetingen die zoveel als mogelijk over hun gehele bereik geïnterpreteerd werden. Deze interpretaties werden in een aparte tabel weggeschreven met daarin per boring de naamgeving (DOV-proefnummer, BGD-code en/of andere naam), de coördinaten, hoogteligging en de diepte waarop de basis en top van de eenheid geïnterpreteerd werden ten opzichte van het referentiepeil van de boring (maaiveld of boortafel). Bij de interpretatie werden voor intervallen waar geen grens kon worden of werd vastgelegd, codes toegevoegd die aangeven waarom geen dieptewaarde is ingevuld. Tabel 2-6 geeft een overzicht van deze codes en hun reden.

Tabel 2-6. Gebruikte codes in de tabel met de interpretaties van de boorgatmetingen om aan te geven waarom een eenheid er niet in geïnterpreteerd werd.

Code	Beschrijving
-1111	geen indeling op dit niveau op locatie boorgatmeting
-2222	geen interpretatie voor dit interval
-3333	logging doorheen casing
-5555	geen info: boorgatmeting stopt in jongere afzettingen
-6666	geen info: gedeelte boorgatmeting ontbreekt of log start pas dieper
-7777	grens kon niet worden bepaald
-8888	boorgatmeting eindigt in eenheid, dus geen basis vastgelegd
-9999	eenheid afwezig (buiten het voorkomen)

2.9.8. ONDERLIGGENDE RESULTATEN

Om tot de finale resultaten te komen, werden er een heel aantal tussentijdse bestanden opgemaakt. Voorbeelden hiervan zijn isohypsen en isopachen, afkomstig van voorgaande studies of om geologische trends mee te geven, die gecreëerd werden om tussentijdse diepte- en dikterasters aan te maken. Verder ook nog steunlijnen om bijvoorbeeld het verloop van breukvlakken bij te sturen (zie paragraaf 2.4.4.6) of om sprongen in laagvlakken langs breuken bij te sturen (zie paragraaf 2.4.5.2). Deze onderliggende resultaten werden steeds onder de vorm van shapefiles opgeleverd.

2.9.9. SEISMIEK

In het breukengebied werden horizons en breuklijnen op de 2D seismische lijnen geïnterpreteerd om respectievelijk de kapstokvlakken en breukvlakken op te maken (zie paragrafen 2.4.5.1 en 2.4.4.3). Deze geïnterpreteerde horizons en breuklijnen werden opgeleverd als shapefiles met als attributen hun coördinaten en diepte in tijd (TWT).
Verder werd ook een shapefile opgeleverd van alle individuele gebruikte seismische lijnen, hun naam, seismische campagne waartoe ze behoren en ouderdom.

2.9.10. AANDACHTSPUNTEN

Er zijn bekende fouten of aandachtspunten in het huidige model die besproken worden in Bijlage F. De aandachtspunten die betrekking hebben op de geometrie van de eenheden hebben steeds een locatie (punt ofwel gebied). De locatie van de verschillende aandachtspunten werd opgeleverd als shapefile.

HOOFDSTUK 3. RESULTATEN

3.1. INLEIDING RESULTATEN EN GEHANTEERDE CONCEPTEN

3.1.1.1 ALGEMEEN INLEIDING

Uit de werkwijzen die hierboven werden toegelicht, werden de uiteindelijke modellen bekomen. In dit hoofdstuk worden de resultaten van deze modellen besproken. Eerst worden de belangrijkste gebruikte concepten om tot geologisch realistische resultaten te komen toegelicht (3.1.1.2). Hierna volgt een bespreking van de resultaten van de modelleringen van zowel de breukvlakken (hoofdstuk 3.2) als de laagvlakken (hoofdstukken 3.3 en 0). Voor het breukenmodel worden de bekomen resultaten eerst getoond (paragaaf 3.2.1) en vervolgens meer in detail besproken (paragaaf 3.2.2) omtrent welke dominante breuksystemen we observeerden (paragraaf 3.2.2.1), hun spronghoogte (paragraaf 3.2.2.2), een bespreking van meer specifieke structuren en breuksystemen die eerder al in de literatuur vermeld werden (paragraaf 3.2.2.3), een vergelijking met eerdere breukenkaarten (paragraaf 3.2.2.4) en tenslotte wat we van het model kunnen afleiden omtrent breukwerking doorheen de tijd (paragraaf 3.2.2.5).
Voor de resultaten van het lagenmodel wordt er een onderscheid gemaakt tussen deze van het G3Dv3-model (zie paragraaf 3.3) en deze van het H3D-model (zie paragraaf 0). Ondanks dat beide type modeleenheden algemeen grotendeels overeenstemmen (zie Bijlage C), zijn er toch verschillen, onder andere in de naam van de modeleenheden (lithostratigrafie voor G3Dv3 en hydrostratigrafie voor H3D), in de grootte van de modelgebieden (binnen Vlaanderen voor G3Dv3 en buiten Vlaanderen voor het H3D-model), en in opeenvolging en in groepering van de eenheden (lithostratigrafische voor G3Dv3 en hydrogeologische indeling voor H3D). Tussen beide modellen zijn er ook verschillen in de mate waarin eenheden al dan niet apart gemodelleerd werden, of samengevoegd werden. Eerst worden de resultaten van het G3Dv3-model besproken, en vervolgens deze van het H3D-model, waarbij voor de opmaak van deze laatste regelmatig verwezen wordt naar de opmaak van de eventueel overeenstemmende G3Dv3-modeleenheid.

3.1.1.2 ALGEMENE GEHANTEERDE CONCEPTEN

Omdat de inputdata voor de laag- en breukvlakken vaak uit punt- of lijngegevens bestaat (boringen en seismiek), bedekt deze nooit het volledige voorkomen van geologische eenheden. Zo kan het zijn dat eenheden in bepaalde gebieden amper inputdata hebben voor hun modellering. Het is echter de betrachting om een sluitend 3D-model op te maken van de gehele Vlaamse ondergrond, dus ook van gebieden met weinig of geen inputdata. Voor de modellering van deze gebieden werd geen simpele inter- of extrapolatie van de inputdata uitgevoerd voor het bekomen van de vlakken ervan. Dit zou namelijk geologisch onrealistische resultaten opleveren. De inputdata werd namelijk gestuurd aan de hand van geologische kennis of concepten die veelal voortkomen uit bestaande literatuur, maar ook nieuw kunnen zijn. Deze concepten kunnen van verschillende geologische aard of disciplines zijn (sedimentologisch, tektonisch, biostratigrafisch, …), maar kunnen ook voortkomen vanwege technische beperkingen van hoe er gemodelleerd kan worden.

Voor de modellen van de laagvlakken zijn heel wat van de gehanteerde concepten specifiek voor één of meerdere eenheden toepasbaar. Deze specifieke concepten worden dan ook hieronder bij de betreffende eenheid of groep van eenheden toegelicht (zie paragrafen 3.3 en 0). Anderzijds zijn er ook een aantal concepten die algemeen geldend zijn. Deze algemene concepten worden hieronder toegelicht voor eerst het breukenmodel en daarna het lagenmodel.

De belangrijkste van algemeen aangehouden concepten voor het huidige breukenmodel zijn de volgende:

- Op de oudste seismische lijnen van de *Campagne 1953-1956* werden meestal slechts breuken geïnterpreteerd als er op lijnen van andere seismische campagnes in de buurt ook een breuklijn werd geobserveerd die hiermee verbonden kon worden (zie ook paragraaf 2.4.4.3). Breuken die enkel op lijnen van deze campagne geobserveerd werden, werden enkel meegenomen indien hun sprong groot was of indien er nog andere indicaties voor deze breuk waren (andere seismische lijnen, boringen, …).
- Op sommige seismische lijnen worden breuken als (horizontaal) brede, soms chaotische zones voorgesteld, waardoor de locatie van een breukvlak moeilijk exact vastgesteld kan worden. Hierbij werd beslist om één breuk in deze zone te interpreteren (zie ook paragraaf 2.4.4.3).
- Breuken kunnen zich manifesteren als flexuren of monoclines, eerder dan onderbrekingen van reflectoren op de seismische lijnen. Er werd voor het huidige model gekozen om deze monoclines initieel mee te nemen als breuklijn. Pas wanneer deze breuklijnen van monoclines verbonden kunnen worden met werkelijke breuklijnen (met een duidelijke onderbreking van reflectoren), werden ze meegenomen in breukvlakken (zie ook paragraaf 2.4.4.3).
- Voor de opmaak van breukvlakken werden geïnterpreteerde breuklijnen (op veelal seismische lijnen) met elkaar verbonden. Deze connecties zijn meestal onzeker, waardoor een aantal hulpmiddelen werden gebruikt ter ondersteuning (zie paragraaf 2.4.4.5). Maar omdat de onzekerheid vaak groot blijft en de werklast evenredig stijgt met het aantal breuken, werden breuklijnen die in elkaars verlengde en volgens de algemene strekking liggen, meestal geconnecteerd. Slechts indien er duidelijke indicaties waren voor segmentatie van een breukensysteem (*step-over*), werd dit in het model ook als dusdanig gemodelleerd. Hierdoor werden breukvlakken met lengtes van soms meer dan 10 km voor het huidige model bekomen. Deze lange breukvlakken in het huidige model stellen in werkelijkheid waarschijnlijk eerder breukzones voor die bestaan uit meerdere, kleinere breukvlakken (zie aandachtspunt 1.2 in Bijlage F).
- Breukvlakken stoppen in het huidige model niet op het laatste observatiepunt waar deze breuk nog vastgesteld werd. De breukvlakken werden steeds doorgetrokken volgens de bestaande breukoriëntatie voorbij dit laatste observatiepunt. De afstand van waar een breukvlak stopt ten opzichte van het laatste observatiepunt hangt af van 1) de afstand tot een volgende observatiepunt waar deze breuk niet meer vastgesteld werd en 2) door de spronghoogte langsheen de breuk op het laatste observatiepunt. Indien de spronghoogte namelijk nog groot is, dan wordt verondersteld dat de breuk verder doorwerkt in horizontale richting dan wanneer de spronghoogte klein is (zie ook paragraaf 2.4.4.6).
- In het breukenmodel onderscheiden we twee dominante breukoriëntaties, namelijk (N)NW-(Z)ZO en WNW-OZO (zie paragraaf 3.2.1). In het breukenmodel van Langenaeker (2000) kwamen deze twee aparte richtingen minder sterk naar voor omdat ze vaker werden verbonden tot één breukvlak (zie ook paragraaf 3.2.2.4).

- Breukvlakken doorsnijden elkaar in het huidige model zelden. Het kan echter voorvallen dat breuken die in het Cenozoïcum actief waren, oudere breuksystemen doorsnijden. Veelal werden breuken in het Cenozoïcum echter gereactiveerd uit oudere breuksystemen, wat het gebrek aan snijdingen kan verklaren. Breukvlakken raken elkaar wel vaak waarbij één van de breukvlakken op de andere eindigt. Dit komt hoofdzakelijk voor tussen breuken met een (N)NW-(Z)ZO en WNW-OZO-oriëntatie (zie ook paragraaf 3.2.2.1). Welke breuk op de andere eindigt, hangt af van de spronghoogte en/of de informatie op de laatste seismische lijn waar ze samen voorkomen (zie ook paragraaf 2.4.4.6).
- Uit seismische data blijkt het aantal Cenozoïsch actieve breuken en hun sprong af te nemen van de Roerdalslenk naar het westen van het Bekken van de Kempen (zie ook paragraaf 3.2.2.5). Ten westen van dit bekken zijn er geen seismische data meer voorhanden om eventuele breuken vast te stellen. Tevens zijn er op basis van boringen geen eenduidige indicaties voorhanden die op noemenswaardige breukwerking wijzen. Omwille van deze redenen werden er ten westen van het Bekken van de Kempen geen breuken meer gemodelleerd of verwerkt in het lagenmodel. Dit sluit dus echter niet uit dat hier nog wel breuken met een beperkt verzet kunnen voorkomen.
- Voor de breuken waarvoor geen hellinginformatie beschikbaar is uit seismische data of mijngegevens, werd een helling van 70° aangehouden.

De belangrijkste van algemene concepten voor het huidige lagenmodel zijn de volgende:

- Met uitzondering van gekernde boringen, krijgen de interpretaties van boringen met geofysische boorgatmetingen voorkeur op interpretaties van boringen zonder boorgatmetingen. Dit omwille van een aantal factoren die toegelicht zijn in paragraaf 2.3. Hierdoor worden interpretaties van boringen zonder boorgatmetingen die gelegen zijn nabij boringen met boorgatmetingen niet gerespecteerd als ze zonder geologische verklaring (breuken, insnijdingen, faciesovergangen, …) te veel afwijken van de interpretaties volgens de boorgatmetingen. Als gevolg kan het model van de eenheid soms afwijkingen vertonen van de interpretaties van diezelfde eenheid volgens de boringen in databanken. Om aan te geven waarop de modellering van de eenheden gebaseerd werd, werd er per eenheid een selectieset van gebruikte boringen aangemaakt en opgeleverd (zie paragraaf 2.9.6).
- Voor de modellering van lagen werden boorinterpretaties niet noodzakelijk exact gevolgd. Dit wil zeggen dat er nog een marge werd toegelaten tussen de dieptes en diktes van de gemodelleerde lagen ten opzichte van de geïnterpreteerde dieptes in de boringen. Dit omdat de afstand tussen de boringen soms kleiner is dan de resolutie van het raster van het laagvlak (verschillende boringen binnen één rastercel), waardoor - indien de dieptes en diktes volgens deze boringen niet identiek zijn - automatisch een afwijking wordt gegenereerd voor één of meerdere van deze boringen. Anderzijds is er ook onzekerheid over de precieze diepte van interpretaties (onzekere geografische ligging, onzekere hoogteligging, verschillen in boormethode, verschillen in diepte-intervallen voor bemonstering, …) waardoor het exact volgen van de boorinterpretatie voor niet-geologisch gerelateerde afwijkingen kan zorgen. De interpretator had zo de uiteindelijke vrijheid om te bepalen hoe strikt boringen gevolgd werden. De afwijking tussen de boorinterpretatie en het model van dezelfde eenheid op de boorlocatie werd per eenheid opgeleverd (zie paragraaf 2.9.6).
- Reflecties op seismische lijnen kunnen een onregelmatig verloop kennen. Dit kan geologische oorzaken hebben (door insnijdingen, breukwerking, afzettingspatronen, …) of andere oorzaken (door ruis of gebrekkige resolutie). Het bij seismische interpretaties vervolgen van reflectiepatronen die geen geologische oorzaak kennen is ongewenst omdat hierdoor de resulterende modellen ook niet-geologische artefacten zullen vertonen. Om dit te vermijden werden geïnterpreteerde seismische vervormingen, die als niet-geologisch werden geacht, verwijderd uit de finale interpretatieset. Bij keuzes voor het behoud van interpretaties van reflecties, werd voorrang gegeven aan recente seismische campagnes.

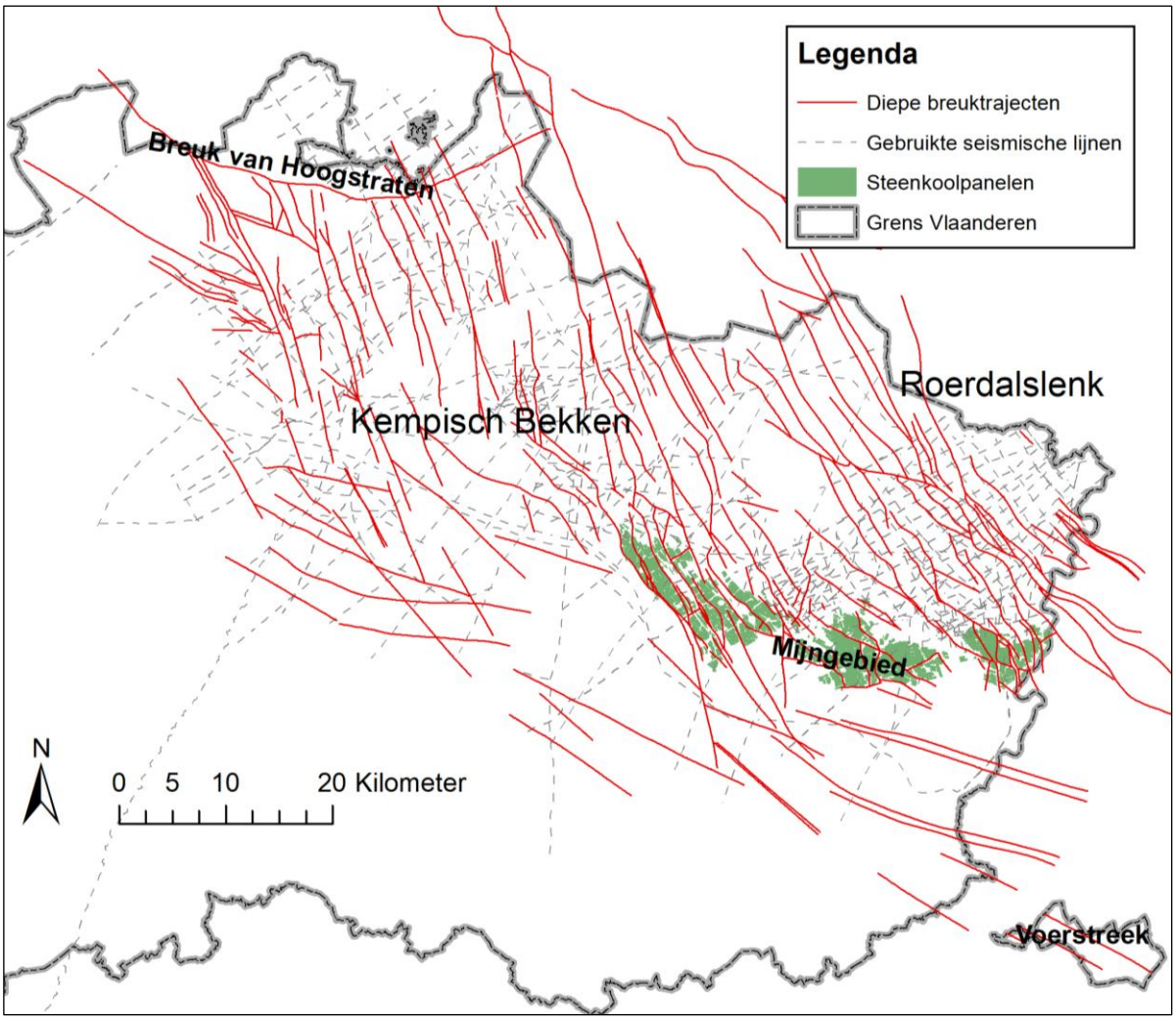
- Seismische lijnen geven een beeld van de spronghoogte van een laagvlak langsheen een breukvlak. De maximale spronghoogte langsheen dit breukvlak kan ergens tussen deze seismische lijnen plaatsvinden en blijft daardoor onzeker. Bij de lagenmodellering werd er echter voor gekozen om de maximale spronghoogte langsheen een breukvlak niet veel groter te laten worden dan deze die op de snijdende seismische lijnen zichtbaar is over datzelfde breukvlak (zie ook paragraaf 2.4.5). Dus indien de spronghoogte langsheen een breuk tussen seismische lijnen onrealistisch hoog is in het lagenmodel ten opzichte van deze op de seismische lijnen zelf (door bijvoorbeeld extrapolatie), werd deze aangepast. Hierdoor is er in het model dus steeds een eerder conservatieve inschatting van de spronghoogtes van laagvlakken langsheen breukvlakken.
- Uit de seismische interpretaties blijkt dat de gemodelleerde breukvlakken die actief waren tijdens het Cenozoïcum een normale sprong vertonen (zie ook paragraaf 3.2.2.5). Dit concept werd aangehouden voor de modellering van de laag-breukcontacten op locaties waar geen seismische bedekking was. Dit wil zeggen dat in het geval een breuk een opschuiving vertoont voor een Cenozoïsche kapstokeenheid in een gebied zonder aanvullende data, er een steunlijn werd toegevoegd om diezelfde breuk een afschuiving te laten vertonen voor de betreffende kapstokeenheid (zie ook paragraaf 2.4.5).
- Voor de modellering van heel wat eenheden (hoofdzakelijk leden) werd gebruik gemaakt van diktekaarten (voor methodiek zie paragraaf 2.6). De voorwaarde voor deze methode te kunnen hanteren is dat er geen processen optreden tijdens de afzetting zoals sterke syn-sedimentaire breukwerking. Zoals in paragraaf 3.2.2.5 werd toegelicht, vond de voornaamste breukwerking tijdens het Cenozoïcum plaats vanaf het late Oligoceen. De Cenozoïsche eenheden ouder dan het late Oligoceen werden daarom wel op basis van diktestapelingen gemodelleerd zonder rekening te houden met eventuele syn-sedimentaire breukwerking. Ditzelfde geldt voor de eenheden binnen de Krijtgroep. Zo wordt verondersteld dat de breukenactiviteit tijdens de afzetting van de Krijtgroep gefocust was op de inversie van de Roerdalslenk, terwijl het Bekken van de Kempen weinig syn-sedimentaire breukwerking kende (paragraaf 3.2.2.5). Dit sluit echter niet uit dat er voor het late Oligoceen en tijdens het late Krijt nog beperkte breukwerking kan zijn geweest in het Bekken van de Kempen.
- In het Cenozoïsche bereik werden heel wat leden gemodelleerd die lateraal in elkaar overgaan via vertandingen. Enerzijds werd door gebrek aan data in de vertandingszone deze overgang vaak als verticale grens gemodelleerd. Anderzijds werd door modeltechnische beperkingen de vertandingszone als een lijn voorgesteld (verticaal of met een andere helling). Deze lijnen in de modellen zijn dus een vereenvoudiging van de geologische complexiteit van de vertandingszones.
- Tal van geologische eenheden hebben een erosieve basis. Echter, deze insnijdingen zijn voor heel wat eenheden beperkt in diepte (minder dan 2 m) en verbreiding, waardoor deze niet sterk opvallen in (niet-gekernde) boringen en moeilijk te modelleren zijn. Daarom werd ervoor geopteerd om erosieve insnijdingen enkel te modelleren wanneer deze duidelijk uit de boorgegevens volgen (een aanzienlijke diepte en verbreiding hebben). Dit is bijvoorbeeld het geval voor de formaties van Brussel, Diest, Sint-Huibrechts-Hern en Tienen. Heel wat andere eenheden werden gemodelleerd alsof ze conform op de onderliggende eenheden werden afgezet zonder een erosieve basis.
- De geulvormige insnijdingen aan de basis van eenheden zoals de formaties van Brussel, Diest en Tienen zijn heel complex en kunnen door de spreiding van de beschikbare puntdata niet exact gereconstrueerd worden. Daarom zullen de modellen van deze insnijdingen steeds slechts een benadering zijn van de werkelijke geologische complexiteit van dergelijke geulsystemen.

- Uit boorgegevens blijkt dat de as van het Massief van Brabant in het centrum en westen van Vlaanderen nog een belangrijk paleoreliëf moet hebben gehad tijdens de afzettingen van de Krijtgroep tot en met de Formatie van Kortrijk. Dit reliëf heeft een WNW-OZO-oriëntatie, of loopt parallel aan de as van het Massief van Brabant. Dit paleoreliëf werd ook in gebieden met weinig data op de as van het Massief van Brabant als concept doorgedrukt tot en met de onderkant van de Formatie van Kortrijk.
- In het uiterste oosten van Vlaanderen zijn geen rechtstreekse data (boringen en seismiek) beschikbaar om de basisvlakken van het Carboon te modelleren. Deze basissen werden daarom bekomen via stapeling van dikterasters onder eenheden die wel met rechtstreekse data gemodelleerd konden worden. In het uiterste oosten van Vlaanderen waren deze dikterasters voor het Namuriaan en Dinantiaan volledig conceptueel. Dit concept wordt in detail in paragraaf 3.3.9.1 toegelicht. Het gaat uit van de ontwikkeling van een diep, breuk-gebonden bekken in het uiterste oosten van Vlaanderen met gecondenseerde afzettingen tijdens het late Dinantiaan (Viseaan). Tijdens het vroege Namuriaan zou dit bekken zich verder ontwikkelen en opgevuld worden. Voor de dikterasters van het Westfaliaan werd uitgegaan van diktes van de aparte formaties en/of leden uit boringen (zie paragraaf 3.3.9.2). Voor de opmaak van deze diktekaarten werd er van uitgegaan dat er geen belangrijke breukwerking optrad tijdens het Westfaliaan, omdat hier geen indicaties voor zijn vanuit de data.

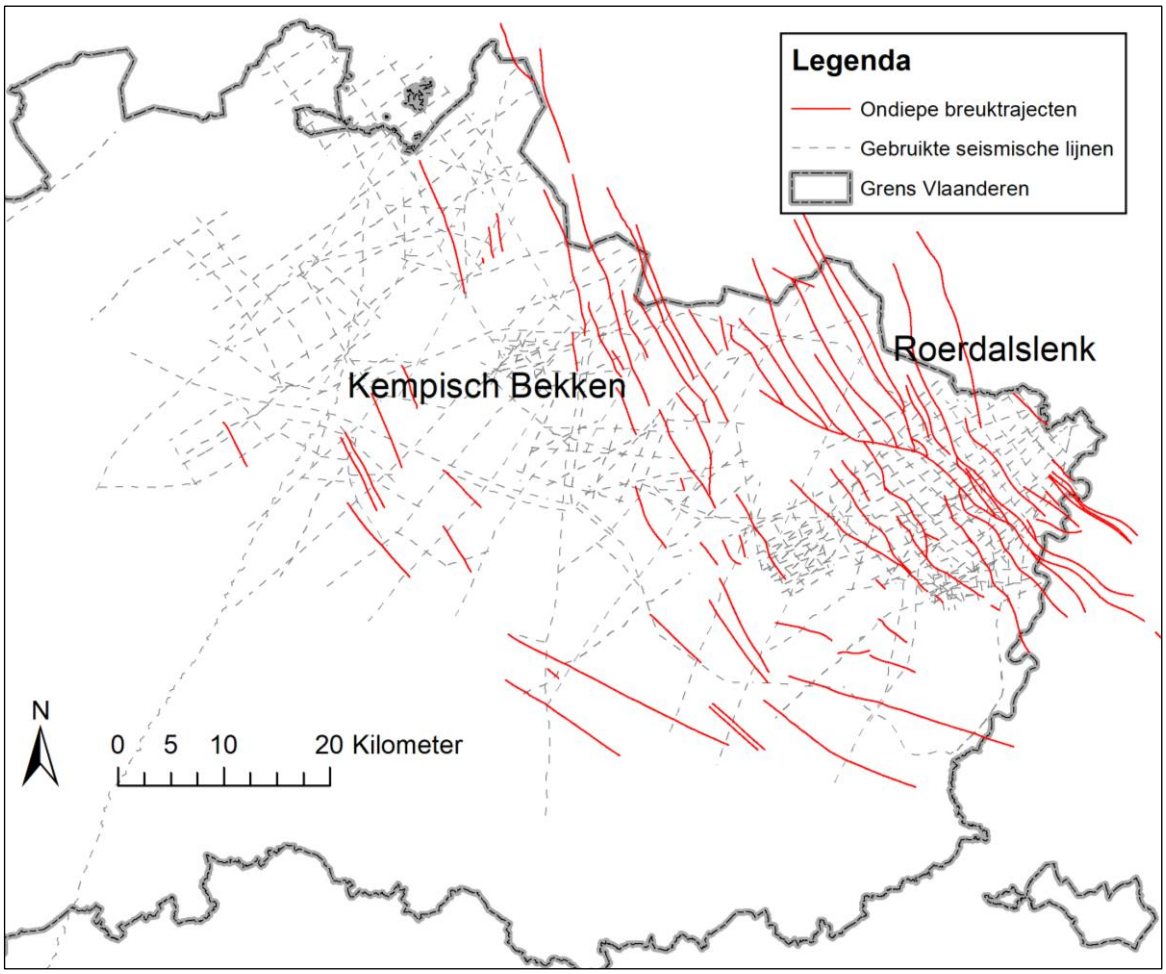
3.2. RESULTAAT BREUKENMODEL

3.2.1. NIEUW 3D BREUKENMODEL

In functie van dit project, werd een nieuw 3D breukvlakkenmodel opgesteld voor het oostelijke gedeelte van Vlaanderen, wat het Bekken van de Kempen en de Roerdalslenk omvat en in dit rapport ook het breukengebied genoemd wordt. Enkel in de Voerstreek bleef het bestaande breukenmodel van het G3Dv2-model behouden.
De snijdingen van het nieuwe 3D breukvlakkenmodel met fictieve vlakken onder en boven de veronderstelde basis van de Krijtgroep zijn weergegeven in respectievelijk Figuur 3-1 en Figuur 3-2.
Het breukvlakkenmodel loopt van het Onder-Carboon (basis Namuriaan) tot aan het maaiveld. Breuken die actief waren voor de aanvang van het Namuriaan en in bovenliggende lagen geen activiteit meer vertonen, konden vanwege tijdsgebrek en tevens ook de beperkte en veelal slechte kwaliteit van data op deze dieptes onvoldoende voor het huidige model bestudeerd worden en werden dan ook niet uitgekarteerd.
Vanwege de vermindering van de resolutie met de diepte en omdat het een regionaal model betreft, werden in het Paleozoïsche, Mesozoïsche en Cenozoïsche bereik enkel breuken gemodelleerd die een spronghoogte hebben die groter is dan 30, 20 en 10 ms respectievelijk.
Het breukvlakkenmodel is hoofdzakelijk gebaseerd op nieuwe interpretaties van 2D seismische informatie. Verder werden ook andere databronnen gebruikt ter ondersteuning van de interpretaties, zoals data uit het Mijngebied, topografie, boringen, gravimetrie en bestaande modellen of literatuur.



Figuur 3-1. Een overzicht van de locatie van de breuktrajecten uit de snijding van de 3D breukvlakken met een fictief laagvlak op een diepte van 100 milliseconden onder de basis van de Krijtgroep, hierin "Diepe breuktrajecten" genoemd. Naast de breuklijnen zijn ook enkele belangrijke geologische structuren, het Mijngebied en de gebruikte seismische lijnen weergegeven.



Figuur 3-2. Een overzicht van de locatie van de breuktrajecten uit de snijding van de 3D breukvlakken met de Formatie van Boom, hierin "Ondiepe breuktrajecten" genoemd. Hiernaast zijn ook enkele belangrijke geologische structuren en de gebruikte seismische lijnen weergegeven. Let erop hoe het aantal breuken, met name in het westen, sterk verminderd is ten opzichte van de (diepe) breukenkaart onder de basis van de Krijtgroep (vergelijk met Figuur 3-1).

3.2.2. BESPREKING NIEUW 3D BREUKENMODEL

3.2.2.1 DOMINANTE BREUKSYSTEMEN

De dominante breukrichting, die zowel in het Paleozoïsche als het Cenozoïsche bereik herkenbaar is, heeft een NNW-ZZO oriëntatie. Volgens data uit het Mijngebied en seismiek kunnen dergelijke breuken afschuivingen vertonen in zowel het Paleozoïsche als het Cenozoïsche bereik van meerdere 100-en meters. Bekende voorbeelden van deze breuken in het Cenozoïsche bereik zijn de Breuk van Neeroeteren en de Breuk van Rauw (zie nummers 1 en 2 op Figuur 3-7), die ook beide in de topografie werden vastgesteld. De strekking kan lokaal dus ook subtiel variëren, zoals bijvoorbeeld in de regio Postel-Ravels, waar de dominante richting NNW-ZZO is, terwijl dit verder naar het zuidoosten dominant NW-ZO is.

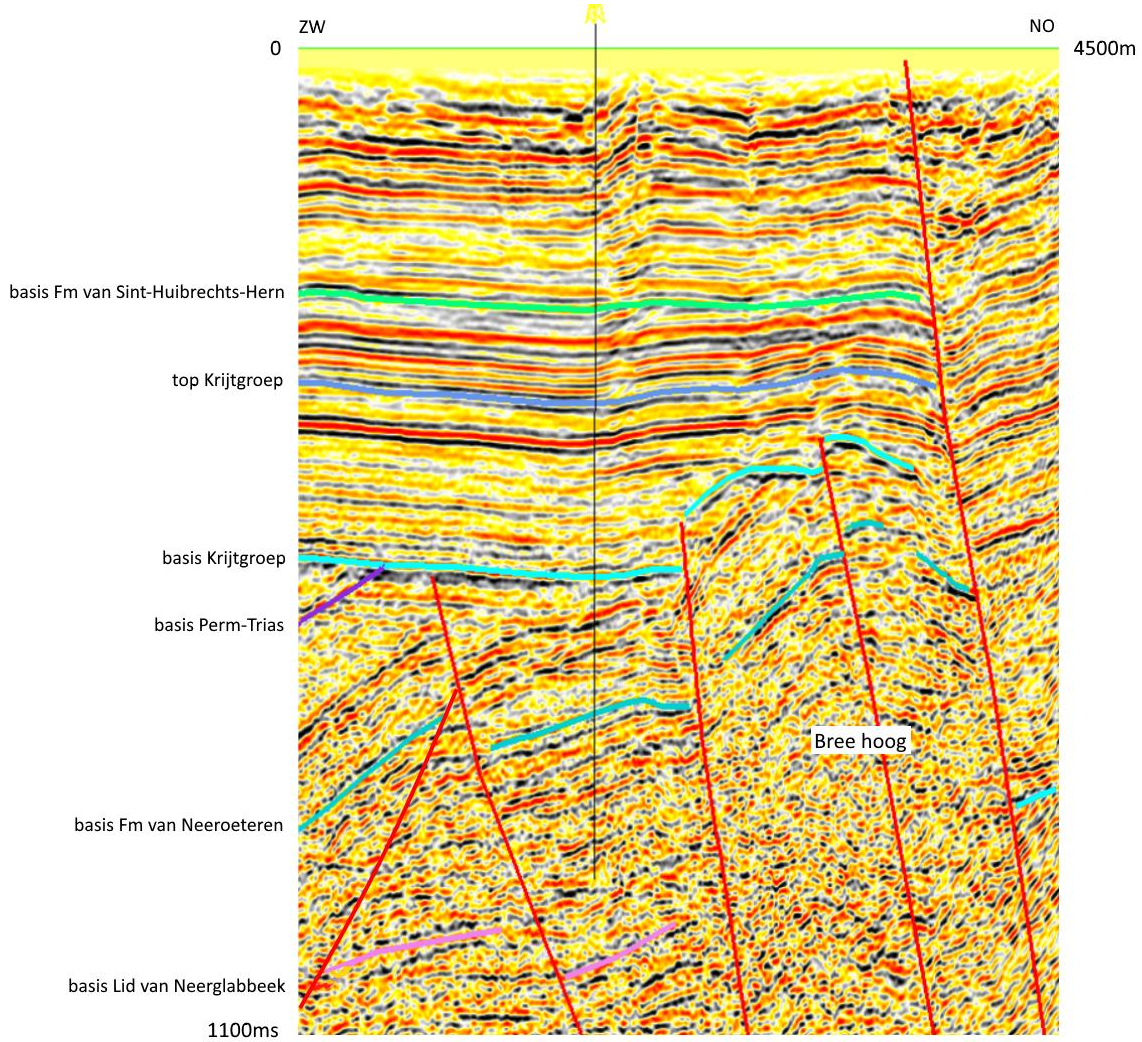
Een tweede belangrijke breukrichting, die ook in zowel het Paleozoïsche als het Cenozoïsche bereik herkenbaar is, is WNW-OZO georiënteerd. Volgens data uit het Mijngebied en seismiek kunnen dergelijke breuken ook normale spronghoogtes vertonen in zowel het Paleozoïsche als het Cenozoïsche bereik van meerdere 100-en meters. Bekende voorbeelden van deze breuken in het Cenozoïsche bereik zijn de Breuk van Grote Brogel in Vlaanderen (zie nummer 3 op Figuur 3-7) en Veldhoven in Nederland, die ook beide in de topografie werden vastgesteld (c.f. Deckers et al., 2018). Opvallend is ook dat het aandeel breuken met deze oriëntatie toeneemt richting het Massief van Brabant, dat eveneens deze oriëntatie heeft.

Zowel de NNW-ZZO als de WNW-OZO georiënteerde breuksets kunnen over een grote lengte voorkomen, de eerste vaak tot meer dan 20 km. Ten opzichte van hun grote lengte, vertonen deze breuken echter een relatief kleine spronghoogte van minder dan 1000 m.

De breuken van beide breuksets zijn ook te herkennen in de gravimetrische data. Dit geldt in het bijzonder voor de NNW-ZZO georiënteerde breuken, waarvan velen bijna perfect herkenbaar zijn in de kortste golflengtefilters van de gravimetrische data (res1k). De WNW-OZO georiënteerde breukenset is weliswaar ook herkenbaar, maar slechts eerder lokaal en discontinu, met een positie die niet altijd eenduidig te bepalen is in zowel de kortste golflengtefilters (res1k) als de standaardweergave van de Bouguer gravimetrische data. Veel van de WNW-OZO georiënteerde breuken vallen samen met de NO-begrenzing van een lange-golflengte positieve zwaartekrachtanomalie onder de zuidwestrand van het Bekken van de Kempen.

3.2.2.2 SPRONGHOOGTE

Het overgrote gedeelte van de gemodelleerde breuken zijn normale breuken. Enkel in het zuidoostelijke deel van het Mijngebied en aan de rand van de Roerdalslenk werden grote inverse breuken geobserveerd. Deze breuken waren steeds actief voor de aanvang van het Cenozoïcum. Enerzijds werden heel wat inverse breuken aan de rand van de Roerdalslenk vermoedelijk ge(re)activeerd tijdens de Laat Krijt (Subhercynische) inversie, waarbij sommige van hen een grote spronghoogte van meerdere 100-en meters kunnen vertonen (Langenaeker, 2000). Zo is het ‘Bree Hoog’ (voor locatie zie nummer 4 op Figuur 3-7; Figuur 3-3) in het westen begrensd door een opschuivingsbreuk met een spronghoogte in het Laat Krijt van meer dan 150 m, terwijl het ‘Dilsen Hoog’ (voor locatie zie nummer 5 op Figuur 3-7) in het zuidwesten begrensd is door een overschuivingsbreuk met een spronghoogte in het Laat Krijt van meer dan 100 m. Anderzijds is er de overschuivingsbreuk van Van Eisderbos in het zuidelijke deel van het Mijngebied waarop een pre-Krijt spronghoogte in Carboon gesteente van meer dan 100 m aanwezig is. Naar het noorden en westen toe vermindert de pre-Krijt spronghoogte van de inverse breuken. De pre-Krijt inverse breuken werden vermoedelijk gevormd door de Variscische compressie tijdens het laatste Carboon. Omdat deze compressie van zuidoost naar noordwest optrad, is dit ook conform met het verminderen van inverse breuken in het Mijngebied van zuidoost naar noordwest.



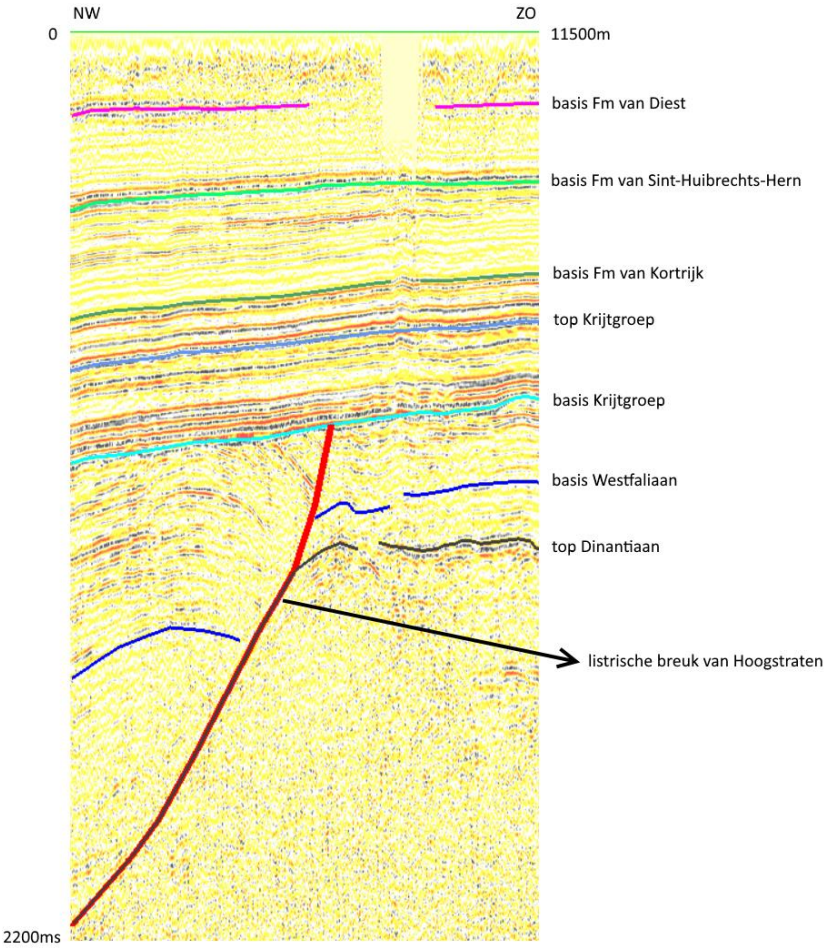
Figuur 3-3. Een seismische lijn over het Bree Hoog. Dit hoog wordt gekenmerkt door een dun pakket van de Krijtgroep door inverse werking langsheen de breuk die het in het westen (links) begrenst. In het oosten (rechts) wordt het Bree Hoog begrensd door de Breuk van Neeroeteren die een groot verzet vertoonde tijdens het Cenozoïcum en daarom zorgt voor een sterke sprong van de basis van de Krijtgroep. Via boring Neerglabbeek (zwarte lijn op de figuur; DOV-proefnummer: kb18d48e-B261, BGD-code: 048e0248) is er een redelijk goede controle over de geïnterpreteerde horizons.

3.2.2.3 SPECIFIEKE STRUCTUREN EN BREUKSYSTEMEN

- ***Breuk van Hoogstraten***

In het noordelijke gedeelte van het Bekken van de Kempen vormt de Breuk van Hoogstraten een opvallende structuur door zijn afwijkende strekking (zie nummer 7 op Figuur 3-7; Figuur 3-4). Deze breuk werd eerder als een laat Paleozoïsche “growth fault” (Vandenberghe, 1994) of “slump” (Langenaeker, 2000) geïnterpreteerd op de rand van het carbonaatplatform van Carboon ouderdom. Volgens beide interpretaties is de breuk listrisch, waarbij deze bovenaan steil naar het noorden helt in eenheden van Westfaliaan ouderdom en onderaan een lage helling naar het noorden heeft en daar een afschuivingsvlak vormt op de grens tussen eenheden van Dinantiaan en Namuriaan ouderdom. De Breuk van Hoogstraten werd voor dit model ook als een listrische breuk geïnterpreteerd op een gelijkaardige locatie als door Langenaeker (2000).

Deze laatste auteur liet de NNW-ZZO georiënteerde breuken (die niet gedurende het Cenozoïcum actief waren) ten zuiden van de breuk van Hoogstraten hiertegen beëindigen. In het westelijke deel van de Breuk van Hoogstraten is er weinig seismische data die over deze breuk loopt om te verifiëren of de NNW-ZZO-breuken hier al dan niet tegen eindigen. Daarom werden deze NNW-ZZO-breuken in deze regio naar het noorden toe conceptueel beëindigd tegen de Breuk van Hoogstraten.
In het oostelijke deel is er meer seismische data en daarop lijken sommige breuken door de Breuk van Hoogstraten heen te lopen. Dit blijkt ook uit de interpretatie van gravimetrische data. Daarom werd beslist om in deze regio de NNW-ZZO-breuken wel doorheen de Breuk van Hoogstraten te laten lopen.



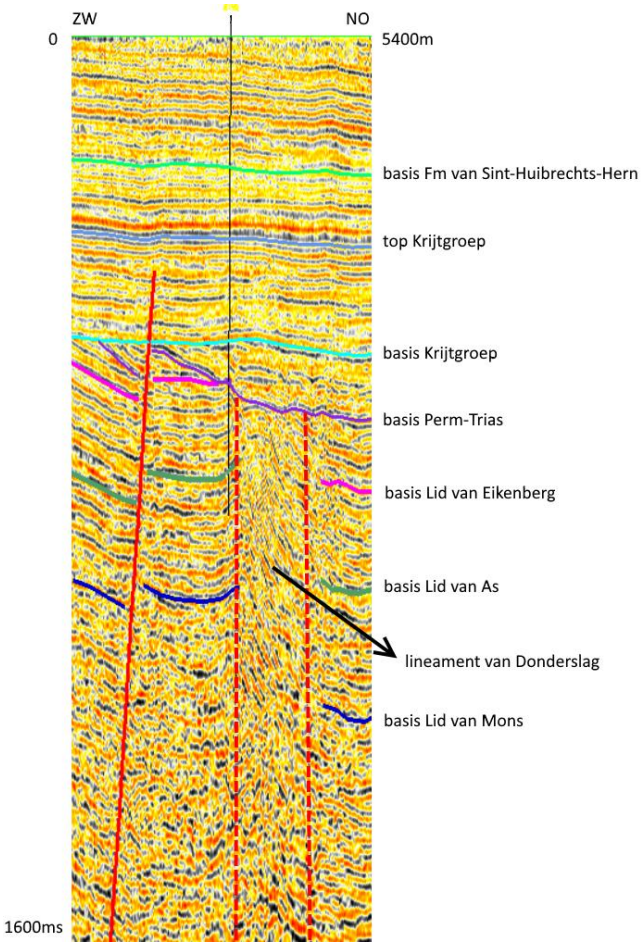
Figuur 3-4. Een seismische lijn over de Breuk van Hoogstraten. Let op de grote sprong van deze breuk op het niveau van de basis van het Westfaliaan. De locatie van deze breuk valt vermoedelijk deels samen met de top van het Dinantiaan (zwarte lijn die in de breuk loopt). Door deze breuk ligt het Westfaliaan lokaal bovenop het Dinantiaan en is het Namuriaan ertussen afwezig. De interpretaties van de basis van de formaties van Diest en Kortrijk werden enkel gebruikt voor het H3O-De Kempen project.

Het nieuwe verloop van de Breuk van Hoogstraten is in het centrale gedeelte identiek aan dit van Langenaeker (2000). In het westen buigt deze breuk nu echter (op basis van Nederlandse seismische data) sterker af naar het noorden en dit segment vertoont hier zo een WNW-OZO-oriëntatie.

Het is niet uit te sluiten dat dit westelijk deel eigenlijk de connectie vormt met een WNW-OZO georiënteerde breuk die quasi parallel loopt met een meer zuidelijke, ook belangrijke WNW-OZO georiënteerde breuk (zie nummer 12 op Figuur 3-8).
In het oosten wordt de breuk van Hoogstraten nu doorgetrokken tot tegen de Breuk van Rauw in Nederland. De tijdspanne van activiteit valt niet direct af te leiden, maar is duidelijk na het vroege Westfaliaan (dat erdoor vervormd is in de hanging wall) en voor het late Krijt (dat niet meer vervormd werd door de breuk). Op basis van de oriëntatie, normale activiteit en de grote spronghoogte van de breuk was deze waarschijnlijk actief tijdens de Kimmerische fase of van laat Jura tot vroeg Krijt. In deze periode waren er namelijk heel wat omliggende normale breuken actief met ook grote sprongen (meerdere 100-en meters) langsheen onder andere WNW-OZO-oriëntaties (zie paragraaf 3.2.2.5). Ten zuiden van de Breuk van Hoogstraten hellen de lagen van Carboon ouderdom quasi horizontaal, terwijl ze ten noorden van diezelfde breuk sterk naar het noorden afhellen. Zo verdiepen de basissen van het Westfaliaan en Namuriaan ten noorden van de Breuk van Hoogstraten over een afstand van 10 km respectievelijk 1700 m en 3000 m naar het noorden. De noordwaartse verdieping is (1300 m) groter voor de basis van het Namuriaan omdat er tijdens het Dinantiaan en Namuriaan reeds een noordwaartse helling optrad veroorzaakt door differentiële subsidentie en versterkt door carbonaatgroei (zie paragraaf 3.3.9.3). De noordwaartse verdieping voor de basis van het Westfaliaan trad daarentegen pas op na de afzetting van het Westfaliaan en vermoedelijk tijdens de Kimmerische fase, als gevolg van de relatief sterke (differentiële) subsidentie van het noordelijke deel van de Roerdalslenk (verder noordelijk). Zo zorgde de Kimmerische fase voor een extra toename van de eerder gevormde (Dinantiaan en Namuriaan) noordwaartse afhelling. We vermoeden dat deze progressieve toenemende noordwaartse helling uiteindelijk ervoor heeft gezorgd dat de afschuiving van de Breuk van Hoogstraten optrad in de zachte, onderste kleilagen van het Namuriaan naar het noorden toe.

- ***Lineament van Donderslag***

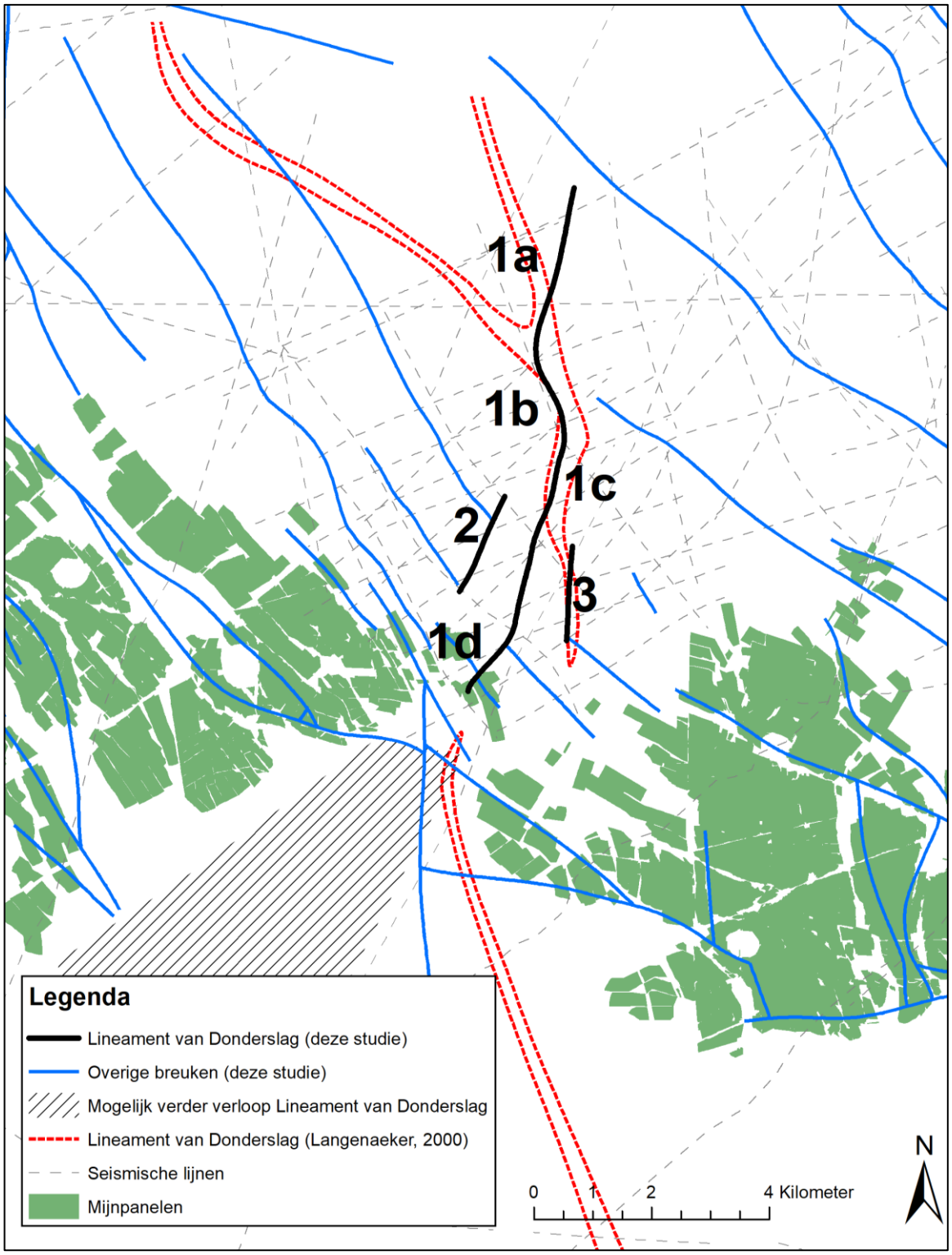
Een andere belangrijke structuur in het Paleozoïsche bereik van het Bekken van de Kempen is het Lineament van Donderslag (zie Figuur 3-6). Dit lineament vormt de structurele grens tussen het oostelijk en westelijk deel van het Kempens Steenkoolbekken. De aanwezigheid van dit lineament of deze breuk werd vastgesteld bij de interpretaties van de seismische campagne van Meeuwen-Hechtel (zie Figuur 3-5), verschillen in begravingsgeschiedenis tussen het oostelijk en westelijk deel van het Kempens Steenkoolbekken, dikteverschillen tussen en de (structurele en sedimentaire) configuratie van eenheden van Westfaliaan ouderdom aan weerszijden van deze breuk (Dusar en Langenaeker, 1992). Deze laatste auteurs trokken het Lineament van Donderslag ook nog verder naar het zuiden door op basis van scheefstelling van lagen van Westfaliaan ouderdom in een boring en een seismische lijn van de Limestone Subcrop seismische campagne. Op seismische data is duidelijk dat het Lineament van Donderslag voor een sterke vervorming zorgt van lagen van Westfaliaan ouderdom, maar niet van lagen met een laat Perm en Trias ouderdom. Dit duidt erop dat het Lineament van Donderslag actief moeten zijn geweest in de periode tussen het late Carboon tot vroege Perm (Langenaeker, 2000).



Figuur 3-5. Een seismische lijn over segment 1b van het Lineament van Donderslag (zie hieronder) dat tussen twee rode streepjeslijnen weergegeven wordt. Er is een grote netto sprong van de horizons van het Westfaliaan (leden van Mons, As en Eikenberg) over dit lineament. Het heeft echter geen duidelijke invloed meer op de lagen van Perm-Trias of jongere ouderdom. De zwarte lijn stelt boring Peer (DOV-proefnummer: kb25d62e-B280) voor.

In deze studie is het Lineament van Donderslag op basis van seismische data en Mijngegevens opgesplitst in een aantal - hoofdzakelijk N-Z-georiënteerde - breukvlakken/segmenten (1, 2, 3 en 4 in zie Figuur 3-6). Het noordelijke segment (1 op zie Figuur 3-6) heeft een lang traject, maar bestaat daarbij waarschijnlijk uit een groter aantal kleinere segmenten die we op basis van de beschikbare datasets niet rechtstreeks konden onderscheiden. Dit noordelijke segment is louter gebaseerd op seismische data en draait van NO-ZW in het noorden (1a), naar NW-ZO in het centrum (1b) tot terug NO-ZW in het zuiden (1c en 1d), en vertoont in het centrum veel gelijkenissen met het eerdere tracé van dit lineament volgens Langenaeker (2000). In het noorden vonden we geen argumenten om tracé 1b van Figuur 3-6 door te trekken naar het noordwesten zoals Langenaeker (2000) dat deed, maar wel (op basis van type vervorming) om dit naar het noordoosten te laten afbuigen (1c). In het zuiden loopt het Lineament van Donderslag volgens deze studie verder naar het westen (1d op Figuur 3-6) dan in Langenaeker (2000), tot tussen de mijnpanelen. In dit zuidelijke segment (zuiden van 1c en 1d) is de breuksprong echter al heel wat kleiner (< 100 milliseconden) dan in het centrale en noordelijke segment (1b en noorden van 1c, waar dit meer dan 100 milliseconden is). In dit gebied waar de sprong langsheen het Lineament van Donderslag kleiner wordt, werden er nog twee - grofweg NNO-ZZW georiënteerde - segmenten geïnterpreteerd (2 en 3 op Figuur 3-6) die de oostwaartse verdieping van eenheden van Carboon ouderdom mee ondersteunden.

Ten zuiden van segment 1d op Figuur 3-6 interpreteerde Langenaeker (2000) een volgend segment van het Lineament van Donderslag. Nabij dit segment zien we inderdaad een gravimetrisch lineament dat samenvalt met een grote breuksprong (>150 milliseconden) op enkele geïsoleerde seismische lijnen (waaronder een lijn van de nieuwe seismische campagne van Genk 2015). Deze breuk heeft echter een normaal verzet en dus een andere expressie dan het Lineament van Donderslag, waardoor het er ook niet toe wordt gerekend voor deze studie. Op basis van de sterke noordwestelijke helling van de koollagen verder westelijk, dewelke kenmerkend is voor de westelijke flank van het Lineament van Donderslag, en het gebrek aan een duidelijke expressie van het Lineament van Donderslag op seismische lijnen verder zuidelijk in combinatie met de afwezigheid van seismische data richting het zuidwesten, kan verondersteld worden dat het Lineament van Donderslag zich verderzet in zuidwestelijke richting. Het gebied waarin de eventuele zuidwestelijke verderzetting van het Lineament van Donderslag kan voorkomen, is gearceerd in Figuur 3-6.
Niettegenstaande sommige van bovenstaande segmenten ook te herkennen zijn in de gravimetrische data, zijn de positie en tracé van de meeste segmenten moeilijk exact te bepalen aan de hand van gravimetrische data op schaal van de kartering. Op meer regionale schaal vormt het Lineament van Donderslag echter een onderdeel van een lang (orde van 100 km) NNO-ZZW-gericht gravimetrisch lineament in de langere-golflengte-data.



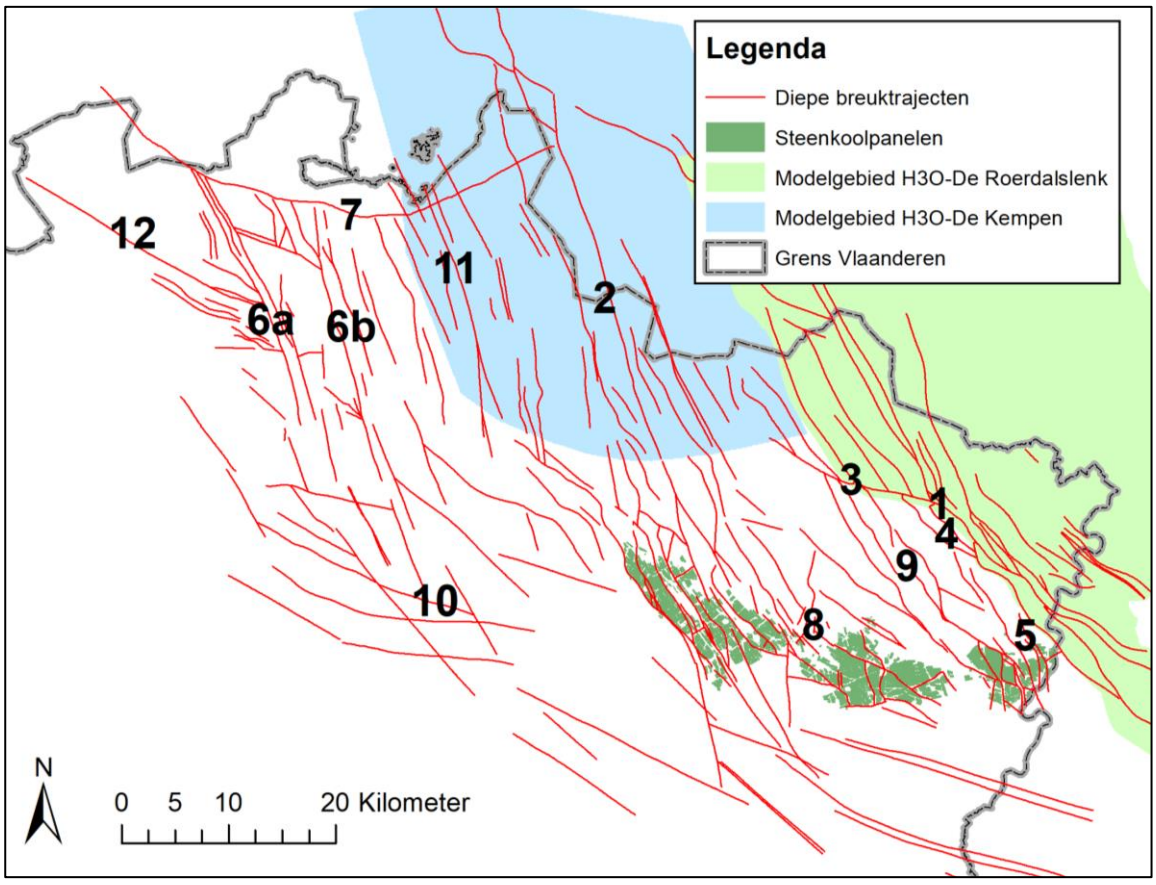
Figuur 3-6. Het nieuwe breukentraject van het Lineament van Donderslag volgens deze studie in bovenaanzicht ten opzichte van eerdere interpretaties ervan volgens Langenaeker (2000). De nummers duiden op de gedeeltes van het lineament die in de tekst van dit rapport verder worden toegelicht. De locaties van de breuktrajecten op deze figuur werden bepaald uit de snijding van de 3D breukvlakken met een fictief laagvlak 100 milliseconden onder de basis van de Krijtgroep.

- **Lineament van Gruitrode**

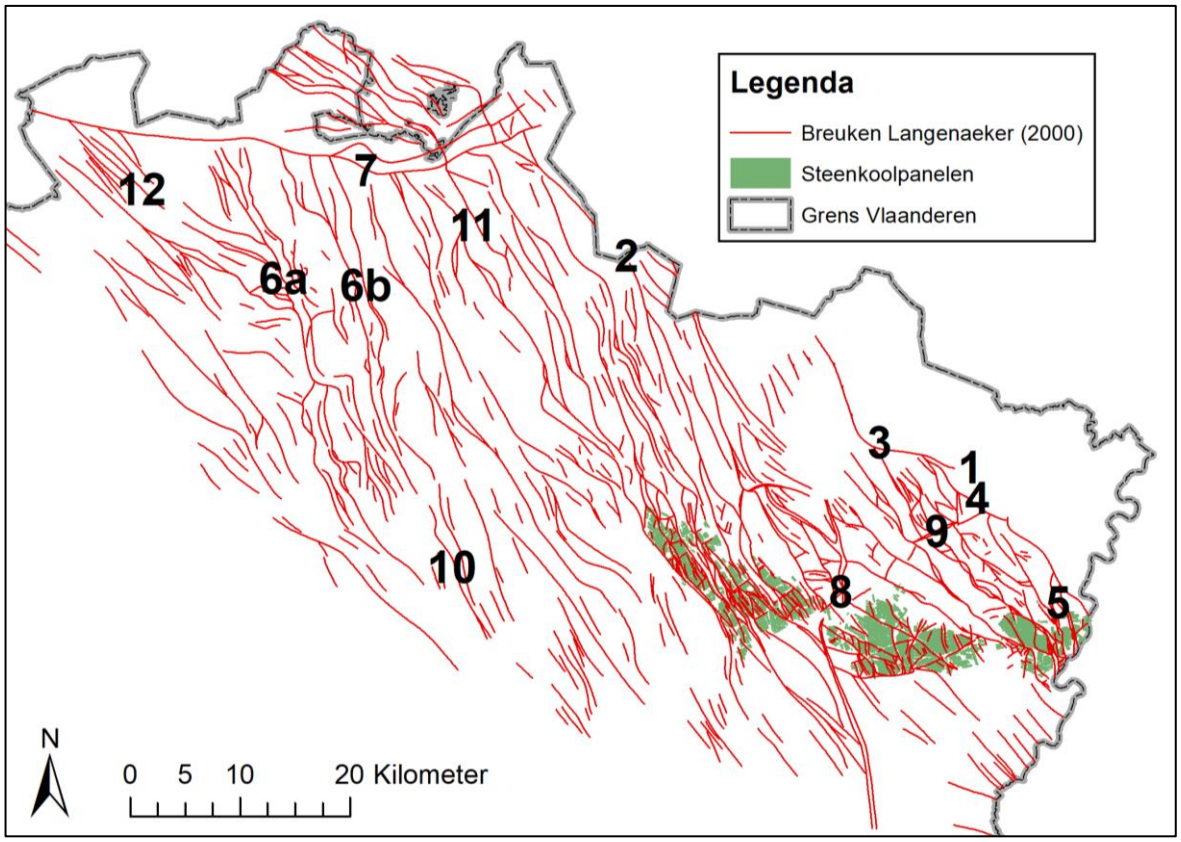
Bouckaert en Dusar (1987) identificeerden het NO-ZW georiënteerde Lineament van Gruitrode op basis van seismische data van de Meeuwen-Bree campagne (1982; zie nummer 9 op Figuur 3-8 voor de interpretatie ervan volgens Langenaeker, 2000). Dit lineament werd echter niet als zodanig herkend door Van Tongeren (2004). Voor deze studie werd er slechts op één seismische lijn een duidelijke breuk vastgesteld op de locatie van het Lineament van Gruitrode. Belangrijker dan deze breuk lijkt ons de NO-ZW georiënteerde anticline verder noordelijk. Daarom werd het Lineament van Gruitrode in deze studie niet als breukvlak gemodelleerd.

3.2.2.4 VERGELIJKING MET EERDERE BREUKENKAARTEN

In deze paragraaf wordt het nieuwe breukenmodel vergeleken met eerdere breukenmodellen. Het eerste - en tot voor dit project enige - regionale breukenmodel voor het gehele oosten van Vlaanderen op basis van seismische informatie, aangevuld met informatie uit het Mijngebied werd opgemaakt door Langenaeker (2000; zie Figuur 3-8).



Figuur 3-7. Een overzicht van de nieuwe breuktrajecten met weergave van de H3O-modelgebieden, het Mijngebied en de gebruikte seismische lijnen. Nummers zijn: 1= Breuk van Neeroeteren, 2= Breuk van Rauw, 3= Breuk van Grote Brogel, 4= Bree Hoog, 5= Dilsen Hoog, 6a+b= grabens tussen Loenhout en Poederlee, 7= Breuk van Hoogstraten, 8= Lineament van Donderslag, 9= locatie van Lineament van Gruitrode volgens Langenaeker (2000), 10, 11 en 12= locaties van nieuwe breukentrends ten opzichte van Langenaeker (2000).



Figuur 3-8. De breuktrajecten die Langenaeker (2000) interpreteerde binnen eenheden van Carboon ouderdom. In het noordoosten (Roerdalslenk) zijn geen breuken weergegeven omdat Langenaeker (2000) hier enkel breuken intekende voor eenheden van Mesozoïsche ouderdom. De nummers op de figuur zijn dezelfde als deze in Figuur 3-7.

Bij een vergelijking tussen het breukenverloop volgens Langenaeker (2000) en dit model vallen volgende zaken op:

- Een groot deel van de nieuwe breuklijnen stemt gedeeltelijk of zelfs volledig overeen met die van Langenaeker (2000). Zo werden heel wat opvallende structuren, zoals de Breuk van Rauw (zie nummer 2 op Figuur 3-8), het 'Bree Hoog' (zie nummer 4 op Figuur 3-8; Figuur 3-3), 'Dilsen Hoog' (zie nummer 5 op Figuur 3-8), de grabens tussen Loenhout en Poederlee (zie nummer 6 op Figuur 3-8), de Breuk van Hoogstraten (zie nummer 7 op Figuur 3-8; Figuur 3-4), breuken in het Mijngebied (zie Figuur 3-8) op grotendeels dezelfde manier geïnterpreteerd.
- Op specifieke locaties of regio's kunnen belangrijke wijzigingen optreden in vergelijking met de breuklijnen van Langenaeker (2000), vaak ten gevolge van het gebruik van nieuwe databronnen. Zo werd de Breuk van Grote Brogel in de randzone van de Roerdalslenk voor het huidige model verder doorgetrokken naar het westen (zie nummer 3 op Figuur 3-8). Ook hebben de nieuwe breuken ten noorden van de regio Mol een NNW-ZZO-oriëntatie ten opzichte van de eerder NW-ZO oriëntatie volgens Langenaeker (2000), onder andere door indicaties in de gravimetrische data en nieuwe inzichten uit de seismische campagne van Mol-Herentals (zie nummer 11 op Figuur 3-8). Een ander voorbeeld is de meest oostelijke van de Paleozoïsche grabens tussen Loenhout en Poederlee (zie nummer 6b op Figuur 3-8) die door nieuwe informatie uit de seismische campagne van Poederlee (2007) nu opgesplitst wordt in twee grabens.

Door een herinterpretatie van de seismische data werd het Lineament van Donderslag hertekend (zie nummer 8 op Figuur 3-8) en lokaal meer naar het westen verplaatst ten opzichte van het model van Langenaeker (2000; zie ook paragraaf 3.2.2.3). Door de ondersteuning van het gebruik van gravimetrische data en de seismische interpretatie van de top van het Dinantiaan verloopt de oriëntatie van breuken aan de zuidrand van het Bekken van de Kempen nu WNW-OZO ten opzichte van de eerder NW-ZO oriëntatie volgens Langenaeker (2000; zie nummers 10 en 12 op Figuur 3-8).

- Algemeen verbond Langenaeker (2000) breuken vaak tot langere structuren met lokaal sterke bochten in de breukentrajecten. Dergelijke bochten, en het voorkomen van lange, sub-parallelle en dicht gespatieerde breuken, lijken vanuit kinematisch oogpunt vrij onwaarschijnlijk. Om die reden werd in het huidige model gekozen om breukzones en breuksystemen meer te segmenteren, waardoor ze algemeen uit kortere breukvlakken bestaan.
- In het model van Langenaeker (2000) worden zowel breuken met een grote als kleine spronghoogte weergegeven. Door abstractie te maken van breuken met een spronghoogte kleiner dan 30 milliseconden in het Paleozoïsche bereik, is het aantal breuklijnen in het huidige model heel wat beperkter dan bij Langenaeker (2000).

Voor de opmaak van het G3Dv2-model werd er grotendeels gesteund op het breukenmodel van Langenaeker (2000). De veranderingen ten opzichte van het breukenmodel van Langenaeker (2000) zoals hierboven opgesomd, worden zo ook weerspiegeld in de veranderingen ten opzichte van het breukenmodel van het G3Dv2-model.

Binnen de Roerdalslenk zijn er verschillen met de breukenkaart van Demyttenaere & Laga (1988) omwille van de beschikbaarheid van nieuwe seismiek in dit gebied (campagne Limburg 2007; voor locatie zie Figuur 2-3). Hierdoor is het belang van de “Maaseik breuk” sterk afgenomen als normale breuk met een grote spronghoogte naar een kleine breuk die niet gekarteerd werd. Ten gevolge hiervan zijn ook de voorkomensgrenzen van de formaties van Aalburg en Sleen sterk aangepast (zie paragraaf 3.3). Ten opzichte van het breukenmodel van Broothaers et al. (2012) voor het Vlaamse deel van de Roerdalslenk, werden er minder breukvlakken gemodelleerd. Dit kwam grotendeels omdat heel wat van de kleinere breuken slechts op één seismische lijn waren geobserveerd, waardoor ze een onzekere oriëntatie hebben en er daarom gekozen werd om deze niet te modelleren. De Breuk van Grote Brogel aan de rand van de Roerdalslenk (zie nummer 3 op Figuur 3-8) wordt in het nieuwe model ook verder naar het WNW doorgetrokken dan in Broothaers et al. (2012), op basis van zowel seismische informatie, boringen, sonderingen, elektrische profielen als de geomorfologie (zie ook Deckers et al., 2018). Voor de connectie tussen deze Breuk van Grote Brogel en de Breuk van Overpelt geldt er ook een onzekerheid die is weergegeven als Aandachtspunt 2.8 in Bijlage F.

3.2.2.5 BELANGRIJKSTE BREUKENSETS EN HUN TIMING

- **NNW-ZZO en de WNW-OZO breukensets**

Uit de seismische data blijkt dat de NNW-ZZO en de WNW-OZO (lokaal tot W-O) georiënteerde breuksets zorgen voor breuksprongen tot enkele 100-en meters in lagen van Paleo-, Meso en Cenozoïsche ouderdom. Beide breukensets snijden elkaar niet tijdens eenzelfde tektonische fase, maar sluiten op elkaar aan. Bij een jongere tektonische fase kunnen breuken van de ene set lokaal wel oudere (niet-gereactiveerde) breuken van de andere set snijden.

Soms bevatten breuken ook segmenten van beide oriëntaties. Dit doet vermoeden dat de NNW-ZZO en WNW-OZO-breuken samen actief waren. Omwille van hun verschillende oriëntatie zou deze gelijktijdige activiteit impliceren dat minstens één van beide richtingen gereactiveerd werd uit een vroegere tektonische fase. De WNW-OZO richting is parallel aan breuken en lineamenten van het vroeg Paleozoïsche Massief van Brabant. Verder wordt deze breukoriëntatie ook dominant in de richting van het Massief van Brabant. Daarom lijkt het ons waarschijnlijk dat de WNW-OZO-breuken minstens een vroeg-Paleozoïsche ouderdom hebben. De NNW-ZZO-breuken worden dan weer dominanter op grotere afstand van het Massief van Brabant, richting het noorden. Deze laatste breukrichting zou tijdens het Devoon en/of Dinantiaan ontstaan kunnen zijn geweest (Muchez & Langenaeker, 1993; Reijmer et al., 2017).
De reactivatie van deze NNW-ZZO en WNW-OZO breukrichtingen tijdens de meer recente tektonische fases zou ook kunnen verklaren waarom ze een relatief kleine verticale sprong hebben (meestal < 500 m) ten opzichte van hun grote lengte (tot > 10 km).

In de Paleozoïsche en Mesozoïsche eenheden van het Bekken van de Kempen bereiken sommige van de NNW-ZZO en WNW-OZO-breuken normale verticale sprongen van meerdere 100-en meters. Langsheen bepaalde van deze breuken lijkt ook een verdikking van het Namuriaan plaats te vinden, maar de grootste verplaatsingen langsheen deze breuken hebben zich pas voorgedaan na de afzetting van deze Paleozoïsche lagen. Dit wordt bevestigd doordat er in de lokaal (in het oosten van Vlaanderen) bovenliggende vroeg Mesozoïsche gesteenten gelijkaardige sprongen langsheen diezelfde breuken vast te stellen zijn. De afwezigheid van duidelijke dikteverandering over breuken volgens seismische data en boringen tonen verder aan dat deze breuken niet substantieel actief waren tijdens de afzetting van de laat-Perm en Trias sedimenten. Breukenactiviteit moet daarom jonger zijn geweest dan het Trias.
Bovenop het Trias zijn veelal lagen van het boven-Krijt gelegen (met uitzondering van de Roerdalslenk waar nog Jura aanwezig is). De NNW-ZZO en WNW-OZO-breuken in het Bekken van de Kempen vertonen geen of duidelijk beperktere sprongen in het Laat-Krijt dan in de Trias of oudere gesteenten. Dit duidt erop dat de grootste breuksprong plaatsvond tussen het Trias en het Laat-Krijt. Binnen dit laatste interval vonden de Kimmerische fases plaats waarbij heel wat riftbekkens ontstonden in West-Europa. Eén van deze bekkens is de Roerdalslenk. Door de afwezigheid van boven-Jura en onder-Krijt sedimenten, is de timing van breukenactiviteit moeilijk te bepalen. Vanuit noordelijk Nederland is er wel geweten dat er zich tijdens het laat-Jura een rotatie plaatsvond van het stressveld van O-W naar NO-ZW (Verreussel et al., 2018). Deze NO-ZW stressrichting staat min of meer loodrecht op de bissectrice van de NNW-ZZO en WNW-OZO-breuken en zou kunnen verklaren waarom beide richtingen gelijktijdig actief waren als normale breuken met een groot verzet. Deze timing is eveneens consistent met de veronderstelde timing van maximale begraving in het noordoostelijke Bekken van de Kempen volgens Helsen en Langenaeker (1999). Gelijktijdig vond opheffing plaats van gebieden verder naar het westen op de top van het Massief van Brabant (Vercoutere & Van den Haute, 1993). Er werden echter geen indicaties gevonden dat opheffing mede door breuken gefaciliteerd werd.

Vanaf het late Oligoceen werden de NNW-ZZO en WNW-OZO re(re)activeerd tijdens de ontwikkeling van het Cenozoïsche *Roerdal riftsysteem* (Demyttenaere, 1989) dat nu nog steeds actief is. Vanaf het Mioceen ondervond de regio opnieuw NO-ZW-extensie, wat de gelijktijdige activiteit langsheen de NNW-ZZO en WNW-OZO-breuken verklaard (Michon et al., 2003).

- **N-Z tot NNO-ZZW breukensets**

Behalve de NNW-ZZO en de WNW-OZO georiënteerde breuksets, zijn er ook nog N-Z tot NNO-ZZW georiënteerde structuren zoals het Lineament van Donderslag of de Breuk van Leut, die de Paleozoïsche eenheden opbreken.

Het Lineament van Donderslag en andere structuren met een gelijkaardige oriëntatie (zoals het Lineament van Gruitrode) waren actief als strike-slip structuren in de periode tussen het late Carboon en vroege Perm (Langenaeker, 2000). Structuren met deze oriëntatie lijken vaak eerder de expressie te hebben van plooien (anticlines) dan duidelijk afgelijnde breuken in het Westfaliaan en werden daarom slechts zelden als breuken gemodelleerd.

- **NO-ZW breukensets**

Vooral in het Mijngebied werden ook nog sets van NO-ZW georiënteerde breuken geobserveerd. Deze breuken hebben echter een klein verzet (< 100 m), en werden daarom veelal niet voor het huidige project gemodelleerd. Hun kleine verzet is ook de meest waarschijnlijke reden waarom ze amper geobserveerd en gemodelleerd werden buiten het Mijngebied.
De NO-ZW breukensets zijn steeds begrensd door de NNW-ZZO en de WNW-OZO georiënteerd breuken. Daarom lijken de NO-ZW-breuken secundair en een gevolg te zijn van de activiteiten langsheen de belangrijkere NNW-ZZO en de WNW-OZO georiënteerde breuken.

3.2.2.6 BREUKWERKING DOORHEEN DE TIJD

- **Laat Paleozoïcum**

- Devoon en vroege Carboon

Muchez & Langenaeker (1993) en Reijmer et al. (2017) geven aan dat er waarschijnlijk NW-ZO breuken actief waren tijdens het Devoon en Dinantiaan. De vorming van biohermen op breukblokken die begrensd worden door NNW-ZZO en WNW-OZO-breuken, zoals dit van Poederlee en Heibaart, vormen inderdaad een indicatie dat dergelijke breuken actief waren tijdens het (latere) Dinantiaan. Echter, breukwerking in het Dinantiaan was moeilijk te bepalen binnen het tijdsbestek van deze studie en werd ook niet in het model van het Dinantiaan verwerkt (zie paragraaf 3.3.9.4). Plotse verdikkingen van het Namuriaan over enkele NNW-ZZO en WNW-OZO georiënteerde breuken (zie paragraaf 3.3.9.3) lijken aan te geven dat hun activiteit doorliep tot in het Namuriaan.

- Late Carboon tot midden Perm

Er werden geen indicaties gevonden voor belangrijke syn-sedimentaire breukwerking tijdens het Westfaliaan. Na het Westfaliaan en voor het late Perm vond er wel een belangrijke vervormingsfase plaats. Tijdens deze fase ontstonden de NNO-ZZW georiënteerde Lineamenten van Donderslag en Gruitrode (zie paragraaf 3.2.2.3), dewelke geassocieerd zijn met sterke vervorming van het Westfaliaan, maar niet van het bovenliggende late Perm en Trias. Beide lineamenten worden als transpressieve structuren geïnterpreteerd (Bouckaert & Dusar, 1987; Dusar & Langenaeker, 1992). Tijdens het late Carboon en vroege Perm vond er inderdaad veel strike-slip vervorming plaats langsheen N-Z tot NO-ZW georiënteerde structuren in Noordwest-Europa (Coward, 1993).
Omdat de Lineamenten van Donderslag en Gruitrode eerder plooivorming dan een afgelijnde breuksprong veroorzaken (zie ook Langenaeker, 2000), werden ze niet als breuken, maar eerder als flexuraties in de modellen van de Paleozoïsche lagen verwerkt (zie paragraaf 3.3.9.1).

- **Mesozoïcum**

- Laat Perm tot en met vroeg Krijt

Zoals in paragraaf 3.2.2.5 werd besproken, vond er een belangrijke extensiefase plaats tijdens vermoedelijk het late Jura (Kimmerische fase) met grote sprongen (lokaal > 200 m) langsheen NNW-ZZO tot WNW-OZO georiënteerde breuken in het Bekken van de Kempen. Doordat heel wat van deze breuken mogelijks gereactiveerd werden van het Dinantiaan en ouder, konden ze snel ontwikkelen tot lange systemen (tot > 10 km lengte). Omwille van deze reactivatie, waren in het zuiden van het Bekken van de Kempen (of nabij het Massief van Brabant) de WNW-OZO-breuken dominant, terwijl verder naar het noorden de NNW-ZZO-breuken dominant werden. Gelijktijdige activiteit langsheen beide breukrichtingen leidde tot het ontstaan van breukvlakken die samengesteld zijn uit segmenten van beide oriëntaties.

Door deze breukenactiviteit werd het Bekken van de Kempen gedurende het Jura opgebroken in de differentieel subsiderende Roerdalslenk in het uiterste oosten en het Kempisch Blok verder westelijk. De grootste breuksprongen (> 500 m) vonden dan ook plaats langsheen de randbreuken van de Roerdalslenk. Zo is er in de footwall van de randbreuken vaak enkel onderste Trias aanwezig en in de hangingwall van diezelfde breuken (of dus in de Roerdalslenk) al onderste Jura. De breuksprong zou daarom overeenstemmen met de dikte van het Trias of rond de 800 m. Dergelijke sprongen zijn groter dan deze in het Bekken van de Kempen (< 500 m), wat inderdaad op differentiële subsidentie van de Roerdalslenk wijst. Ontwikkeling tot een apart riftbekken verklaart ook waarom de Roerdalslenk en niet het aangrenzende Kempisch Blok geïnverteerd werd tijdens de compressiefase van het late Krijt (zie hieronder). Inversie van de Roerdalslenk vond namelijk plaats door opschuivingen en overschuivingen langsheen de randbreuken.

In het oosten van het Kempisch Blok vond er toenemende subsidentie plaats in de richting van de Roerdalslenk, zowel over breuken als door helling van de lagen. Ten oosten van het Lineament van Donderslag vond de subsidentie plaats door verplaatsing langsheen hoofdzakelijk noordoost-hellende breuken. Sommige van deze breuken zorgde voor rotatie van de tussenliggende breukblokken in tegenwijzerzin tot half-grabens. Ten westen van het Lineament van Donderslag vond de subsidentie plaats door een sterke afhelling richting het noordoosten. Deze sterke afhelling werd gecompenseerd door verplaatsing langsheen zuidwest-hellende breuken. Dit zorgde voor breukblokken die volgens wijzerzin roteerden tot half-grabens, of dus omgekeerd aan deze ten oosten van het Lineament van Donderslag. In het Mijngebied werd verder ook sterke verandering van de strekkingen van de lagen en breuken opgemerkt door Langenaeker en Dusar (1992). Ten oosten van het Lineament van Donderslag is de strekking van de lagen ongeveer O-W en zijn breuken anostomoserend tot dominant WNW-OZO georiënteerd, terwijl ten westen van datzelfde lineament de strekking van zowel de lagen als breuken NW-ZO is. Dit duidt erop dat het Lineament van Donderslag - ondanks dat het zelf niet als breukzone gereactiveerd werd - een belangrijke rol speelde als accommodatiezone tussen de structureel verschillende domeinen ten westen en oosten ervan.
In het noorden van het Kempisch Blok vond er ook sterk toenemende subsidentie plaats richting de noordelijke extensie van de Roerdalslenk die daar overgaat in het West Nederlands Bekken. We veronderstellen dat door de sterke noordwaartse helling, de listrische afschuivingsbreuk van Hoogstraten ontstond (zie paragraaf 3.2.2.3).

Min of meer gelijktijdig met de breukwerking in het oosten van Vlaanderen werd het Massief van Brabant verder zuidwestelijk opgeheven (Vercoutere & Van den Haute, 1993). Deze erosie bereikte - vermoedelijk later - ook het Kempisch Blok en de Roerdalslenk waardoor eenheden van Laat Jura en Vroeg krijt ouderdom daar nu ontbreken.

- Laat-Krijt

Tijdens het Laat-Krijt vond de Sub-Hercynische fase plaats waarbij - ten gevolge van waarschijnlijk N-Z tot NO-ZW compressie - de Roerdalslenk inversie ondervond en het Kempisch Blok gelijktijdig subsidentie. De opheffing van de Roerdalslenk vond plaats door inverse bewegingen langsheen de NNW-ZZO en WNW-OZO georiënteerde randbreuken. In het noordelijke deel van de Roerdalslenk (ten noorden van de Breuk van Grote Brogel) was de opheffing van de Roerdalslenk geleidelijk met kleinere sprongen langsheen de randbreuken. In het zuidelijke deel van de Roerdalslenk (ten zuiden van de Breuk van Grote Brogel) was de opheffing veel abrupter, met grote sprongen (tot > 100 m) langsheen de randbreuken. Zo is in dit zuidelijke deel het 'Bree Hoog' in het westen begrensd door een NW-ZO georiënteerde opschuivingsbreuk met een spronghoogte in het Laat Krijt van meer dan 150 m, terwijl het 'Dilsen Hoog' in het zuidoosten begrensd is door een NNW-ZZO georiënteerde overschuivingsbreuk met een spronghoogte van meer dan 100 m (voor locatie van deze structuren, zie Figuur 3-7). Totale opheffing van het westelijke (en dus Vlaamse) deel van de Roerdalslenk tijdens het Laat Krijt was vermoedelijk minder dan 500 m, of in dezelfde grootteorde als de gelijktijdige subsidentie (met afzetting van de Krijtgroep) in de flanken (Luijendijk et al., 2011).

- **Cenozoïcum**

Vanaf het late Oligoceen vond de vorming van het *Roerdal riftsysteem* plaats onder initieel WNW-OZO-extensie en vanaf het Mioceen onder NO-ZW-extensie (Michon et al., 2003). Binnen dit *Roerdal riftsysteem* dat het noordoostelijke deel van het Kempisch Blok alsook de Roerdalslenk omvat in Vlaanderen, ondervond de Roerdalslenk relatief sterke subsidentie. Een groot deel van deze differentiële subsidentie vond plaats langsheen de NNW-ZZO tot WNW-OZO georiënteerde randbreuksystemen. Zo was er vanaf het late Oligoceen tot 600 m verplaatsing langsheen de NW-ZO georiënteerde Breuk van Neeroeteren en tot 200 m langsheen de WNW-OZO georiënteerde Breuk van Grote Brogel. Het aantal breuken dat actief was onder dit stressveld en ook hun spronghoogte vermindert algemeen geleidelijk van de Roerdalslenk in het oosten naar het Bekken van de Kempen verder westelijk. Het westelijke deel van het Kempisch Blok (gebied ten westen van het modelgebied van H3O-De Kempen) werd nog nauwelijks door Cenozoïsche breukwerking geaffecteerd.
Heel wat breuken die actief waren tijdens het Cenozoïcum lijken geworteld in oudere, Kimmerische breuken, wat duidt op reactivatie van deze oudere breuk(system)en. Algemeen is het aantal breuken en hun sprong beduidend kleiner tijdens de Cenozoïsche fase dan tijdens de Kimmerische fase. In het westelijke deel van het Kempisch Blok is dit verschil het grootste, waar Cenozoïsch breuken zeldzaam zijn en verticale sprongen vertonen van minder dan 20 m, terwijl er tal van Mesozoïsche breuken zijn met verticale sprongen van meer dan 200 m. Tenslotte is er ook veel minder rotatie van breukblokken tot half-grabens tijdens het Cenozoïcum dan langsheen dezelfde breuken tijdens de Kimmerische fase.

3.3. RESULTAAT LAGENMODEL G3DV3

3.3.1. INLEIDING

In deze paragraaf worden de opgemaakte modellen van de verschillende modeleenheden voor het G3Dv3-model toegelicht. Deze modeleenheden zijn formaties en - indien daarbinnen aanwezig - leden. Omwille van het grote aantal modeleenheden, werden deze gegroepeerd volgens ouderdom in de groepen Quartair, Neogeen, Oligoceen, Eoceen, Paleoceen, Krijt, Jura tot Perm, Carboon, Devoon en Siluur tot Cambrium.
Per ouderdomsgroep volgt een opsomming van de verschillende modeleenheden die hierin aanwezig zijn van jong naar oud. Per modeleenheid volgt een bespreking van:

- Een algemene beschrijving van de kenmerken van de modeleenheden (zoals lithologie, afzettingsmilieu, voorkomensgebied, ouderdom en dikte).
- De methodiek waarop de (deelgebieden van de) modeleenheden gemodelleerd werden en de eventuele concepten die daarvoor gebruikt werden.
- De verschillen van de eenheid ten opzichte van het eerdere G3Dv2-model.

In bepaalde gevallen kunnen methodieken van modelleren, concepten of verschillen met het G3Dv2-model gemeenschappelijk zijn voor alle modeleenheden binnen dezelfde ouderdomsgroep. In dat geval worden deze reeds besproken bij de inleiding van de ouderdomsgroep.

De resultaten van het lagenmodel werden consistent gemaakt met het eerder opgemaakt breukenmodel (zie paragraaf 3.2). Vermits in het Paleozoïsche, Mesozoïsche en Cenozoïsche bereik enkel breukvlakken gemodelleerd werden die een spronghoogte hebben die groter is dan 30, 20 en 10 ms respectievelijk, affecteren ook enkel breukvlakken met minimaal deze spronghoogte de laagvlakken die ze opbreken. Een uitzondering hierop is het diepe of Paleozoïsche bereik waar - omwille van de verminderde resolutie - enkel breukvlakken meegenomen werden die een sprong vertoonden van minstens 50 ms (zie paragraaf 3.3.9).

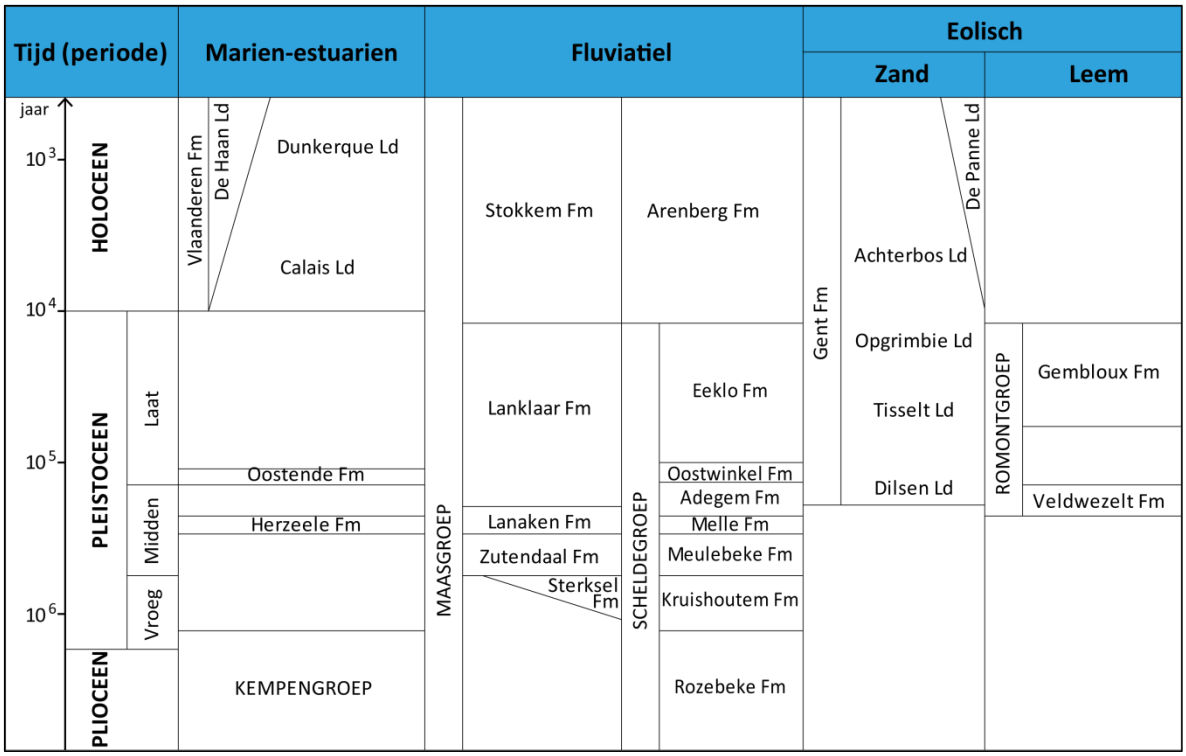
Voor de figuren van het diepte- en dikteverloop van de verschillende modeleenheden wordt verwezen naar de Bijlage F1.

3.3.2. QUARTAIRE EENHEDEN

3.3.2.1 ALGEMENE GEOLOGISCHE ACHTERGROND EN METHODIEK VAN MODELLEREN

De Quartaire eenheden werden afgezet in sterk variërende milieus, uiteenlopende van marien, estuarien, naar fluviatiel en eolisch (zie Figuur 3-9). De vroeg Quartaire mariene tot estuariene eenheden werden afgezet in het uiterste noorden van Vlaanderen, behorende tot de formaties van Malle en Weelde. Vanaf het midden Pleistoceen tot Holoceen werden de mariene tot estuariene eenheden hoofdzakelijk afgezet in het westen van Vlaanderen, behorende tot de formaties van Herzeele, Oostende en Vlaanderen.
De fluviatiele afzettingen werden over het gehele land afgezet en gedurende het Pleistoceen hoofdzakelijk als grindrijke grove zanden in brede verwilderde riviersystemen die de terrassen vormden, met als grootste systemen deze langs de Maas (zie Maasgroep) en van de Schelde (zie Scheldegroep). Gedurende het Holoceen vond de afzettingen van de fluviatiele eenheden plaats in smallere riviervalleien.

De eolische afzettingen werden gedurende het Pleistoceen afgezet als dekzanden in het noorden van Vlaanderen, geleidelijk overgaand naar lemen op de plateau's in het zuiden van Vlaanderen. In het Holoceen werden de eolische zanden afgezet als land- of kustduinen (respectievelijk leden van Achterbos en De Panne).
Op basis van de manier van afzetting kan onderscheid gemaakt tussen het tabulaire en niet-tabulaire Quartair. De formaties van Malle en Weelde behoren tot het tabulaire (conform afgezette) Quartair, terwijl de overige eenheden tot het niet-tabulaire (eerder erosieve) Quartair worden gerekend.



Figuur 3-9. Schematische weergave van de ouderdom en het afzettingsmilieu van de verschillende Quartaire lithostratigrafische eenheden. Herwerkt uit Gullentops et al. (2001).

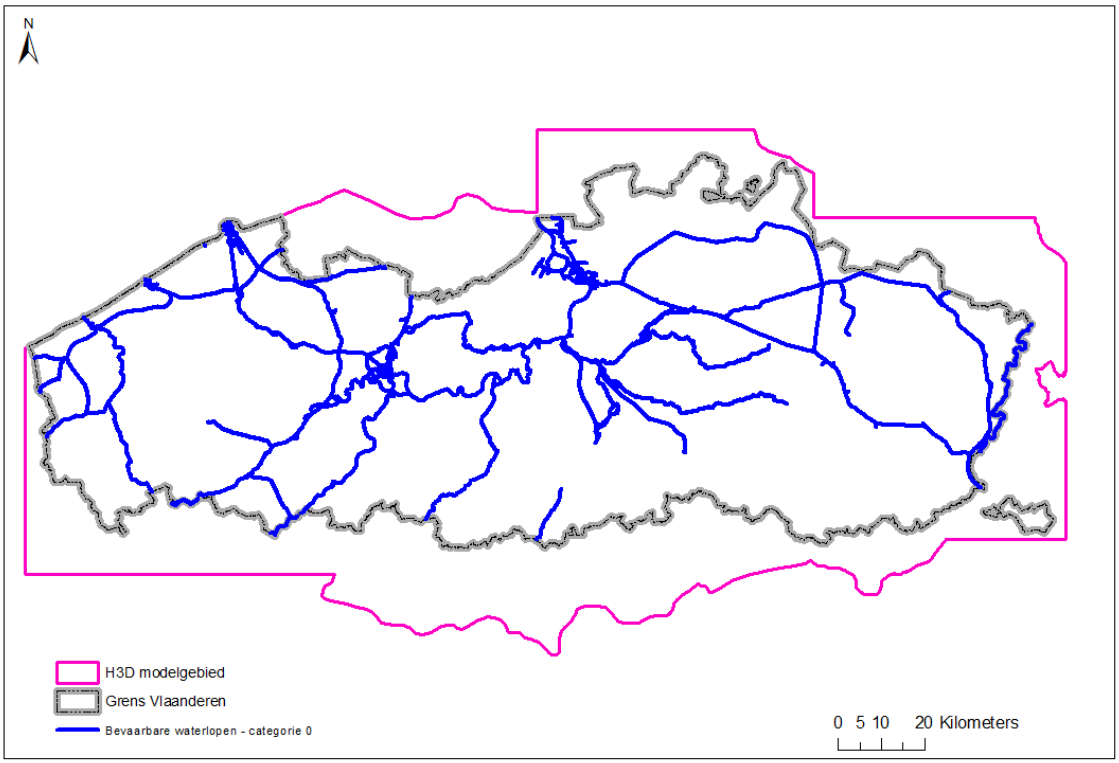
De opmaak van de top- en basisvlakken van het niet-tabulaire Quartair voor het huidige model gebeurde als volgt:

- Topvlak: Omdat het Quartair in de Vlaamse ondergrond de jongste, meest ondiep gelegen eenheid is, is het topvlak ervan veelal ook het topvlak van het huidige model. De top van het Quartair stelde in het G3Dv2-model de topografie voor zonder menselijke ingrepen, en werd daarin DEM-VLAKO genoemd. Voor dit model wordt er gewerkt met een topografie met menselijke ingegrepen. Het topvlak van het model werd daarom hoofdzakelijk samengesteld uit het Digitaal Hoogtemodel van Vlaanderen (DHMV II) versie 2016 (www.agiv.be). Op de locatie van bevaarbare rivieren (categorie 0, zie Figuur 3-10) werden de rastercellen uit het DHMV II vervangen door waterbodemhoogtes die gemodelleerd werden door Foncke et al. (2012).

- Basisvlak: De basis van het niet-tabulaire Quartair werd in het G3Dv2-model bekomen door de gemodelleerde dikte van het niet-tabulaire Quartair van het DEM-VLAKO af te trekken.

Voor het huidige model werd dit DEM-VLAKO lokaal aangepast tot een nieuwe versie, genaamd DEM-VLAKOv2.

De wijze waarop DEM-VLAKOv2 tot stand kwam staat beschreven in Bijlage D. Omdat de dikte van het niet-tabulaire Quartaire uit het G3Dv2-model behouden bleef, vertaalde het nieuwe DEM-VLAKOv2 zich ook in een nieuwe basis van het niet-tabulaire Quartair voor het grootste deel van Vlaanderen. Echter, in de modelgebieden van de H3O-projecten en de Thematische delfstoffenmodellen, werd de basis van het niet-tabulaire Quartair van deze modellen overgenomen. In de overgangszone tussen deze gebieden werden via een bufferzone (tussen 100 en 1000 m) cellen verwijderd en terug geïnterpoleerd om een perfect aaneengesloten basisraster van het niet-tabulaire Quartair te verkrijgen.



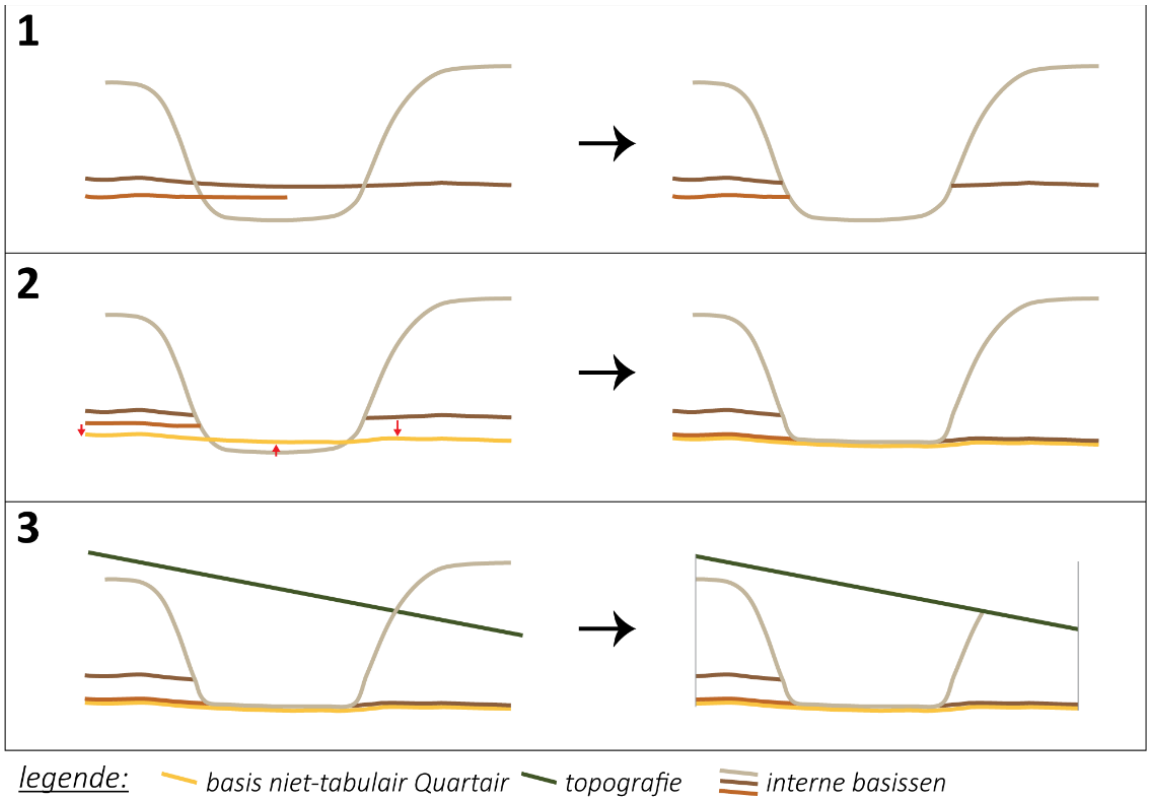
Figuur 3-10. Ligging van de bevaarbare waterlopen, categorie 0.

Het interval tussen het topvlak en de nieuw samengestelde basis van het niet-tabulaire Quartair werd voor het huidige model verder onderverdeeld in Quartaire modeleenheden. Het overzicht van deze Quartaire modeleenheden en de manier waarop hun modellering tot stand kwam is weergegeven in Tabel 3-1. In tegenstelling tot de oudere modeleenheden die gemodelleerd werden volgens de formele lithostratigrafische indeling, werden de Quartaire modeleenheden grotendeels gemodelleerd op basis van de bestaande hydrogeologische indeling. Dit is een gevolg van het verschil in opmaak tussen de niet-tabulaire Quartaire en oudere eenheden. In tegenstelling tot de oudere eenheden die ofwel opnieuw gemodelleerd werden ofwel herwerkt werden uit het G3Dv2-model, werden heel wat niet-tabulaire Quartaire modeleenheden binnen Vlaanderen namelijk gereconstrueerd op basis van bestaande rasters uit de HCOV-karteringen, de (hydro)geologische modelleringen uit de H3O-projecten of de Thematisch delfstoffenmodellen.

Rekening houdend met de kwaliteit en opmaak van de oorspronkelijke rasters, werd daaruit de interne onderverdeling van het niet-tabulaire Quartair opgemaakt.
De inpassing van deze interne basissen, tussen het topvlak en het basisraster van het niet-tabulaire Quartair, gebeurde volgens de volgende drie stappen (zie Figuur 3-11):

1. Afstemming van de interne basisrasters, waarbij de veronderstelde volgorde van afzetting en insnijding werd gerespecteerd.
2. Afstemming van de interne basisrasters met het basisraster van het niet-tabulaire Quartair:
    a. Interne basisraster < basis niet-tabulaire Quartair: het interne basisraster wordt gelijkgesteld aan het basisraster van het niet-tabulaire Quartair
    b. Interne basisraster >= basis niet-tabulaire Quartair: het interne basisraster wordt behouden indien er nog onderliggende niet-tabulaire Quartaire eenheden voorkomen. Indien dit niet het geval is, wordt het basisraster van het niet-tabulaire Quartair overgenomen.
3. Insnijding van het topvlak van het model in de interne basisrasters van het niet-tabulaire Quartair.

Zodoende werden heel wat basisrasters ondanks dat ze overgenomen werden uit de hierboven beschreven modellen, alsnog (lokaal) aangepast. Finaal werden uit de top- en basisrasters de dikterasters van de verschillende modeleenheden berekend. De interne eenheden zijn enkel behouden waar dikte groter of gelijk is aan 0.01 m.



Figuur 3-11. Overzicht van de drie voorname stappen voor inpassing van de basissen van eenheden binnen het niet-tabulaire Quartair.

In het G3Dv2-model werd het niet-tabulaire Quartair niet verder onderverdeeld in modeleenheden.

Tabel 3-1. Overzicht van de verschillende G3Dv3-modeleenheden binnen de ouderdomsgroep van het Quartair. De cijfers in de kolom "Oorsprong" duiden op de manier hoe de opmaak van de basisrasters van de corresponderende eenheden tot stand kwam (zie kolom "Opmaak basisrasters").

Formatie	Lid	Oorsprong
Antropogeen		1(A0110) + 5
Gent	Achterbos	5
	De Panne	5
	Dilsen, Tisselt en Opgrimbie	3(Boxtel) + 4(Boxtel) + 5 + 8 (Deklaag)
Vlaanderen	Calais en Dunkerque	1(A0131+A0132+A0133)
	De Haan	5
Arenberg en Stokkem		1(A0140)
Veldwezelt en Gembloux		7 (leem)
Lanklaar, Lanaken en Zutendaal		3(Beegden) + 4(Beegden) +8(Beegden)
Sterksel	Lommel	3(ST-z-1) + 4(ST) + 8(Sterksel)
	Hamont	3(ST-k-1)
	Bocholt	3(ST-z-2)
Rozebeke, Kruishoutem, Meulebeke, Melle, Adegem, Oostwinkel, Eeklo, Oostende en Herzeele		1(A0170)
Weelde		2 + 4(Wak2) + 5
Malle		2 + 5

Opmaak basisrasters
1 = H3D
2 = Aanpassing G3Dv2-model
3 = H3O-De Roerdalslenk
4 = H3O-De Kempen
5 = Volledig nieuw (G3Dv3)
6 = HCOV-model, versie2007
7 = Thematisch delfstoffenmodel voor (niveo-)eolische leemvoorkomens in Vlaanderen
8 = Thematisch delfstoffenmodel voor zand- en grindafzettingen van Maas en Rijn in Vlaanderen

3.3.2.2 ANTROPOGEEN

Het Antropogeen omvat voor het huidige model de door menselijke activiteit opgehoogde delen van de oorspronkelijke topografie. Deze opgehoogde delen zijn echter onregelmatig in voorkomen en vaak moeilijk te achterhalen. Daarom werd het model ervan beperkt tot de grootste ophogingen. Omdat er reeds modellen van de grootste ophogingen beschikbaar waren uit de HCOV-karteringen die voor de H3D-modeleenheid *Ophogingen (A0110)* verder aangepast werden (zie paragraaf 3.4.3.2), werd ook het model van het Antropogeen volledig hieruit samengesteld.
In het G3Dv2-model werd het antropogeen niet als modeleenheid onderscheiden.

3.3.2.3 FORMATIE VAN GENT MET:

- *Lid van Achterbos*
- *Lid van De Panne*
- *Leden van Dilsen, Tisselt en Opgrimbie*

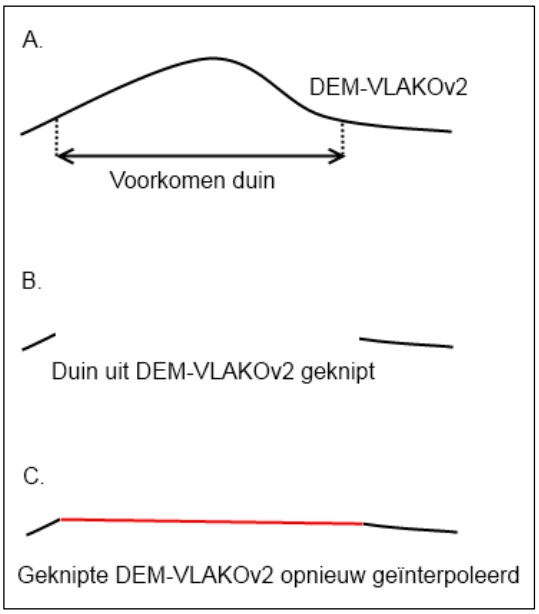
De Formatie van Gent omvat de zandige eolische afzettingen die gedurende het Pleistoceen en Holoceen werden afgezet over quasi geheel Vlaanderen (Figuur 3-9). De dikte van deze eenheid varieert van minder dan 1 m tot meer dan 20 m. De formatie bestaat uit de leden van De Panne, Achterbos, Dilsen, Tisselt en Opgrimbie. De leden van Achterbos en De Panne omvatten de Holocene duinafzettingen die respectievelijk aan de kust en in het binnenland (grotendeels centrum en oosten van Vlaanderen) voorkomen. De leden van Dilsen, Tisselt en Opgrimbie stellen de oudere (hoofdzakelijk Pleistocene) dekzanden voor. Deze dekzanden worden algemeen fijnkorreliger in zuidelijke richting (vanwege windtransport vanuit het noorden). Ze bedekken het grootste deel van Vlaanderen, behalve in het uiterste zuiden waar ze overgaan in de lemige deklagen van de Formaties van Veldwezelt en Gembloux voorkomen (zie paragraaf 3.3.2.5).

Voor het huidige model werden de leden van Achterbos en De Panne onderscheiden als aparte modeleenheden, terwijl de overige leden van de Formatie van Gent gecombineerd werden tot één modeleenheid. De basis-, dikte en toprasters van de Formatie van Gent werd aldus uit deze van de verschillende leden (zoals hieronder besproken) samengesteld.

- Leden van Achterbos en De Panne

De Holocene duinafzettingen van de leden van Achterbos en De Panne werden apart gemodelleerd. De modellering van hun gecombineerde basisvlak kwam op volgende manier tot stand:

1. De samengestelde Quartairgeologische kaart van Vlaanderen van Bogemans (2005) toont de voorkomensgebieden van de duinen en werd daarom gebruikt als startpunt (zie 'voorkomen duinen' op sectie A van Figuur 3-12.
2. Bij de modellering wordt uitgegaan van het principe dat het voorkomen van duinen gelinkt is aan verhogingen in de topografie. Op basis van dit uitgangspunt en de eerste inschatting van de voorkomensgrenzen werden binnen de voorkomensgrenzen van de duinen de rasterwaarden voor DEM-VLAKOv2 verwijderd (zie sectie B op Figuur 3-12).
3. Op deze wijze ontstaat een topografiemodel met lege vlakken daar waar duinen voorkomen (zie sectie B op Figuur 3-12). Deze gebieden worden door interpolatie (triangulatie) opnieuw opgevuld, door gebruikmaking van de topografiewaarden die er rond voorkomen (zie rode lijn op sectie C op Figuur 3-12). Binnen de voorkomensgrenzen van de duinen geven deze geïnterpoleerde waarden het basisvlak voor deze duinen weer.



Figuur 3-12. De methodiek voor het bepalen van de basis van de duinen.

Hierna werden er ter controle verschilkaarten gemaakt tussen de topografie en de gemodelleerde basis van de duinen. Uit deze verschilkaarten blijken er echter lokaal negatieve diktes voor te komen. Dit kan verklaard worden door het feit dat de voorkomensgebieden van de Quartairgeologische kaart van Vlaanderen van Bogemans (2005) niet overal gelinkt zijn aan uitstulpingen in het reliëf en lokaal zelfs overeenkomen met depressies in het reliëf. De zones met negatieve diktes zijn dan ook uit het voorkomensgebied verwijderd. De voorkomensgrenzen van de duinen zijn hierdoor dus iets gewijzigd ten opzichte van deze van de Quartairgeologische kaart van Vlaanderen van Bogemans (2005).

Het topvlak van de leden van Achterbos en De Panne valt samen met het topvlak van het model (zie paragraaf 3.3.2.1) of het basisvlak van het Antropogeen (zie paragraaf 3.3.2.2). Uit de finale basis-dikte- en topvlakken van de gecombineerde leden van Achterbos en De Panne werden - op basis van geografisch voorkomen - de leden van Achterbos en De Panne gescheiden. Het Lid van de Panne komt namelijk voor langsheen de kuststrook, terwijl het Lid van Achterbos in het binnenland voorkomt op enige afstand van de kuststrook.

- Leden van Dilsen, Tisselt en Opgrimbie

De modeleenheid leden van Dilsen, Tisselt en Opgrimbie werd deels nieuw gemodelleerd en deels samengesteld uit de resultaten van de H3O-projecten en het Thematisch delfstoffenmodel voor zand- en grindafzettingen van Maas en Rijn in Vlaanderen:

- Indien er geen niet-tabulaire Quartaire eenheden onder voorkomen volgens de Quartairgeologische kaart van Vlaanderen van Bogemans (2005), werd de basis van het niet-tabulaire Quartair overgenomen als basis van deze modeleenheid buiten de modelgebieden van de H3O-projecten en Thematische delfstofmodellen.
- Indien er wel niet-tabulaire Quartaire eenheden onder voorkwamen, werd de basis van deze modeleenheid nieuw gemodelleerd buiten de modelgebieden van de H3O-projecten en Thematische delfstofmodellen. Deze modellering is toegelicht in Bijlage E.

- Binnen het modelgebied van H3O-De Roerdalslenk werd deze modeleenheid apart gekarteerd (op basis van boringen) onder de Nederlandse formatienaam '*Boxtel*' en als dusdanig overgenomen. Het basisvlak van deze '*Formatie van Boxtel*' wordt lokaal opgebroken door breuken. In functie van de modellering voor het H3O-De Roerdalslenk werden deze breuken echter als verticaal verondersteld, wat als geologisch onrealistisch wordt geacht. Omdat de breuksprong in deze deklagen echter klein is, werden na afwerking van het model van H3O-De Roerdalslenk, de zones rondom deze verticaal veronderstelde breuken eruit geknipt en terug geïnterpoleerd op basis van de omliggende rasterpunten. De aldus bekomen basisvlakken werden binnen het modelgebied van H3O-De Roerdalslenk overgenomen als basisvlakken van de leden van Dilsen, Tisselt en Opgrimbie.
- Binnen het modelgebied van H3O-De Kempen werd deze modeleenheid opnieuw apart gekarteerd (op basis van boringen) onder opnieuw de Nederlandse formatienaam '*Boxtel*' en als dusdanig overgenomen. In tegenstelling tot het H3O-De Roerdalslenk project, werden in het H3O-De Kempen project geen breuken verondersteld in deze modeleenheid.
- Binnen het Thematisch delfstoffenmodel voor zand- en grindafzettingen van Maas en Rijn, werd deze modeleenheid gekarteerd (op basis van boringen) onder de naam *'Deklaag'*. Het basisvlak van deze *'Deklaag'* werd binnen het modelgebied van het betreffende Thematische delfstoffenmodel, en buiten de modelgebieden de H3O-projecten (die hierboven verkozen werden), overgenomen als basisvlakken van de leden van Dilsen, Tisselt en Opgrimbie.

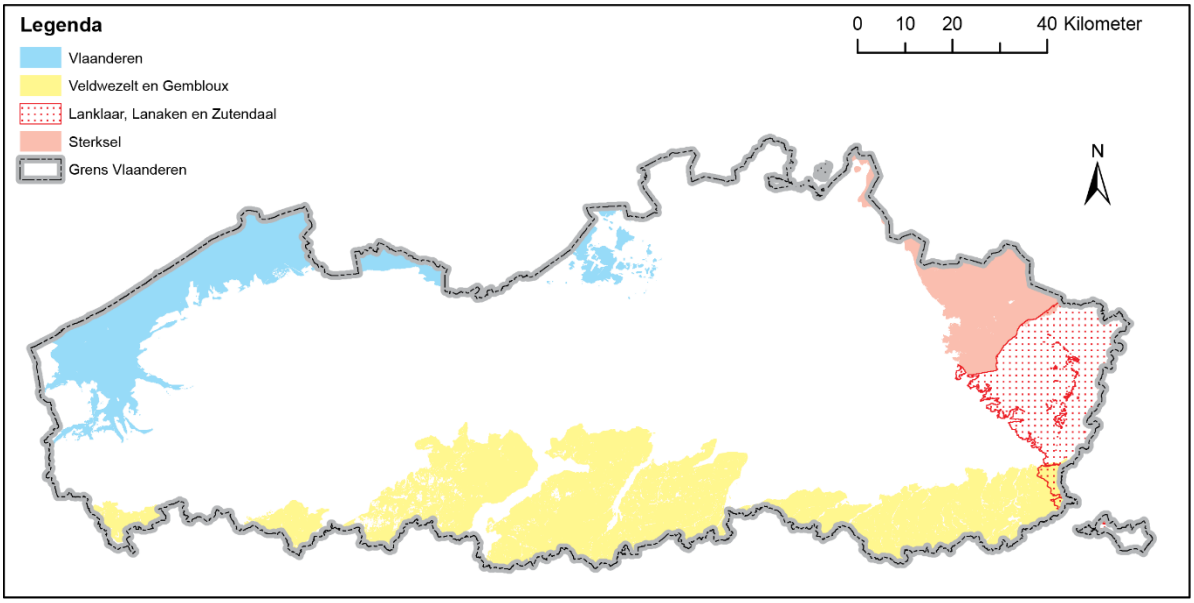
Het topvlak van de leden van Dilsen, Tisselt en Opgrimbie valt grotendeels samen met:

- Het topvlak van het model (zie paragaaf 3.3.2.1)
- Het basisvlak van het Antropogeen (zie paragraaf 3.3.2.2)
- In de riviervalleien met het basisvlak van de formaties van Arenberg en Stokkem (zie paragraaf 3.3.2.5).

3.3.2.4 FORMATIE VAN VLAANDEREN MET:

- *Leden van Calais en Dunkerque*
- *Lid van De Haan*

De Formatie van Vlaanderen werd afgezet gedurende het Holoceen, ten gevolge van een transgressie na de laatste ijstijd, en bestaat hoofdzakelijk uit kustnabije en kustafzettingen (Figuur 3-9). Hierdoor dagzomen deze grotendeels in het westen van Vlaanderen en noordwesten van Frankrijk (Figuur 3-13). De dikte van de Formatie van Vlaanderen varieert van enkele meters tot meer dan 20 m. Ze bestaat uit drie leden, genaamd Calais, Dunkerque en De Haan. Voor het huidige model werd enkel het Lid van De Haan als aparte nieuwe modeleenheid onderscheiden, terwijl de leden van Calais en Dunkerque gecombineerd werden tot één modeleenheid.



Figuur 3-13. Voorkomensgebieden van enkele niet-tabulaire Quartaire eenheden aan de randzones van Vlaanderen.

Het nieuwe basisvlak van De Haan is gebaseerd op een extrapolatie van de basisvlakken van de leden van Calais en Dunkerque richting de Noordzee.
De top van dit Lid van De Haan wordt gevormd door:

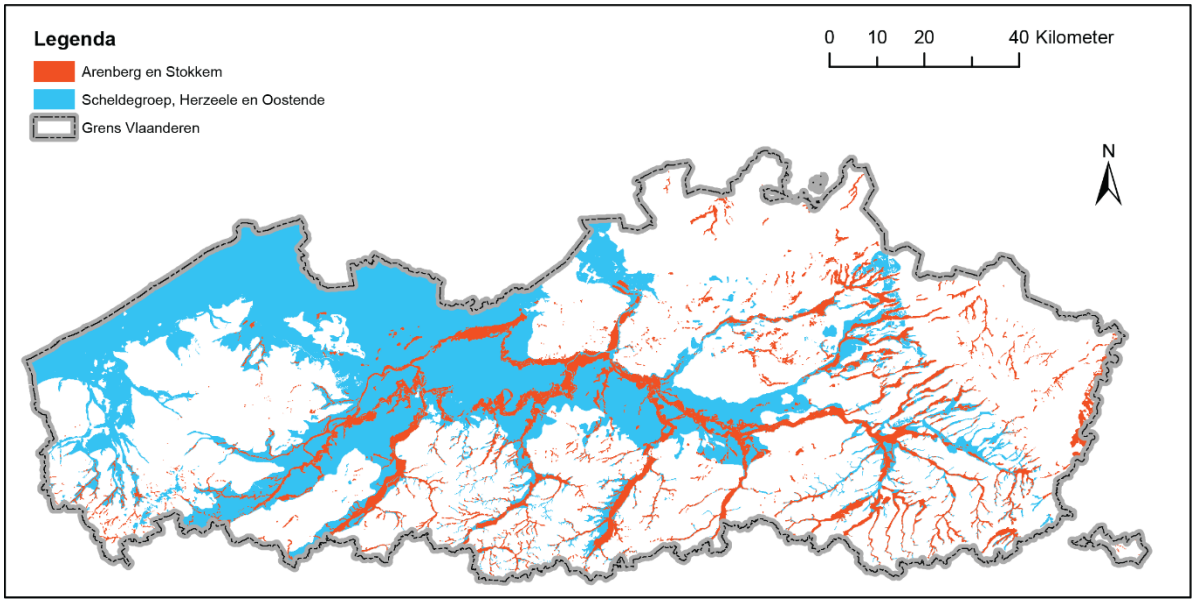
- Het nieuwe topvlak (zie paragaaf 3.3.2.1)
- Het basisvlak van het Antropogeen (zie paragraaf 3.3.2.2)

Het basisvlak van de leden van Calais en Dunkerque komt dan weer overeen met de combinatie van de basissen van de H3D-basiseenheden *Kleiige polderafzettingen (A0131), Zandige kreekruggen (A0132) en Veen-kleiige poelgronden (A0133)* waaruit het werd samengesteld (zie paragraaf 3.4.3.4). Deze valt in het voorkomensgebied samen met de top van de formaties van Rozebeke, Kruishoutem, Meulebeke, Melle, Adegem, Oostwinkel, Eeklo, Oostende en Herzeele (zie paragraaf 3.3.2.7) of met de basis van het niet-tabulaire Quartair (zie paragraaf 3.3.2.1).
De top van de leden van Calais en Dunkerque werd gevormd door:

- Het nieuwe topvlak (zie paragaaf 3.3.2.1)
- Het basisvlak van het Antropogeen (zie paragraaf 3.3.2.2)
- Aan de kuststrook de basis van het Lid van De Panne (Formatie van Gent; zie paragraaf 3.3.2.3).

3.3.2.5 Formaties van Arenberg en Stokkem

Gedurende het Holoceen werden de fluviatiele afzettingen van de formaties van Arenberg en Stokkem in riviervalleien afgezet (voor locatie zie Figuur 3-14). Voor het huidige model werden beide formaties als één modeleenheid gemodelleerd. De dikte van de formaties van Arenberg en Stokkem is meestal beperkt tot minder dan 5 m.



Figuur 3-14. Voorkomensgebieden van de Holocene fluviatiele formaties van Arenberg en Stokkem en de Pleistocene, fluviatiele tot estuariene formaties van de Scheldegroep, Herzeele en Oostende.

Het basisvlak van de formaties van Arenberg en Stokkem werd overgenomen van volgende modellen:
- In de modelgebieden van de H3O-projecten werden de formaties van Arenberg en Stokkem apart gekarteerd (via diktetrends uit de boringen) onder de term 'HL-C'.
- Binnen het Thematisch delfstoffenmodel voor zand- en grindafzettingen van Maas en Rijn werd de eenheid ook apart gemodelleerd op basis van diktetrends uit de boringen.
- In het overige deel van Vlaanderen, werd het basisvlak van de H3D-subeenheid *Alluviale deklagen (A0140)* overgenomen (zie paragraaf 3.4.3.5).

Het topvlak van de formaties van Arenberg en Stokkem wordt gevormd door het topvlak van het model (zie paragaaf 3.3.2.1). In dit topvlak zitten de waterbodemhoogtes van de bevaarbare rivieren en kanalen ('categorie 0') verwerkt die lokaal insnijden in de formaties van Arenberg en Stokkem.

3.3.2.6 Formaties van Veldwezelt en Gembloux

De formaties van Veldwezelt en Gembloux vormen samen de Romontgroep die de lemige afzettingen omvat die werden afgezet in riviervalleien of op plateaus in het zuiden van Vlaanderen (voor locatie zie Figuur 3-13). De onderste lemige afzettingen behoren tot de Formatie van Veldwezelt en de bovenste tot deze van Gembloux (Figuur 3-9). Voor dit project werd geen onderscheid tussen beide formaties gemaakt en werden ze gecombineerd tot één modeleenheid. De dikte van deze eenheid varieert van enkele meters tot lokaal meer dan 25 m. De eenheid gaat in noordelijke richting (via vertanding) over in de meer zandige Formatie van Gent. In het model is deze overgang, wegens gebrek aan data, aangeduid als een harde grens.

Het basisvlak van de formaties van Veldwezelt en Gembloux en werd reeds gemodelleerd in het Thematisch delfstoffenmodellen voor (niveo-) eolische leemvoorkomens in Vlaanderen en daaruit overgenomen. Dit basisvlak wordt frequent doorsneden door het basisvlak van de formaties van Arenberg en Stokkem (zie paragraaf 3.3.2.5). Hierbij valt op dat de hoogte en dikte sterk schommelen binnen het voorkomensgebied.

Het topvlak van de Formaties van Veldwezelt en Gembloux wordt gevormd door:
- Het topvlak van het model (zie paragaaf 3.3.2.1)
- Het basisvlak van het Antropogeen (zie paragraaf 3.3.2.2)
- Het basisvlak van de formaties van Arenberg en Stokkem (zie paragaaf 3.3.2.5).

3.3.2.7 FORMATIES VAN LANKLAAR, LANAKEN EN ZUTENDAAL

De formaties van Lanklaar, Lanaken en Zutendaal kunnen algemeen beschouwd worden als grofzandige en grindrijke Pleistocene afzettingen met in de Formatie van Zutendaal een belangrijke klei-aandeel. Voor het huidige model worden deze formaties als één modeleenheid gemodelleerd. In de top van de eenheid zijn er vaak lemen/kleien aanwezig die bedekt zijn door fluvio-eolische dekzanden. De afzettingen komen voor in het uiterste oosten van Vlaanderen (Figuur 3-13) en zijn grotendeels van Maas-oorsprong, met in het noordwestelijke voorkomen ook Rijn-invloed. Deze modeleenheid gaat in noordwestelijke richting via vertanding over in de Formatie van Sterksel. Het onderscheid met deze laatste formatie is op basis van de meeste boorbeschrijvingen onduidelijk. De grens tussen beide werd dan ook slechts indicatief gemodelleerd op basis van de grens tussen de 'Lommel zanden' en de 'Winterslag Zanden' volgens Beerten et al. (2005). De eenheid is dik (15 m) op het zuidoostelijke deel van het Kempisch Plateau (ten westen van de Maas) en verdunt vandaaruit naar het noordwesten toe (tot < 5 m). Er is ook een sterke verdikking van deze eenheid vanuit het Kempisch Plateau over de randbreuk naar de Roerdalslenk toe waar het zijn maximale dikte van meer dan 20 m bereikt.

Het basisvlak van de formaties van Lanklaar, Lanaken en Zutendaal werd reeds gemodelleerd en is daarom samengesteld uit de resultaten van het H3O-De Roerdalslenk project en de Thematisch delfstoffenmodellen voor (niveo-)eolische leemvoorkomens en zand- en grindafzettingen van Maas en Rijn in Vlaanderen:
- In het modelgebied van H3O-De Roerdalslenk werd de modeleenheid apart gekarteerd (op basis van boringen) onder de Nederlandse naam *'Formatie van Beegden'*. Binnen de Roerdalslenk wordt het basisvlak lokaal opgebroken door breuken. In functie van de modellering voor het H3O-De Roerdalslenk project, werden deze breuken echter verticaal verondersteld in het ondiepe bereik, wat als geologisch onrealistisch wordt geacht. Na de afwerking van het H3O-De Roerdalslenk model werden daarom hellende breuken ingebracht (zie paragraaf 2.7.3.1).
- Buiten de slenk, ter hoogte van het Kempisch Plateau, is het basisvlak overgenomen uit de Thematisch delfstoffenmodellen. Hier werd dit basisvlak deels nieuw gemodelleerd op basis van boringen en het basisraster van het niet-tabulaire Quartair uit G3Dv2. Hierdoor is het basisvlak van de formaties Lanklaar, Lanaken en Zutendaal ter hoogte van het Kempisch Plateau meer geaccidenteerd dan ter hoogte van de Roerdalslenk.

De aansluiting tussen deze basisvlakken binnen en buiten de Roerdalslenk vond plaats langsheen de randbreuken van de Roerdalslenk.

Het topvlak van de formaties van Lanklaar, Lanaken en Zutendaal wordt opgebouwd uit het nieuwe topvlak (zie paragaaf 3.3.2.1) en de basisvlakken van:
- Het Antropogeen (zie paragraaf 3.3.2.2)
- De formaties van Arenberg en Stokkem (zie paragraaf 3.3.2.5)
- De formatie van Gent
- De formaties van Veldwezelt en Gembloux (zie paragraaf 3.3.2.6).

De basis van de formaties van Lanklaar, Lanaken en Zutendaal valt voornamelijk samen met de basis van het niet-tabulaire Quartair. Ten opzichte van de basis van het niet-tabulaire Quartair uit het G3Dv2-model, is de huidige basis van het niet-tabulaire Quartair algemeen minder geaccidenteerd ter hoogte van de H3O-modelgebieden. Tenslotte is ook de locatie van de breuken die dit pakket opbreken verschillend ten opzichte van deze in het G3Dv2-model (zie paragraaf 3.2).

3.3.2.8 FORMATIE VAN STERKSEL MET:

- *Lid van Lommel*
- *Lid van Hamont*
- *Lid van Bocholt*

De Formatie van Sterksel kan beschouwd worden als grofzandige, grindrijke Pleistocene afzettingen van grotendeels Rijn-oorsprong. Deze eenheid werd afgezet op het noordelijke deel van de huidige Kempische Plateau en Roerdalslenk (Figuur 3-13) waar het naar het zuiden toe overgaat en/of ingesneden wordt door de formaties van Lanklaar, Lanaken en Zutendaal (zie paragraaf 3.3.2.7). Het onderscheid met deze laatste formaties is op basis van de meeste boorbeschrijvingen onduidelijk. De grens tussen beide werd dan ook slechts indicatief gemodelleerd op basis van de grens tussen de 'Lommel zanden' (of Lid van Lommel) en de 'Winterslag Zanden' volgens Beerten et al. (2005). De Formatie van Sterksel verdikt van algemeen minder dan 10 m op het Kempisch Plateau tot meer dan 30 m in het centrum van de Roerdalslenk. Door deze verdikking ontstaat er een driedeling binnen de Formatie van Sterksel, met de zandige leden van Lommel en Bocholt die gescheiden worden door het meer kleiige Lid van Hamont (Figuur 3-15). Naar het westen of richting het Kempisch Plateau verdwijnt deze driedeling en is enkel het Lid van Lommel nog aanwezig (zie Beerten et al., 2005). Voor dit project werden zowel de Formatie van Sterksel als diens leden apart gemodelleerd.

Het basisvlak van de Formatie van Sterksel is samengesteld uit de resultaten van de projecten H3O-projecten en het Thematisch delfstoffenmodel voor zand- en grindafzettingen van Maas en Rijn in Vlaanderen:
- In het modelgebied van H3O-De Roerdalslenk werd de Formatie van Sterksel apart gekarteerd (op basis van boringen) en verder onderverdeeld in drie hydrogeologische eenheden (genaamd '*Sterksel zand 1', 'Sterksel klei 1' en 'Sterksel zand 2').* Deze hydrogeologische eenheden correleren met leden van Lommel, Hamont en Bocholt van de Formatie van Sterksel en werden aldus overgenomen. Binnen de Roerdalslenk worden de basisvlakken van de Formatie van Sterksel en diens leden lokaal opgebroken door breuken. In functie van de modellering voor het H3O-De Roerdalslenk project, werden deze breuken echter verticaal verondersteld in het ondiepe bereik, wat als geologisch onrealistisch wordt geacht. Na de afwerking van het H3O-De Roerdalslenk model werden daarom hellende breuken ingebracht (zie paragraaf 2.7.3.1).
- Buiten de Roerdalslenk komt enkel het Lid van Lommel voor (Beerten et al., 2005) dat gemodelleerd werd bij de opmaak van het Thematisch delfstoffenmodellen voor zand- en grindafzettingen van Maas en Rijn in Vlaanderen en het H3O-De Kempen project. In het gebied waar beide modellen overlappen (noordelijk deel Kempisch Plateau) werd het meest recente model van de Formatie van Sterksel uit H3O-De Kempen behouden. Dit model werd tenslotte in het zuiden aangesloten op het model voor de Formatie van Sterksel uit het Thematisch delfstoffenmodel voor zand- en grindafzettingen van Maas en Rijn in Vlaanderen.

Het topvlak van de Formatie van Sterksel (en het Lid van Lommel) wordt opgebouwd uit:

- Het nieuwe topvlak (zie paragaaf 3.3.2.1)
- Het basisvlak van het Antropogeen (zie paragraaf 3.3.2.2)
- Het basisvlak van de formaties van Arenberg en Stokkem (zie paragraaf 3.3.2.5).
- Het basisvlak van de Formatie van Gent (paragaaf 3.3.2.3)

In het G3Dv2-model werden de Formatie van Sterksel en diens leden niet onderscheiden van de rest van het niet-tabulaire Quartair. De basis van de Formatie van Sterksel valt lokaal echter wel samen met de basis van het niet-tabulaire Quartair uit het G3Dv2-model, waaruit deze eerste dan ook lokaal werd opgebouwd (buiten de H3O-modelgebieden). Ten opzichte van de basis van het niet-tabulaire Quartair dat in het G3Dv2-model in dit voorkomensgebied gemodelleerd werd, is de huidige basis van de Formatie van Sterksel minder geaccidenteerd in de modelgebieden van de H3O-projecten. Ook is de locatie van de breuken die dit pakket opbreken verschillend ten opzichte van deze in het G3Dv2-model.

3.3.2.9 Formaties van Rozebeke, Kruishoutem, Meulebeke, Melle, Adegem, Oostwinkel, Eeklo, Oostende en Herzeele

Deze modeleenheid omvat een verzameling van de formaties van Rozebeke, Kruishoutem, Meulebeke, Melle, Adegem, Oostwinkel en Eeklo uit de Scheldegroep, samen met de formaties van Herzeele en Oostende. De eenheden van de Scheldegroep maken deel uit van het Scheldebekken, waarbij de oudste eenheden (formaties van Rozebeke, Kruishoutem, Meulebeke en Melle) de hoger gelegen terrassen vormen, terwijl de jongere eenheden (formaties van Adegem, Oostwinkel, Eeklo en Oostende) vallei-/geulopvulling voorstellen. De formaties van Herzeele en Oostende omvatten de mariene tot estuariene afzettingen van de kustvlakte (Figuur 3-9).
De eenheid komt voor in quasi geheel Vlaanderen, met uitzondering van het uiterste oosten waar de Maasafzettingen van de formaties van Lanklaar, Lanaken en Zutendaal (zie paragraaf 3.3.2.7) en de Rijnafzettingen van de Formatie van Sterksel (zie paragraaf 3.3.2.8) hun laterale equivalent vormen (Figuur 3-9; voor locatie zie Figuur 3-14). De dikte van de eenheid varieert van enkele meters tot meer dan 20 m.

Het basisvlak van deze modeleenheid werd vastgelegd door het samen te laten vallen met de basis van het niet-tabulaire Quartair. Het voorkomen is grotendeels gebaseerd op de Quartairgeologische kaart (Bogemans, 2005). Enkel ter hoogte van de polderafzettingen werd dit voorkomen uitgebreid naar dat van de HCOV-karteringen.
Het topvlak van deze modeleenheden wordt gevormd door:

- Het nieuwe topvlak (zie paragaaf 3.3.2.1)
- Het basisvlak van het Antropogeen (zie paragraaf 3.3.2.2)
- De leden van Dilsen, Tisselt en Opgrimbie van de Formatie van Gent (zie paragraaf 3.3.2.3)
- De basisvlakken van de leden van Calais en Dunkerque van de Formatie van Vlaanderen (zie paragaaf 3.3.2.4)
- De formaties van Arenberg en Stokkem (zie paragraaf 3.3.2.5)
- De formaties van Veldwezelt en Gembloux (zie paragraaf 3.3.2.6)

3.3.2.10 FORMATIE VAN WEELDE

De Formatie van Weelde omvat een afwisseling van kleiige en zandige continentale, estuariene en lagunaire afzettingen (Kasse, 1988). Deze sedimenten werden afgezet aan de zuidrand van de zich tijdens het vroeg-Pleistoceen naar het noorden terugtrekkende Noordzee. Het is in Vlaanderen - uitgezonderd het noordwesten en de kustgebieden - dan ook de meest recente formatie met mariene invloeden. Door de relatief hoge resistentie tegen erosie vormt de Formatie van Weelde de 'micro-cuesta van de Kempen' in het centrale deel van de Provincie Antwerpen (voor locatie zie Figuur 3-17). In het uiterste noorden bereikt de Formatie van Weelde een diepte van meer dan -20 m TAW en een dikte van meer dan 30 m.
De Formatie van Weelde kan ingedeeld worden in de leden van Rijkevorsel, Beerse en Turnhout. Het bovenste lid van de Formatie van Weelde is het Lid van Turnhout. Waar het Lid van Beerse aanwezig is, rust het Lid van Turnhout er op, anders ligt het rechtstreeks op het Lid van Rijkevorsel. Het Lid van Turnhout is een estuariene of lagunaire afzetting, bestaand uit voornamelijk kleien in het zuiden en westen van het voorkomensgebied. Deze kleien worden geregeld geïntercaleerd door zandlenzen, eventueel door vorstwiggen doorbroken. In het noordoosten van het voorkomensgebied bestaat het Lid van Turnhout voornamelijk uit zanden, met slechts sporadische kleilagen aanwezig. Tussenin deze twee gebieden bevindt zich een siltigere zone, of komt een mix van kleien en zanden voor. De kleur van deze afzettingen is grijs tot bruin.
Bovenop het Lid van Rijkevorsel rust in de buurt van Turnhout het Lid van Beerse. Dit fluvio-eolisch complex, dat typisch in verband gebracht wordt met een ijstijd, kent maar een beperkte verspreiding en is in regel maximaal een drietal meter dik. Het Lid van Beerse bestaat uit grijze zanden, fijn tot middelmatig van korrelgrootte. Veenlaagjes kunnen voorkomen, net als vorstscheuren, andere cryoturbaties en in situ bedolven plantensporen.
Het onderste pakket van de Formatie van Weelde is het Lid van Rijkevorsel. Dit estuariene lid bestaat uit kleien, in het noorden en in het dagzoomgebied is ook een beduidende zandfractie aanwezig. Houtfragmenten zijn sporadisch aanwezig, net als bioturbaties. De kleur van deze afzetting is in hoofdzaak grijs, soms iets bruinig of blauwig (Bogemans, 1999).
Zoals de boorgatmeting van Figuur 3-16 laat blijken, is de driedeling binnen de Formatie van Weelde echter niet overal eenduidig, maar worden er vaak meerdere zandlagen of -pakketten binnen onderscheiden dan dit van het Lid van Beerse en bestaan de leden van Rijkevorsel en Turnhout ook niet noodzakelijk overal uit pure klei. Omwille van deze redenen is de formele stratigrafische driedeling binnen de Formatie van Weelde niet eenduidig regionaal te modelleren.
De Formatie van Weelde werd conform bovenop de Formatie van Malle afgezet (zie paragraaf 3.3.2.11) en wordt zelf meestal bedekt door enkele meters eolische zanden van de Formatie van Gent (zie paragraaf 3.3.2.3; Figuur 3-15).

Het basisvlak van de Formatie van Weelde werd samengesteld uit enerzijds een aanpassing van het basisvlak van de Formatie van Weelde uit het G3Dv2-model in het westen en anderzijds uit een basisvlak uit het H3O-De Kempen project in het oosten. Voor deze studie werd het bestaande basisvlak uit het G3Dv2-model overgenomen en lokaal aangepast aan de interpretaties uit boringen met geofysische boorgatmetingen (zie paragraaf 2.5). In het modelgebied van H3O-De Kempen werd de Formatie van Weelde gecorreleerd en gekarteerd als bovenste kleiniveau binnen de Nederlandse naam "*Formatie van Waalre".* Deze correlatie zorgt echter voor een diepte- en diktesprong tussen de Formatie van Weelde binnen en buiten het modelgebied van H3O-De Kempen. In dit modelgebied is het bovenste kleipakket in de "*Formatie van Waalre"* namelijk heel wat ondieper gelegen en dunner dan de Formatie van Weelde ten westen van dit modelgebied. Het onderste kleipakket in de "*Formatie van Waalre"* blijkt daarentegen beter aan te sluiten bij de diepte en dikte van de Formatie van Weelde. Daarom werd dit onderste kleipakket voor het huidige model overgenomen binnen het H3O-De Kempen gebied en lokaal verder aangepast als de basis van de Formatie van Weelde.

Het topvlak van de Formatie van Weelde is samengesteld uit het basisvlak van de formaties van Gent (zie paragraaf 3.3.2.3), Arenberg en Stokkem (zie paragraaf 3.3.2.5) of het topvlak van het model (zie paragaaf 3.3.2.1).

3.3.2.11 FORMATIE VAN MALLE

De Formatie van Malle bestaat uit grijze tot bruingrijze, fijne tot zeer fijne zanden die zich bovenop de Formatie van Merksplas en onder de Formatie van Weelde bevinden (Figuur 3-15) in het noorden van Vlaanderen (voor locatie zie Figuur 3-17. De zanden zijn soms (zeer) licht glauconiethoudend. Mica's zijn dikwijls aanwezig, terwijl schelpen volledig ontbreken. Verspreid komen silt- of kleilenzen voor. Sporadisch kunnen ook lenzen met grof zand voorkomen, wat het onderscheid met de onderliggende Formatie van Merksplas kan bemoeilijken. Algemeen wordt de Formatie van Malle op boorgatmetingen gekenmerkt als de overgang tussen de grove zanden van de Formatie van Merksplas en de kleien van de Formatie van Weelde door een dalende resistiviteit en stijgende gamma-waardes (zie Figuur 3-16). In het uiterste noorden bereikt de Formatie van Malle een diepte van meer dan -30 m TAW. De dikte van de formatie schommelt sterk van minder dan 10 m in het zuiden en noordoosten tot meer dan 20 m in het noordwesten van het voorkomen.

In het G3Dv2-model werd reeds een basisvlak van de Formatie van Malle opgemaakt. Dit basisvlak wordt echter niet behouden voor het huidige model omdat bij vergelijking van dit basisvlak met de (her)interpretaties van deze eenheid op boringen met geofysische boorgatmetingen bleek dat er doorheen het voorkomensgebied een zone met een verschil van meer dan 4 m aanwezig was. Dit heeft te maken met een pakket van middelmatige zanden die destijds bij de Formatie van Malle werden gerekend, maar die nu - op basis van geometrie en facies - bij de Merksplas Formatie worden gerekend. De nieuwe modellering gebeurde door het intekenen van isohypsen voor de basis van de Formatie van Malle op basis van de interpretaties van boringen met of zonder boorgatmetingen (zie paragraaf 2.5.
Het topvlak van de Formatie van Malle is samengesteld uit hoofdzakelijk het basisvlak van de Formatie van Weelde, maar ook de basisvlakken van de formaties van Gent (zie paragraaf 3.3.2.3), Arenberg en Stokkem (zie paragraaf 3.3.2.5) of het topvlak van het model (zie paragaaf 3.3.2.1).

3.3.3. NEOGENE EENHEDEN

3.3.3.1 ALGEMENE GEOLOGISCHE ACHTERGROND, METHODIEK VAN MODELLEREN EN GEBRUIKTE CONCEPTEN

De Neogene eenheden werden afgezet in mariene, estuariene en fluviatiele milieus (zie Figuur 3-15). In het westen overheersten algemeen mariene milieus waarin de glauconiethoudende zanden van de vroeg tot midden Miocene Formatie van Berchem, de laat Miocene Formatie van Diest en de Pliocene formaties van Kattendijk en Lillo werden afgezet. Doorheen deze eenheden nam met de tijd het glauconietgehalte af en de continentale invloed toe.
In het oosten heerste tegelijkertijd meer continentale invloed. Zo werden de vroeg tot midden Miocene Formatie van Bolderberg, de laat Miocene Formatie van Diest en laatste Miocene Formatie van Kasterlee er afgezet in marginaal mariene milieus, en de Pliocene formaties van Mol en Kiezeloöliet in estuariene tot fluviatiele milieus. Tussen de oostelijke en westelijke milieus, werd de Formatie van Poederlee afgezet gedurende het Plioceen. Tijdens het laatste Neogeen en vroegste Quartair, werden tenslotte de grove zanden van Merksplas afgezet in het noorden van Vlaanderen.
Gedurende het gehele Neogeen ondervond het oostelijke deel van Vlaanderen sterkere inzakking dan het westelijke, grotendeels ten gevolge van breukwerking onder invloed van de ontwikkeling van de Roerdalslenk. Hierdoor verdikken de Neogene eenheden algemeen naar het oosten.

De Neogene eenheden werden reeds voor het G3Dv2-model gemodelleerd tot op formatieniveau binnen Vlaanderen. Voor het huidige model werden de vlakken van deze formaties ofwel aangepast ofwel opnieuw gemodelleerd:

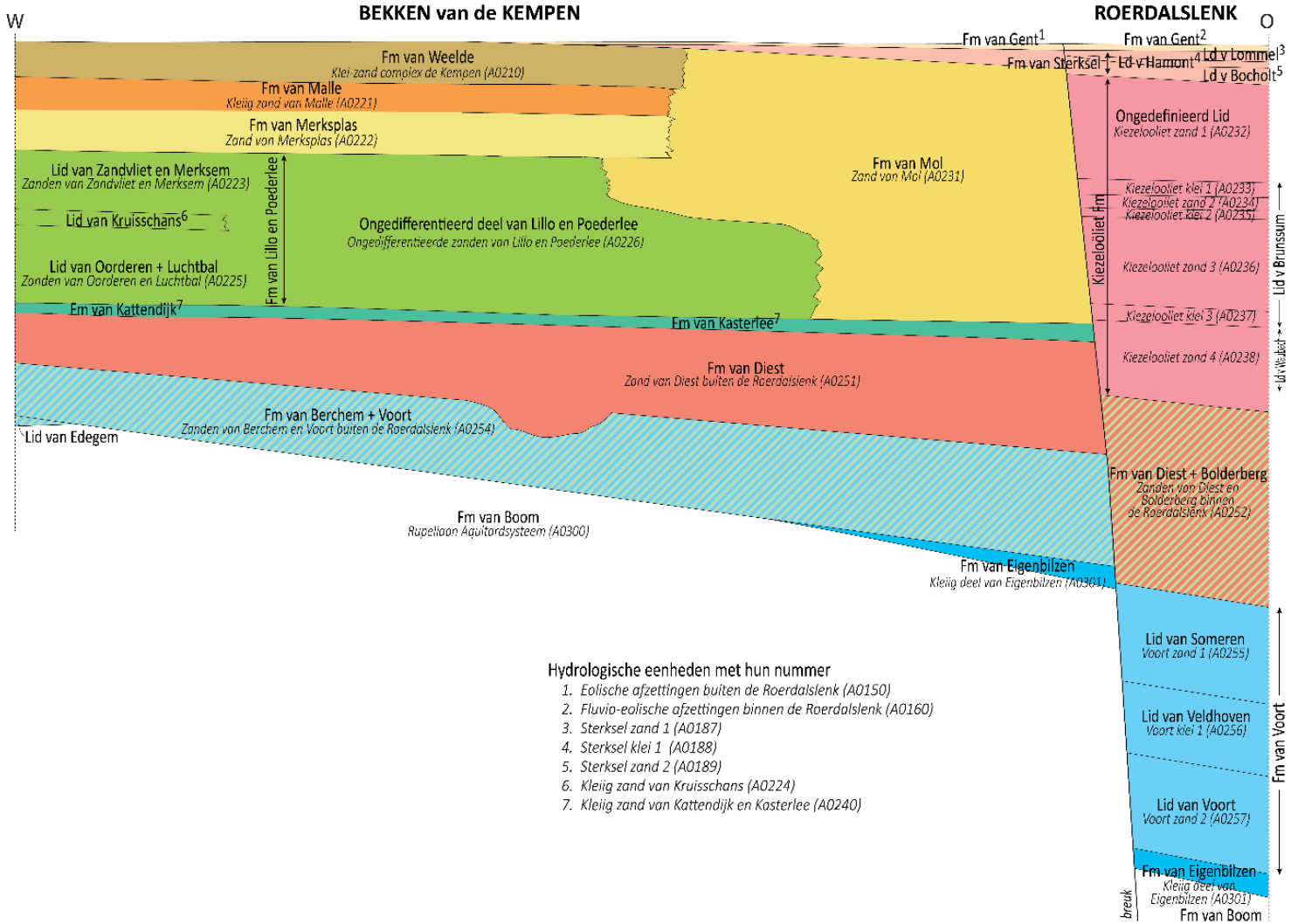
- In het oosten van Vlaanderen (binnen het breukengebied) is er een sterk verschil tussen het huidige breukenmodel en dit van het G3Dv2-model (zie paragraaf 3.2), waardoor de Neogene eenheden hier volledig opnieuw gemodelleerd werden. Deze nieuwe modellering vond plaats op basis van bestaande interpretaties van boringen voor de opmaak van diezelfde eenheden voor het G3Dv2-model. Deze boorinterpretaties werden lokaal aangepast, hoofdzakelijk voor boringen met geofysische boorgatmetingen. Vanuit deze boorinterpretaties werden vervolgens modellen opgebouwd volgens de methodologie die toegelicht wordt in paragraaf 2.4.7.3. In datzelfde breukengebied werden binnen de modelgebieden van de H3O-projecten de Neogene eenheden overgenomen en lokaal aangepast uit deze projecten. In de H3O-modelgebieden worden heel wat Neogene eenheden opgebroken door breuken. In functie van de modellering voor de H3O-projecten werden deze breuken echter als verticaal verondersteld. Omdat verticale breuken niet als geologisch realistisch worden beschouwd, werden er na de H3O-projecten hellende breuken in de eenheden verwerkt (voor methodiek zie paragraaf 2.7.3.1).
- In het westelijke deel van Vlaanderen (buiten het breukengebied) zijn er geen breuken aanwezig in zowel het G3Dv2-model alsook het huidige model en kon vertrokken worden vanuit de bestaande rasters van het G3Dv2-model die lokaal aangepast werden aan nieuwe data en inzichten (voor methodiek zie paragraaf 2.5).

Na de hermodellering van de formatiegrenzen, werden sommigen van deze formaties ingedeeld in leden. De modellering van de leden op basis van de formatiegrenzen wordt toegelicht in paragraaf 2.6.

Tabel 3-2 geeft een overzicht van waaruit de verschillende Neogene eenheden opgebouwd werden. De integratie van de delen van de Neogene eenheden binnen en buiten het breukengebied alsook binnen en buiten de H3O-modelgebieden staat toegelicht in paragraaf 2.7.

Bij de kartering van de Neogene eenheden werden een aantal geologische concepten aangehouden:

- De eenheden komen voor in het noorden en noordoosten van Vlaanderen.
- De eenheden hellen en verdikken algemeen in noordelijke richting.
- De eenheden worden in het oosten opgebroken door breuken. De dikte van de eenheden wordt ook beïnvloed door (syn-sedimentaire) breukwerking.
- De eenheden bedekken elkaar concordant, met uitzondering van de formaties van Kattendijk en Diest die de onderliggende eenheden insnijden.
- De eenheden worden afgesneden door het niet-tabulaire Quartair.



Figuur 3-15. Schematische doorsnede doorheen het uiterste noorden van Vlaanderen met de verschillende Neogene en Pleistocene lithostratigrafische eenheden en in cursief de overeenstemmende hydrogeologische eenheden.

Tabel 3-2. Overzicht van de verschillende G3Dv3-modeleenheden binnen de ouderdomsgroep van het Neogeen (inclusief delen van de Formatie van Voort die al deels tot de Paleogene ouderdomsgroep behoren, maar niet kunnen onderscheiden worden van de Neogene Formatie van Berchem erboven). De cijfers in de kolom "Oorsprong" duiden op de manier hoe de opmaak van de basisrasters van de corresponderende eenheden tot stand kwam: ofwel door aanpassing of overname van de bestaande G3Dv2-, H3O-De Roerdalslenk, H3O-De Kempen of HCOV-modellen, ofwel nieuw gemodelleerd (zie kolom "Opmaak basisrasters"). Indien modeleenheden niet formeel ingevoerd zijn als lid, worden ze 'ongedefinieerd' genoemd (bv. Ongedefinieerd lid van de Kiezeloöliet Formatie). Als formaties niet verder onderverdeeld konden worden in leden in bepaalde gebieden, worden ze als 'ongedifferentieerd' genoemd (bv. Ongedifferentieerd deel van de formaties van Lillo en Poederlee).

Formatie G3D	Lid G3D	Oorsprong
Merksplas		1 + 3
Mol		1 + 3
Kiezeloöliet	Ongedefinieerd	2
	Brunssum	2
	Waubach	2
Lillo en Poederlee	Ongedifferentieerd	1 + 3
	Zandvliet en Merksem	4
	Kruisschans	4
	Oorderen en Luchtbal	4
Kattendijk en Kasterlee		1 + 3 + 4
Diest en Bolderberg		2
Diest		1 + 3 + 4
Bolderberg	Genk	4
	Houthalen	1 + 4
Berchem en Voort	Antwerpen, Zonderschot en Kiel	1 + 3 + 4
	Edegem	4

Opmaak basisrasters
1 = Aanpassing G3Dv2-model
2 = H3O-De Roerdalslenk
3 = H3O-De Kempen
4 = Volledig nieuw (G3Dv3)
5 = HCOV-modellen

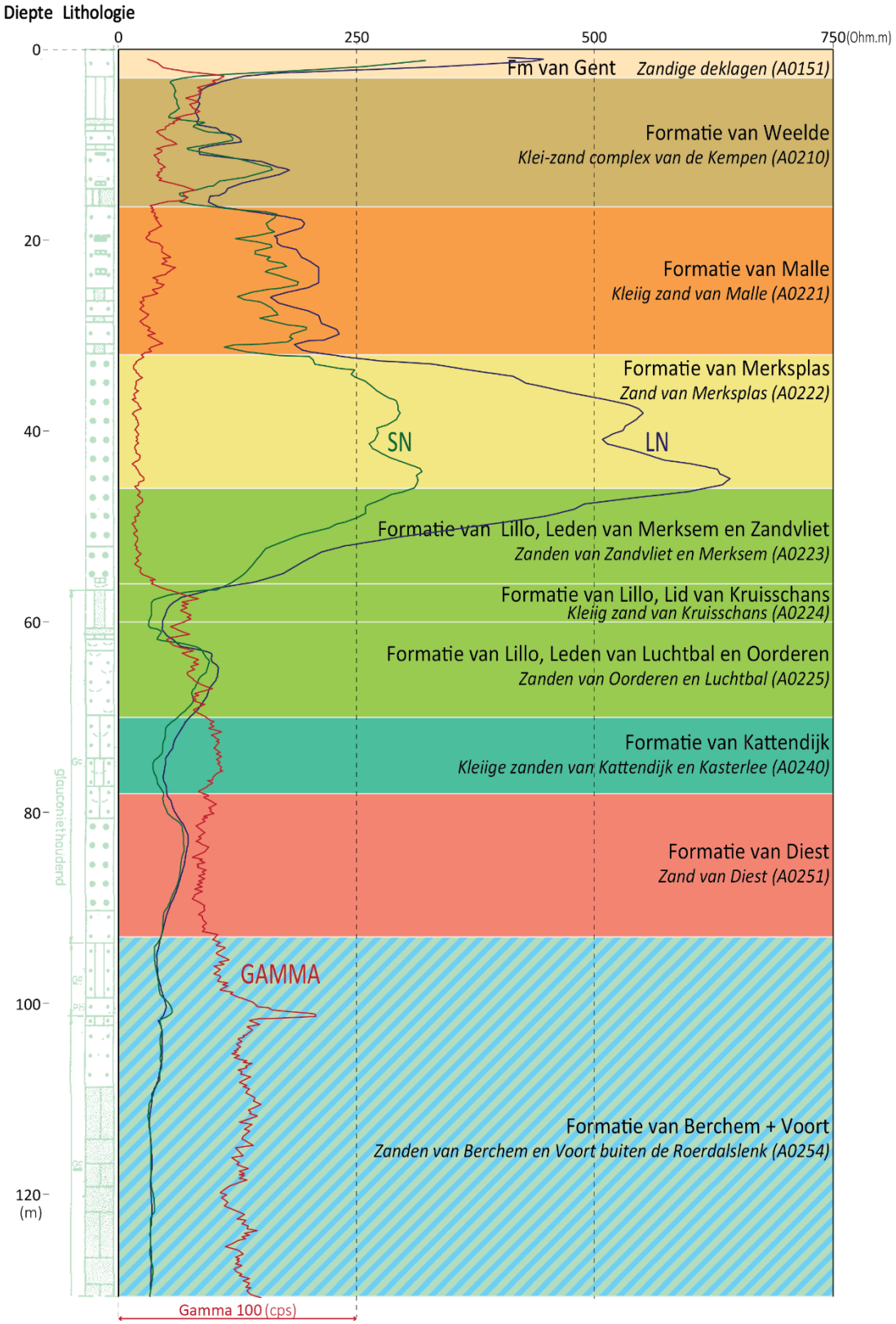
3.3.3.2 FORMATIE VAN MERKSPLAS

De Formatie van Merksplas situeert zich in het noorden van Vlaanderen (Figuur 3-17) onder de Formatie van Malle en bovenop de Formatie van Lillo (Figuur 3-15). Het omvat een pakket grove zanden (Gulinck, 1962), die dikwijls grijs of bruin zijn van kleur. Kleine hoeveelheden glauconiet kunnen aanwezig zijn, maar steeds in beperktere mate dan in de onderliggende zanden van de Formatie van Lillo. Schelpen komen dikwijls voor, meestal in gebroken vorm. Silexen en mica's kunnen ook aangetroffen worden, evenals kleine zandsteentjes. De hoeveelheid mica's is echter steeds lager dan in de bovenliggende Formatie van Malle. Door de grove korrelgrootte van het zand en de beperkte hoeveelheid klei of glauconiet, wordt de Formatie van Merksplas op boorgatmetingen gekenmerkt door een hogere resistiviteit en lage gamma-waardes (zie Figuur 3-16). Vanwege de grove korrelgrootte in de top van de Formatie van Lillo (leden van Zandvliet en Merksem; zie paragraaf 3.3.3.3) is de basis van de Formatie van Merksplas niet altijd eenduidig te identificeren in boringen, zeker in afwezigheid van boorgatmetingen.

Zo werd de basis van de Formatie van Merksplas in boring Kalmthout (DOV-proefnummer: kb7d6e-B298) volgens de NCS gelegd aan de basis van een grof pakket, terwijl deze grens voor het huidige model - op basis van correlaties met het stratotype van de Formatie van Lillo - gelegd wordt middenin het grove pakket, aan de basis van de meest grove sequentie (zie Figuur 3-16).
De sedimenten uit de Formatie van Merksplas werden afgezet in een estuarien tot ondiep marien milieu, in het verlengde en gedeeltelijk bovenop de fluviatiele afzettingen van de Formatie van Mol (Kasse, 1990). In het uiterste zuidoosten van het voorkomensgebied valt het onderscheid tussen deze twee formaties dan ook erg moeilijk te maken. De Formatie van Merksplas bereikt een diepte van meer dan -60 m TAW in het uiterste noordelijke deel van het voorkomen, terwijl de dikte algemeen schommelt tussen 10 en 30 m.

Het basisvlak van de Formatie van Merksplas werd reeds in het G3Dv2-model opgemaakt. Dit vlak werd deels opnieuw gemodelleerd en deels lokaal aangepast aan herinterpretaties van boringen met geofysische boorgatmetingen. In het westen werd het bestaande basisvlak opnieuw gemodelleerd in het dagzoomgebied omdat hier de Formatie van Malle volgens het G3Dv2-model insneed, terwijl op basis van de huidige inzichten dit niet langer het geval lijkt. Ook daar waar de Formatie van Lillo in leden ingedeeld wordt (zie paragraaf 3.3.3.3), werd het basisvlak van de Formatie van Merksplas (of top van de Formatie van Lillo) uit het G3Dv2-model aangepast op basis van nieuwe inzichten uit boringen met geofysische boorgatmetingen. Met name het onderscheid tussen de leden van Merksem en Zandvliet van de Formatie van Lillo enerzijds en de bovenliggende Formatie van Merksplas anderzijds is in deze regio moeilijk te maken zonder informatie van boorgatmetingen (zie Figuur 3-16). In het modelgebied van H3O-De Kempen werd de basis van de Formatie van Merksplas gekarteerd als basis van de *"Formatie van Maassluis"* en als dusdanig overgenomen. De aansluiting tussen het nieuwe basisvlak in het westen en het basisvlak uit H3O-De Kempen verliep zoals toegelicht in paragraaf 2.7.3.2.

Het topvlak van de Formatie van Merksplas is samengesteld uit hoofdzakelijk het basisvlak van de Formatie van Malle, maar ook de basisvlakken van de formaties van Gent (zie paragraaf 3.3.2.3), Arenberg en Stokkem (zie paragraaf 3.3.2.5) of het topvlak van het model (zie paragaaf 3.3.2.1).



Figuur 3-16. Een volledig geïnterpreteerde boorgatmeting voor de Quartaire en Neogene geologische en hydrogeologische eenheden in boring Kalmthout (DOV-proefnummer: kb7d6e-B298; BGD-nummer 006E0135). LN (long normal) en SN (short normal) stellen verschillende metingen van de resistiviteit voor (en verschillen in de afstand tussen de meetelektroden).

3.3.3.3 FORMATIES VAN LILLO EN POEDERLEE MET:

- *Leden van Zandvliet en Merksem*
- *Lid van Kruisschans*
- *Leden van Oorderen en Luchtbal*
- *Ongedifferentieerd deel*

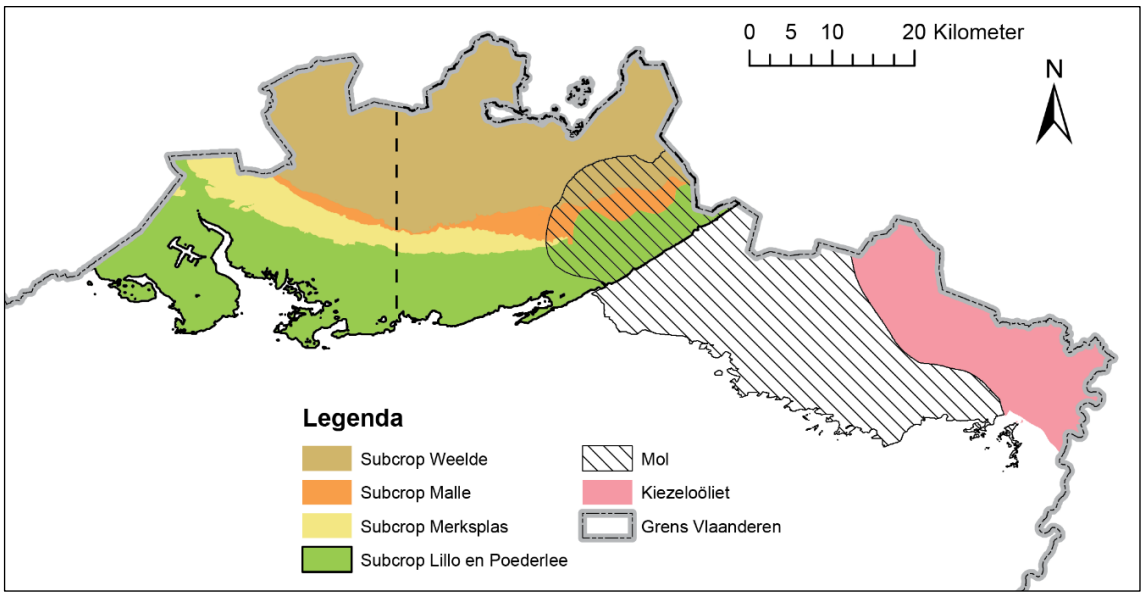
- Formaties van Lillo en Poederlee

De formaties van Lillo en Poederlee werden afgezet gedurende het Plioceen in overwegend ondiep mariene omstandigheden. De Formatie van Lillo bestaat uit fijn tot grof grijs tot groengrijs, glauconiethoudend schelpenrijk zand met daarbinnen kleiige zones en heeft een relatief constante dikte van ca. 22 m. Deze formatie werd afgezet in het noorden van Vlaanderen, van het Antwerpse havengebied in het westen tot Ravels in het oosten (Figuur 3-17). Het typegebied van de formatie bevindt zich in het havengebied van Antwerpen. Hier wordt het onderverdeeld in vijf leden: Zandvliet, Merksem, Kruisschans, Oorderen en Luchtbal. Deze vijfdeling werd herkend tijdens uitgravingen van de Antwerpse havendokken, waarvan de Tunnel Kanaal Dok sectie (Laga, 1972, ongepubliceerde PhD thesis) en de Boudewijnsluis (de Heinzelin, 1955) het best bestudeerd zijn.
In het typegebied bedekt de Formatie van Lillo discordant de Formatie van Kattendijk, die herkend kan worden aan zijn hogere glauconiet- en kleigehalte en donkerdere kleur. Meer naar het oosten toe rust de Formatie van Lillo op de Formatie van Kasterlee dat eveneens herkend kan worden door een hoger glauconietgehalte en donkerdere kleur. Bovenin gaat de Formatie van Lillo over in de Formatie van Merksplas, die bestaat uit grove grijze, glauconietarme zanden.
De Formatie van Poederlee bestaat uit fijn glauconietrijk zand met kleilenzen. Deze formatie werd enkel afgezet in de regio rond Poederlee zelf, waar het door oxidatie en verharding tot zandsteen een WZW-ONO georiënteerde heuvelrug vormt. Door het lokale voorkomen en omdat het moeilijk onderscheidbaar is van de Formatie van Lillo, werd de Formatie van Poederlee samen met deze laatste als één modeleenheid gekarteerd. Naar het oosten toe gaan de formaties van Lillo en Poederlee lateraal (via vertanding) over in de Formatie van Mol (Figuur 3-15).

Het model van de formaties van Lillo en Poederlee werd buiten of ten westen van het modelgebied van H3O-De Kempen opnieuw opgebouwd voor deze studie op basis van interpretaties van boringen met boorgatmetingen. Het gebruik van boorgatmetingen bleek namelijk noodzakelijk omdat de boven- en ondergrens van de formaties van Lillo en Poederlee op boorbeschrijvingen alleen heel moeilijk exact te bepalen zijn. De ondergrens werd gelegd op de basis van een naar onder toe toenemende gammastraling en een afnemende resistiviteit (Figuur 3-16) naar de kleiigere en glauconietrijkere Formatie van Kattendijk (zie paragraaf 3.3.3.6). De bovengrens wordt algemeen gelegd op een stijging in resistiviteit die soms, maar niet altijd, samenvalt met een afname in de gamma-waardes naar de grovere en glauconiet-armere zanden van de Formatie van Merksplas (zie paragraaf 3.3.3.2). Omdat de Formatie van Lillo grover wordt naar boven toe, is het onderscheid met de bovenliggende grove zanden van de Formatie van Merksplas echter niet steeds eenduidig.
In het oosten of binnen het modelgebied van H3O-De Kempen werden de formaties van Lillo en Poederlee samen gemodelleerd onder de Nederlandse stratigrafische naam *'Formatie van Oosterhout'.* De basis, dikte- en topvlakken van deze *'Formatie van Oosterhout'* werden overgenomen en lokaal aangepast door herinterpretaties. De aaneensluiting van de modellen van de formaties van Lillo en Poederlee binnen en buiten het modelgebied van H3O-De Kempen verliep volgens de methodiek die wordt toegelicht in paragraaf 2.7.3.2. In het modelgebied van H3O-De Kempen vindt de vertanding plaats tussen de formaties van Lillo en Mol (of *'Oosterhout'* en *'Kiezeloöliet'*). Deze vertanding verdiept van noord naar zuid, waardoor de onderkant van de Formatie van Lillo dus verst zuidelijke bereik heeft.

Dit onderste bereik werd tot de Formatie van Lillo gerekend omdat er nog glauconiet in werd beschreven onder het typische bleke zand van de Formatie van Mol (*'Kiezeloöliet'*). Echter, volgens de formele definitie kan de Formatie van Mol ook glauconiet bevatten in het basale deel. Daarom wordt deze onderkant nu gerekend tot de Formatie van Mol waardoor de overgang van de Formatie van Lillo *('Oosterhout'*) naar de Formatie van Mol (*'Kiezeloöliet'*) verder noordelijk gelegen is dan in het H3O-De Kempen project. Het is nu gemodelleerd langsheen een WZW-ONO-lijn die vertrekt ten zuiden en parallel loopt met de 'Kempense heuvelrug tussen Lichtaart en Kasterlee'.
Vertandingen zoals deze tussen de formaties van Lillo/Poederlee en Mol kunnen moeilijk gemodelleerd worden (meerdere basissen boven elkaar). Daarom werd deze voor het huidige model van deze formaties vereenvoudigd gemodelleerd als een verticale grens of een grens die geleidelijk aan opschuift, afhankelijk of de zone van vertanding volgens de boringen een beperkte of ruime breedte heeft.

In het G3Dv2-model werden de Formatie van Lillo en Poederlee niet apart, maar samen met de formaties van Mol en Kiezeloöliet gekarteerd. Ten opzichte van het G3Dv2-model van deze eenheden werden de basis-, dikte- en topvlakken van de formaties van Lillo en Poederlee aangepast omdat voor het huidige model hoofdzakelijk boorgatmetingen gebruikt werden.



Figuur 3-17. Een overzicht van het voorkomen of subcrop onder het niet-tabulaire Quartair van de formaties van Weelde, Malle, Merksplas, Lillo en Poederlee, Mol en de Kiezeloöliet. De verticale streepjeslijn stelt de grens voor tussen het westelijke en oostelijk voorkomen van de formaties van Lillo en Poederlee of waar nog leden kunnen gemodelleerd worden en waar niet.

Binnen het westelijke voorkomen van de formaties van Lillo en Poederlee werden verschillende leden van de Formatie van Lillo apart uitgekarteerd. Het gebied waarin het onderscheid in leden kan gemaakt worden strekt zich uit vanaf de Antwerpse haven richting het noorden en in het oosten tot de gemeente Schilde. Verder naar het oosten werden de formaties van Lillo en Poederlee niet verder onderverdeeld in leden (voor grens, zie streepjeslijn op Figuur 3-17). Om de gehele formaties van Lillo en Poederlee alsnog in te vullen met leden, werd daarom de modeleenheid "**Ongedifferentieerd deel van Lillo en Poederlee**" in het leven geroepen (zie Tabel 3-2; Figuur 3-15).

- Leden van Zandvliet en Merksem, Kruisschans, Oorderen en Luchtbal

Binnen het voorkomen van de modeleenheid van de formaties van Lillo en Poederlee werden de leden van de Formatie van Lillo apart uitgekarteerd. Deze leden worden als volgt beschreven (van jong naar oud):

- Lid van Zandvliet: Ontkalkt facies van Merksem, lokaal siderietconcreties.
- Lid van Merksem: matig grove grijsgroene zanden, minder kleirijk naar boven toe, gemiddeld 11 m dik. Geleidelijke overgang naar het Lid van Zandvliet.
- Lid van Kruisschans: grijsgroene schelpenrijke fijne tot middelmatige zanden rijk aan grijze kleilagen, gemiddeld 3 m dik. Geleidelijke overgang naar het Lid van Merksem
- Lid van Oorderen: grijze schelpenrijke zanden, steeds kleiiger naar top, soms schelpenrijke laag aan basis (potentieel gevormd uit herwerkte Luchtbal-zanden), gemiddeld 6 m dik. Geleidelijke overgang naar het Lid van Kruisschans
- Lid van Luchtbal: lichtbruin tot witte schelpenrijke zanden, gemiddeld 2 m dik, soms herwerking door het Lid van Oorderen.

Aangezien verschillende van de leden van de Formatie van Lillo geleidelijk in elkaar overgaan, worden ze moeilijk van elkaar onderscheiden in boringen. Daarom is de kartering van de leden van de Formatie van Lillo gebaseerd op informatie uit boringen met geofysische boorgatmetingen, lokaal aangevuld met de stratigrafische interpretaties van hun type-secties (o.a. de Tunnel Kanaal Dok Sectie en de Boudewijnsluis). In totaal werden er 21 boringen geselecteerd waarbinnen de leden van de Formatie van Lillo herkenbaar zijn.
Vanwege hun sterk gelijkende lithologie, kunnen de leden van Luchtbal en Oorderen niet van elkaar onderscheiden worden en worden ze als één modeleenheid beschouwd. Omwille van dezelfde reden worden ook de leden van Zandvliet en Merksem als één modeleenheid beschouwd. Beide modeleenheden worden gescheiden door het Lid van Kruisschans dat omwille van het kleiige karakter duidelijk herkend kan worden als hogere gamma-waarden en een lagere resistiviteit. De leden van Luchtbal en Oorderen vertonen algemeen gezien onderaan een resistiviteitspiek, waarna de resistiviteit naar boven toe daalt. De gamma-waardes kennen typisch een terugval aan de basis van het pakket, waarna de waardes constant blijven of lichtjes stijgen naar boven toe. De leden van Zandvliet en Merksem vertonen een opwaarts stijgende resistiviteit en dalende gamma-waarde.
Uit de analyse van de boorgatmetingen blijkt dat de leden van Zandvliet en Merksem samen een gemiddelde dikte hebben van 11 m, het Lid van Kruisschans een dikte van 3 m en de Leden van Luchtbal en Oorderen samen een dikte van 8 m. Dit komt goed overeen met de diktes waargenomen in de Tunnel Kanaal Dok type-sectie (respectievelijk 13, 2 en 9 m).

De modellering van de leden van de Formatie van Lillo gebeurde op basis van proporties (voor methodiek, zie paragraaf 2.6) binnen formaties van Lillo en Poederlee. De dikte-proporties bleken relatief constant voor de verschillende leden, met gemiddelde waardes van 36, 14 en 50 % voor de leden van Oorderen en Luchtbal, van Kruisschans en van Zandvliet en Merksem respectievelijk. Omdat er geen eenduidige diktetrends aanwezig zijn voor de leden binnen de Formatie van Lillo werden deze dikteproporties geïnterpoleerd zonder regionaal variërende proporties (voor methodiek, zie paragraaf 2.6). De diktekaarten werden vervolgens omgezet in basis- en topvlakken door ze te sommeren vanaf het basisvlak van de formaties van Lillo en Poederlee.

3.3.3.4 FORMATIE VAN MOL

De Formatie van Mol bestaat uit zeer zuivere witte kwartszanden die gedurende het laatste Mioceen tot vroege Pleistoceen afgezet werden in een deltaïsch tot fluviatiel milieu in het noordoosten van Vlaanderen (voor locatie zie Figuur 3-17). Glauconiet, schelpen of silexen komen zelden voor. Lokaal worden de witte kwartszanden gescheiden door klei/lignietrijke lagen. Deze klei/lignietrijke lagen zorgen in de regio van Mol voor een informele onderverdeling van de Formatie van Mol. Deze lagen komen echter niet overal voor, wat hun modellering op regionale schaal bemoeilijkt. Omwille van deze reden werd de onderverdeling van de Formatie van Mol niet gemaakt voor het huidige model. De klei/lignietlagen in de Formatie van Mol zorgden er, door wisselwerking met het grondwater, regelmatig voor dat de top van de onderliggende Formatie van Kasterlee in verregaande mate werd uitgeloogd van glauconiet. Dit heeft als gevolg dat in dergelijke gebieden de ondergrens van de Formatie van Mol dikwijls moeilijk vast te leggen is.
Naar het westen toe gaat de Formatie van Mol over in de ondiep mariene tot estuariene formaties van Poederlee, Lillo, Malle, Merksplas en Weelde (Figuur 3-15). Naar het oosten toe gaat de Formatie van Mol over in de gelijkaardige Kiezeloöliet Formatie. De dikte van de Formatie van Mol neemt algemeen toe in noordoostelijke richting tot een maximum van ongeveer 100 m nabij de Nederlandse grens.

Het model van de Formatie van Mol werd enerzijds samengesteld uit de resultaten van het project H3O-De Kempen en anderzijds door een nieuwe modellering ten westen en zuiden daarvan:

- In het modelgebied van H3O-De Kempen werd de Formatie van Mol gemodelleerd onder de Nederlandse stratigrafische namen *'Formatie van Kiezeloöliet'* en *'Formatie van Stramproy'*. De basis van deze *'Formatie van Kiezeloöliet'* werden volledig overgenomen. De *'Formaties van Kiezeloöliet en Stramproy'* werden in het H3O-De Kempen project verder onderverdeeld in hydrogeologische eenheden op basis van de onderverdeling in klei/lignietrijke lagen. Zoals hierboven toegelicht, werd deze modellering bemoeilijkt door het onregelmatige voorkomen van de klei/lignietrijke lagen en werden de resultaten ervan niet vertaald naar G3Dv3-modeleenheden.
- De nieuwe modellering buiten het modelgebied van H3O-De Kempen gebeurde op basis van interpretaties van boringen die reeds voor de opmaak van het G3Dv2-model van diezelfde formatie verzameld werden. Deze interpretaties werden lokaal aangepast. De modellering op basis van deze boringen gebeurde volgens de methodiek die besproken wordt in paragraaf 2.4.7.3.

De top van de Formatie van Mol wordt gevormd door de Formatie van Sterksel (zie paragaaf 3.3.2.8) op het Kempisch Plateau. Ten westen van het Kempisch Plateau wordt de top van de Formatie van Mol gevormd door de Formatie van Merksplas (zie paragraaf 3.3.3.2) en insnijdende niet-tabulaire Quartaire eenheden. In het G3Dv2-model werd de Formatie van Mol niet apart onderscheiden, maar samen gekarteerd met de formaties van Lillo, Poederlee en Kiezeloöliet.

3.3.3.5 KIEZELOÖLIET FORMATIE MET:

- *Lid van Brunssum*
- *Lid van Waubach*

De Kiezeloöliet Formatie werd gedurende het laatste Mioceen tot Vroeg Pleistoceen afgezet in een estuarien tot fluviatiel milieu binnen de Roerdalslenk (voor locatie zie Figuur 3-17). De formatie bestaat hoofdzakelijk uit bleekgrijs, hoofdzakelijk grof zand met daarbinnen kleiige/venige niveaus. De dikke kleiige/venige niveaus zorgen voor een opdeling binnen de Kiezeloöliet Formatie in de leden van Brunssum en Waubach (Figuur 3-15).

Het **Lid van Brunssum** omvat het deel van de Kiezeloöliet Formatie waarin heel wat dikke (> 5 m) kleiige/venige lagen aanwezig zijn met variërende diktes en dieptes. Daaronder omvat het **Lid van Waubach** grover zand zonder uitgesproken (> 5 m) kleiige/venige lagen in het Vlaamse deel van de Roerdalslenk. Buiten het sterkst zakkende deel van de Roerdalslenk worden de kleilagen dunner en lokaal afwezig waardoor de leden van de Kiezeloöliet Formatie niet meer duidelijk onderscheiden kunnen worden. Naar het noordwesten toe gaat de Kiezeloöliet Formatie lateraal over in de Formatie van Mol waarvan het niet eenduidig te onderscheiden is. De grens tussen beide formaties werd daarom indicatief vastgelegd op belangrijke randbreuken van de Roerdalslenk, genaamd de Grote Brogel en Overpelt breuken. De Kiezeloöliet Formatie gaat ten noorden van het Vlaamse deel van de Roerdalslenk in noordelijke richting geleidelijk aan over in de Nederlandse *'Formatie van Oosterhout'*, of het equivalent van de Belgische Formatie van Lillo. De Kiezeloöliet Formatie is gelegen bovenop de glauconietrijkere zanden van de Formatie van Diest (zie paragraaf 3.3.3.7). De Kiezeloöliet Formatie wordt bedekt door de grove zanden en grinden van de formaties van Sterksel (zie paragraaf 3.3.2.8), Lanklaar, Lanaken en Zutendaal (zie paragraaf 3.3.2.7). De Kiezeloöliet Formatie heeft over het grootste deel van zijn voorkomen een dikte tussen 100 en 200 m die lokaal kan oplopen tot meer dan 250 m.

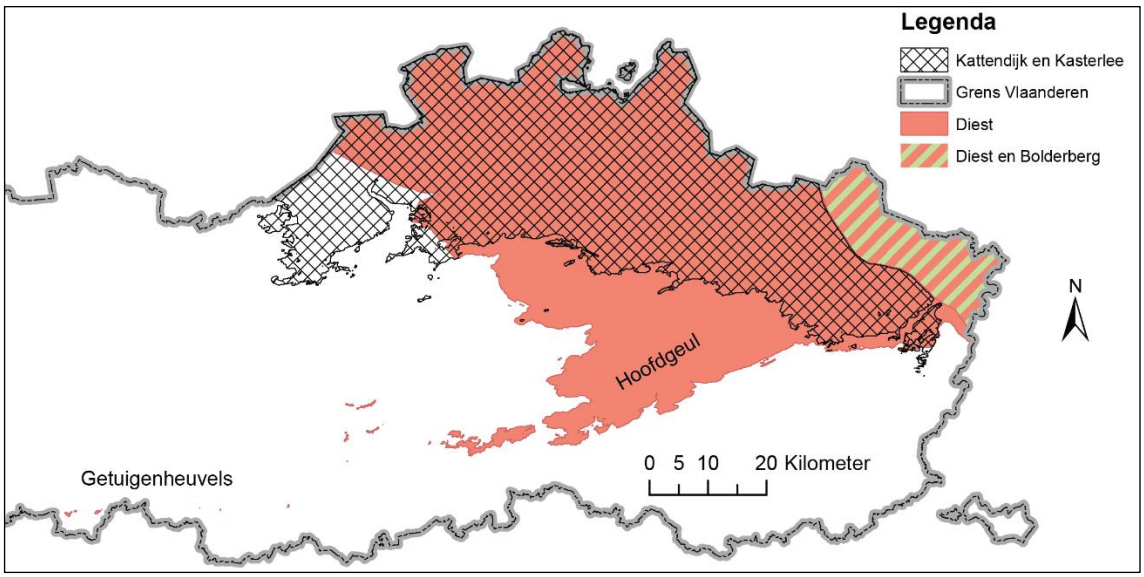
Het model van de Kiezeloöliet Formatie werd opgebouwd uit de rasters van het H3O-De Roerdalslenk project. Binnen dit project werd de Kiezeloöliet Formatie gedeeltelijk onder de eigen naam uitgekarteerd. Conform de Nederlandse stratigrafie werd het bovenste deel van de Kiezeloöliet Formatie echter als de Nederlandse *'Formatie van Stramproy'* uitgekarteerd en het onderste deel als de Nederlandse *'Formatie van Inden'* (enkel in het zuidoosten van de Roerdalslenk). In België zijn deze *'formaties van Stramproy en Inden'* geen formele stratigrafische eenheden waardoor ze voor dit project tot de Kiezeloöliet Formatie worden gerekend.
In het Vlaamse deel van de Roerdalslenk werden in het H3O-De Roerdalslenk project drie grote klei/veenlagen onderscheiden binnen de Kiezeloöliet Formatie. Deze drie klei/veenlagen (in het H3O-De Roerdalslenk project genaamd '*Ki-k-1', 'Ki-k-2'* en *'Ki-k-3'*) en de tussenliggende zandlagen worden hier - conform de nieuwe lithostratigrafische definities van de NCS - samengevoegd tot het Lid van Brunssum (Figuur 3-15). Het Lid van Brunssum heeft een dikte die meestal schommelt tussen 50 en 100 m in de Roerdalslenk. Het zandpakket van de Kiezeloöliet Formatie boven de bovenste klei/veenlaag van het Lid van Brunssum (in het H3O-De Roerdalslenk project genaamd *'Formatie van Stramproy'*) heeft geen formele stratigrafische benaming en wordt daarom als een apart ongedefinieerd lid beschouwd (zie Tabel 3-2). Dit lid heeft een dikte die meestal schommelt tussen 30 en 60 m. Het grove zandpakket van de Kiezeloöliet Formatie onder de onderste dikke klei/veenlaag (in het H3O-De Roerdalslenk project genaamd *'Ki-z-4'* en *'Ki-z-5'* en *'Formatie van Inden'*) wordt tot het Lid van Waubach gerekend. Dit Lid van Waubach heeft in de Roerdalslenk meestal een dikte tussen 30 en 70 m. In de randzone van de Roerdalslenk, tussen de breuken van Neeroeteren en Rotem, dagzomen de zanden van het Lid van Waubach en zijn ze verhard tot zandsteen (Sels et al., 2001).

In het G3Dv2-model werd de Kiezeloöliet Formatie niet apart onderscheiden en ook niet onderverdeeld in leden, maar samen gekarteerd met de formaties van Lillo, Poederlee en Mol.

3.3.3.6 FORMATIES VAN KATTENDIJK EN KASTERLEE

De Formatie van Kattendijk bestaat uit kleiige, groene tot grijsgroene, glauconiethoudende, fijne tot middelmatige zanden die gedurende het Plioceen werden afgezet in de regio rond Antwerpen en de Kempen (voor locatie zie Figuur 3-18). Het bevat beduidend meer mica's, maar minder schelpen dan de bovenliggende Formatie van Lillo. Onderaan komt meestal een basisgrind voor (voornamelijk in het westen van het voorkomensgebied) dat bestaat uit fosfaat- en kwartskeien.

De Formatie van Kattendijk bevindt zich meestal bovenop de Formatie van Diest (zie paragraaf 3.3.3.7) en onder de Formatie van Lillo (zie paragraaf 3.3.3.3; Figuur 3-15). In het westelijke voorkomen snijdt het de onderliggende formaties van Diest en Berchem weg en bevindt het zich bovenop de Formatie van Boom. Op basis van boorbeschrijvingen alleen is de Formatie van Kattendijk meestal moeilijk identificeerbaar. Op boringen met geofysische boorgatmetingen kan de Formatie van Kattendijk beter onderscheiden worden van de Formatie van Lillo door de lagere resistiviteit en hogere gamma-waardes.
De Formatie van Kasterlee bestaat uit kleiige of kleirijke, groene, glauconiet- en micahoudende, fijne zanden. Onderaan de formatie wordt lokaal een basisgrind aangetroffen dat bestaat uit grove kwartskorrels. De Formatie van Kasterlee bevindt zich bovenop de Formatie van Diest (zie paragraaf 3.3.3.7) en onder de Formatie van Lillo in het westen (zie paragraaf 3.3.3.3) en de Formatie van Mol in het oosten (zie paragraaf 3.3.3.4). Op basis van boorbeschrijvingen onderscheidt de Formatie van Kasterlee zich moeilijk van de Formatie van Lillo. Het onderscheid met de Formatie van Mol is duidelijker door het hoger glauconietgehalte. Op boorgatmetingen onderscheidt de Formatie van Kasterlee zich net als de Formatie van Kattendijk door een lagere resistiviteit en hogere gamma-waardes.
De diktes van de formaties van Kattendijk en Kasterlee bedragen gemiddeld 5 tot 15 m.



Figuur 3-18. Voorkomensgebieden van de formaties van Kattendijk en Kasterlee, de formatie van Diest en de formaties van Diest en Bolderberg.

De grens tussen de formaties van Kattendijk en Kasterlee kon niet bepaald worden waardoor beide formaties als één modeleenheid gemodelleerd werden. Voor de modellering werd gestart vanuit de interpretaties van beide eenheden op boringen met geofysische boorgatmetingen. Vanuit deze interpretaties werd een diktekaart opgemaakt. In het H3O-De Kempen project bestond er reeds een diktekaart van de Formatie van Kasterlee. Echter, deze kaart vertoont een constante dikte, wat niet volledig overeenstemt met de interpretaties uit boringen. Daarom vertoont de nieuwe diktekaart verschillen met deze uit het H3O-De Kempen project. Deze diktekaart of raster werd vervolgens van de basissen van de bovenliggende formaties van Lillo (in het westen) en Mol (in het oosten) afgetrokken om aldus het basisraster van de formaties van Kattendijk en Kasterlee te bekomen.

Dit basisraster werd omgezet naar een lijnbestand (isohypsen) die lokaal (hoofdzakelijk in het dagzoomgebied) aangepast werden aan informatie uit boringen (zonder boorgatmetingen). Na deze aanpassingen werden de isohypsen terug omgezet naar een basisraster.
In de Roerdalslenk is het voorkomen van de formaties van Kattendijk en Kasterlee niet aangetoond omdat hier in eenzelfde tijdsperiode de Kiezeloöliet Formatie werd afgezet (Deckers et al., 2014). Er wordt daarom ook teruggekomen van de eerdere interpretatie van deze formaties in het G3Dv2-model.
In het G3Dv2-model werden de formaties van Kattendijk en Kasterlee ook als één modeleenheid uitgekarteerd. In het westen zijn de veranderingen van het basisvlak ten opzichte van het G3Dv2-model beperkt. In het oosten zijn de veranderingen groter door een andere locatie van de breukvlakken en door de herinterpretaties van tal van boringen op het Kempisch Plateau.

3.3.3.7 FORMATIE VAN DIEST

De Formatie van Diest bestaat uit sterk glauconiethoudende zanden die gedurende het laat Mioceen afgezet werden in een ondiep marien milieu in hoofdzakelijk het noorden en noordoosten van Vlaanderen (Figuur 3-18). Deze zanden hebben een sterk variabele korrelgrootte maar zijn toch overwegend grof. Tussen de afzetting van de formaties van Berchem en Diest, of op de grens tussen het midden en laat Mioceen, werden drie belangrijke geulen uitgeschuurd, steeds WZW-ONO georiënteerd (Figuur 3-18). Lokaal snijden deze geulen doorheen de gehele Formatie van Boom. Na verloop van tijd werden de geulen opnieuw opgevuld met het sediment dat we nu beschrijven als de Formatie van Diest. De isnijding vond voornamelijk plaats in het zuiden en oosten van Vlaanderen (Vlaams-Brabant en Limburg), waardoor daar een ander (grover) facies voorkomt dan meer naar het noordwesten (Antwerpen; Vandenberghe et al., 2014). In bepaalde regio's worden er leden binnen de Formatie van Diest onderscheiden. In het noordwesten van het voorkomensgebied (regio Antwerpen-stad) komt in de basis van de Formatie van Diest een schelpenrijk, groen fijn zand voor, dat wordt beschreven als het Lid van Deurne. Meer naar het oosten en het zuiden toe, in de Kempen en het Hageland, wordt (opnieuw aan de basis van de Formatie van Diest) het Lid van Dessel teruggevonden, dat bestaat uit fijne grijsgroene zanden, soms vergezeld van een basisgrindje. Over het hele voorkomensgebied, al dan niet bovenop voorgenoemde leden aan de basis, wordt het typische facies van de Formatie van Diest teruggevonden. In het Hageland bestaat dit aan de basis uit een grind van blauwzwarte silexen met hogerop de sterk glauconiethoudende grove zanden, vaak vergezeld van glimmers en ijzerzandstenen. De ijzerzandstenen komen niet voor in Antwerpen of de Kempen. De kleur van het zand varieert van donkergroen (in situ) naar oranjebruin (geoxideerd). Schelpen of andere fossielen komen nauwelijks voor, maar gefossiliseerde graafgangen zijn dan weer wel typisch voor de Formatie van Diest.
Buiten de geulen, bedekt de Formatie van Diest over het grootste deel van het voorkomen de formaties van Berchem (zie paragraaf 3.3.3.9) en Bolderberg (zie paragraaf 3.3.3.8). Door de grovere korrelgrootte, het beperkter glauconietgehalte en daarmee samenhangende kleurverandering, kan de Formatie van Diest meestal duidelijk onderscheiden worden van de Formatie van Berchem op boringen met of zonder geofysische boorgatmetingen. Op boorgatmetingen kenmerkt deze overgang zich door een naar boven toe stijgende resistiviteit en dalend gamma-waardes. In tegenstelling tot de grens met de Formatie van Berchem, kenmerkt de grens met de Formatie van Bolderberg zich tot een opwaartse toename in glauconietgehalte en groenere kleur die zich weerspiegelt op boorgatmetingen door opwaarts stijgende gamma-waardes.
De Formatie van Diest wordt in het noordwesten bedekt door de Formatie van Kattendijk en in het noordoosten door de Formatie van Kasterlee (Figuur 3-15; zie paragraaf 3.3.3.6). De overgang naar deze bovenliggende formaties wordt gekenmerkt door een lokaal basisgrind, algemene toename in kleigehalte en vermindering in het glauconietgehalte die zich op boorgatmetingen weerspiegelt door een opwaarts afnemende resistiviteit en toenemende gamma-waardes.

In het G3Dv2-model werd het glauconietrijk zand of ijzerzandsteen op de getuigenheuvels in het zuiden en westen van Vlaanderen als onderdeel van de Formatie van Diest gemodelleerd. Houthuys (2014) beargumenteerde echter dat dit facies niet tot de Formatie van Diest, maar tot een andere formatie toebehoort (zijn voorstel om het te benoemen tot 'Flemish Hills Formation'). Omdat deze laatste formatie nog geen status heeft van formele lithostratigrafische eenheid bij de NCS, werd het glauconietrijk zand of ijzerzandsteen op de Vlaamse heuvels in het huidige model, net zoals bij het G3Dv2-model, nog tot de Formatie van Diest gerekend (zie Figuur 3-18).
Voor het G3Dv2-model werd het basisvlak van de Formatie van Diest reeds gemodelleerd. Lokaal werd dit bestaand basisvlak behouden en elders aangepast of opnieuw gemaakt:

- Op de locatie van de drie hoofdgeulen, werden de rasters van het G3Dv2-model overgenomen en slechts lokaal aangepast aan informatie uit boringen met geofysische boorgatmetingen.
- Ten noorden van deze geulen (Antwerpse Kempen) behoefde het basisraster van de Formatie van Diest uit het G3Dv2-model grotere aanpassingen om consistent te zijn aan de inzichten uit boringen met geofysische boorgatmetingen. Hierbij werden heel wat secundaire geulen weggenomen.
- In het noordoostelijke voorkomen werd het basisvlak van de Formatie van Diest overgenomen uit het H3O-De Kempen project waarin dit basisvlak ook deels op basis van seismische informatie werd gekarteerd. De integratie van dit basisvlak uit H3O-De Kempen verliep volgens de methodiek die is toegelicht in paragraaf 2.7.3.2.
- Ten zuidoosten van de geulen (Limburg) is de Formatie van Diest minder diep gelegen, waardoor deze buiten de seismische resolutie viel en niet via seismische informatie kon worden gekarteerd. Hier werd door een andere ligging van de breukenset, het basisvlak van de Formatie van Diest uit het G3Dv2-model echter niet overgenomen, maar volledig aangepast op basis van de bestaande boorinformatie uit het G3Dv2-model en de nieuwe locatie van breuken. Door de vaak lage kwaliteit van de boormonsters in combinatie met de moeilijk identificeerbare ondergrens van de Formatie van Diest, waren er weinig duidelijke indicaties voor grote (> 10 m) breuksprongen in het zuidoostelijke deel van het Bekken van de Kempen, of in het gebied waar de onderliggende basis van het Lid van Genk nog wel duidelijk opgebroken werd door breuken (zie paragraaf 3.3.3.8). Omwille van deze reden, werden er slechts een beperkt aantal breuken meegenomen in de modellering van het basisvlak van de Formatie van Diest in deze zuidoostelijke regio, dit in tegenstelling tot het G3Dv2-model waarin veel breuken tot in de basis van Diest een duidelijke sprong vertoonden.
- Voor het G3Dv2-model werd de basis van de Formatie van Diest in de Roerdalslenk gemodelleerd op een sterk noordhellende reflector die een schijnbare insnijding vertoonde in onderliggende reflectoren. Dit werd verondersteld de geul te zijn in de basis van de Formatie van Diest die ook in het Bekken van de Kempen gekend is. Echter, bij de herinterpretatie tijdens het H3O-De Roerdalslenk project bleek deze sterk noordhellende reflector de top van een clinoform te zijn met een sterke helling naar het noorden (progradatierichting). Deze clinoform maakt deel uit van het Lid van Genk van de Formatie van Bolderberg, zodat de formatie van Diest hogerop gelegen moet zijn. Dit wordt ondersteund door de beperkte diepte van de Formatie van Diest in boring Maaseik (Vandenberghe et al., 2005; DOV-proefnummer: kb18d49w-B220). Door het gebrek aan een regionaal vervolgbare duidelijke basis van de Formatie van Diest, kon deze echter niet gemodelleerd worden in het H3O-De Roerdalslenk project en ook niet voor het huidige model. Dit heeft als gevolg dat de formaties van Diest en Bolderberg niet onderscheiden kunnen worden binnen de Roerdalslenk en daar aldus één modeleenheid vormen (Figuur 3-18).

De top van de Formatie van Diest wordt grotendeels gevormd door de formaties van Kattendijk (westen) en Kasterlee (oosten). In het uiterste westen van het voorkomen (Antwerpse haven) wordt de Formatie van Kattendijk als erosief verondersteld en lijkt daarbij de Formatie van Diest naar het westen toe af te snijden. In het uiterste zuiden van het voorkomen wordt de top van de Formatie van Diest gevormd door het niet-tabulaire Quartair (zie paragraaf 3.3.2).

Op basis van de bestaande gegevens konden de Leden van Deurne en Dessel niet onderscheiden worden binnen de Formatie van Diest.

Ten opzichte van het G3Dv2-model snijdt de Formatie van Diest minder frequent in in de Formatie van Berchem in de Antwerpse Kempen. Door het gebruik van seismische data, is er ook een ander verloop van het basisvlak van de Formatie van Diest in het H3O-De Kempen modelgebied. Ook zijn er nu minder uitgesproken breuksprongen in de basis van de Formatie van Diest in de Limburgse Kempen. Ten opzichte van het G3Dv2-model, werd de Formatie van Diest niet onderscheiden binnen de Roerdalslenk. Ook ten opzichte van dit laatste model, wordt de basis van de Formatie van Diest in het huidige model niet sterk omhooggetrokken door breukwerking ter hoogte van het 'Hoog van Bree'. Volgens seismische data en diepe boorgegevens (boring Opitter; DOV-proefnummer: BGD048e0294; BGD-code: 048e0294) zijn er namelijk geen indicaties om het 'Hoog van Bree' sterk actief te maken (met een opschuiving) tijdens het Neogeen.

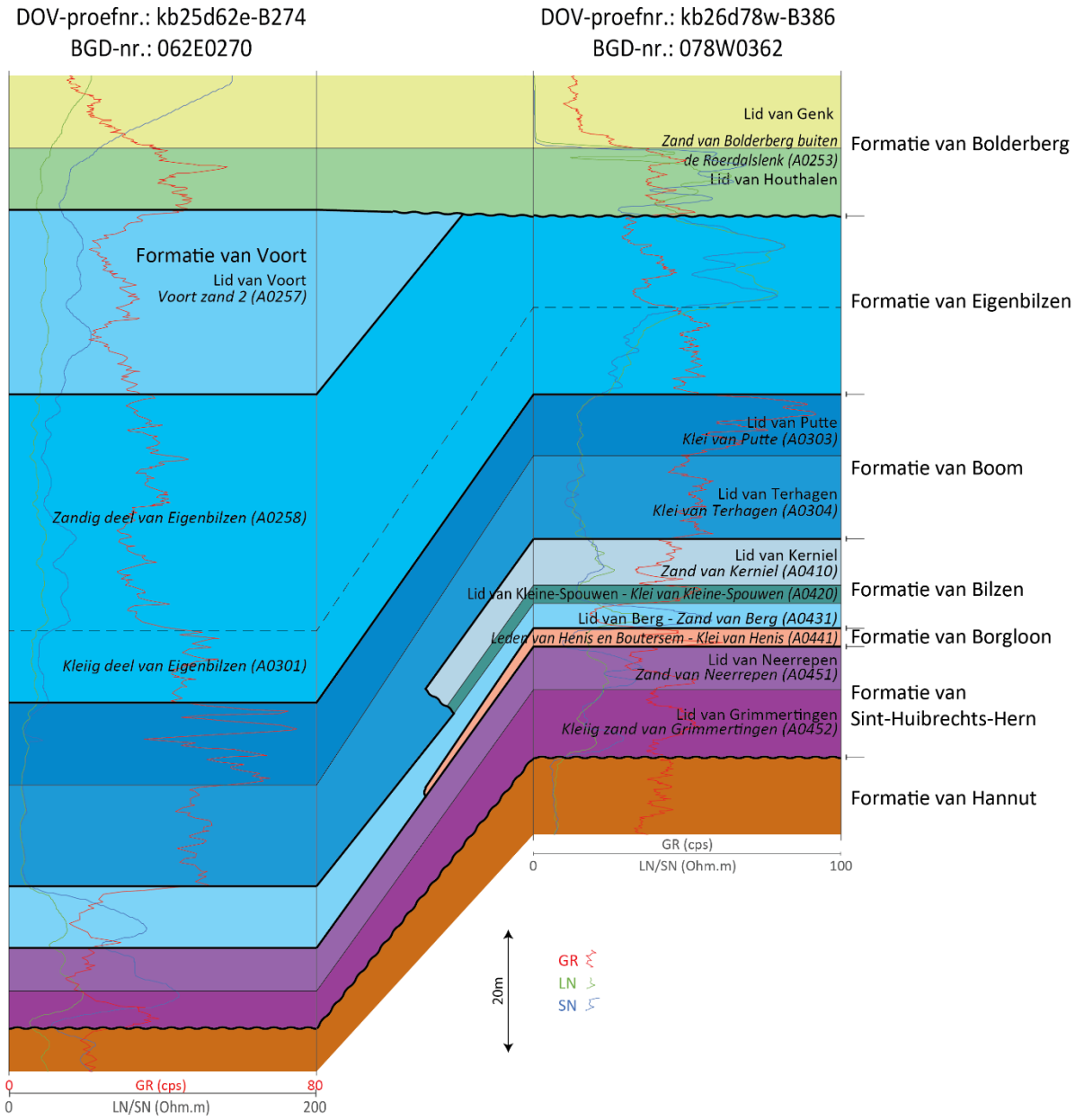
3.3.3.8 FORMATIE VAN BOLDERBERG MET:

- *Lid van Genk*
- *Lid van Houthalen*

De zanden van de Formatie van Bolderberg werden in een ondiep tot marginaal marien milieu afgezet gedurende het vroeg en midden Mioceen. Het vormt het zuidoostelijke lateraal en ondieper marien equivalent van de Formatie van Berchem (zie paragraaf 3.3.3.9; Figuur 3-20). De Formatie van Bolderberg bestaat uit twee lithologisch sterk verschillende leden: Genk (bovenaan) en Houthalen (onderaan).
Het **Lid van Genk** bestaat uit witte tot licht geelgrijze humeuze kwartszanden. De korrelgrootte is fijn tot middelmatig. Glauconiet is zo goed als afwezig, waardoor het pakket op boorgatmetingen gekenmerkt wordt door lage gamma-waardes (zie Figuur 3-19). Schelpen kunnen voorkomen of enkel als afdruk aanwezig zijn na oplossing (door de zure humeuze toevoeging). Het Lid van Genk kan soms enkele verspreide zandsteentjes, silexen (soms in laagjes) of stukken hout bevatten. De aanwezigheid van grove mica's is een ander relatief kenmerkend verschijnsel.
Het **Lid van Houthalen** bestaat uit bruingroene tot donkergroene kleiige fijne zanden. Het geheel is sterk glauconiethoudend en verspreid komen vissentanden en vrij grote (meestal gebroken) schelpen voor. Aan de basis komt typisch het Elsloo-grind voor, dat bestaat uit zwarte silexen, kwartsen, zandsteentjes en fosfaatconcreties. Waar dit grind aanwezig is, is de overgang naar de onderliggende (lithologisch gelijkaardige) Formatie van Voort duidelijk, op andere locaties niet. Op boorgatmetingen lijkt het Lid van Houthalen algemeen kleiiger (lagere resistiviteit en hogere gamma-waardes) te zijn dan de Formatie van Voort.
De grens tussen de leden van Houthalen en Genk wordt gekenmerkt door een sterke opwaartse terugval in gamma-waardes (verminderen glauconiet- en kleigehalte) en toename in resistiviteit (vergroving; zie Figuur 3-19).

De Formatie van Bolderberg is in het oosten bovenop de Formatie van Voort gelegen (zie paragraaf 3.3.4.2) en snijdt - net zoals de Formatie van Berchem - in het westelijke voorkomen de onderliggende formaties van Eigenbilzen en Boom af in westelijke richting (zie Figuur 3-19).

De Formatie van Bolderberg wordt bedekt en in- of afgesneden door de erosieve basis van de Formatie van Diest. De overgang van het Lid van Genk naar de Formatie van Diest wordt gekenmerkt door een opwaartse toename in glauconietgehalte en weerspiegelt zich daarom in boorgatmetingen door een opwaartse stijging in gamma-waardes.



Figuur 3-19. Correlatie tussen twee boorgatmetingen in het zuidoosten van Vlaanderen voor het interval van de Formatie van Bolderberg tot en met de basis van Sint-Huibrechts-Hern. Let op de erosie van de Formatie van Voort en het bovenste deel van de Formatie van Eigenbilzen onder de Formatie van Bolderberg naar het zuiden. Verder krijgen we richting het zuiden ook de overgang tussen het onderste deel van het Lid van Terhagen naar de leden van Kleine-Spouwen en Kerniel alsook het verdwijnen van het Lid van Henis, het verdunnen van het Lid van Grimmertingen en verdikken van het Lid van Berg.

In het G3Dv2-model werden de formaties van Berchem en Bolderberg als één modeleenheid uitgekarteerd. Voor het huidige model worden beide eenheden opgesplitst. De overgang tussen beide eenheden is echter niet plots, maar geleidelijk door afname van de humeuze bestanddelen en toename van het glauconietgehalte van zuid (Formatie van Bolderberg) naar noord (Formatie van Berchem). Deze overgang vindt plaats nabij de locatie waar de formaties van Berchem en Bolderberg ingesneden worden door een geul in de basis van de Formatie van Diest. Daarom werd beslist om de opsplitsing te maken als volgt: ten noorden van de geul in de basis van de Formatie van Diest, treffen we de Formatie van Berchem aan en ten zuiden van deze geul, de Formatie van Bolderberg. In het noordwesten van hun overgangsgebied worden de formaties van Berchem en Bolderberg aldus fysiek gescheiden door de geul in de basis van de Formatie van Diest. In het noordoosten snijdt deze geul echter niet de gehele formaties van Berchem en Bolderberg af, en werd de overgang tussen beide als verticaal gemodelleerd (in afwezigheid van boringen die deze overgang duidelijk aangeven) langs een ZW-NO georiënteerde lijn in het verlengde van deze geul.
Omwille van een andere ligging van de breukvlakken (zie paragraaf 3.2.2.4), werd het basisvlak van de formaties van Berchem en Bolderberg uit het G3Dv2-model niet overgenomen als basisvlak voor de Formatie van Bolderberg. In plaats daarvan werd de basis van de Formatie van Bolderberg opnieuw gemodelleerd aan de hand van de nieuwe breukvlakken en de interpretatie in boringen met of zonder bijhorende geofysische boorgatmetingen. Het lithologische contrast tussen het Lid van Houthalen van de Formatie van Bolderberg en de onderliggende Formatie van Voort is algemeen heel klein (beide donkergroene, glauconiethoudende zanden), wat de grens tussen beide moeilijk identificeerbaar maakt in boringen. De lithologische contrasten binnen de Formatie van Bolderberg tussen de leden van Genk en Houthalen zijn heel wat groter en eenvoudiger identificeerbaar in boringen. Daarom werd er gestart met de modellering van de basis van het Lid van Genk. Hiervoor werden de formele en informele interpretaties van het Lid van Genk uit de DOV-databank verzameld en samen met de (her)interpretaties van boringen met geofysische boorgatmetingen gebruikt om een nieuw basisvlak van het Lid van Genk te bekomen. Dit basisvlak werd bekomen door het intekenen van isohypsen. Bij het intekenen van de isohypsen werden de breukvlakken meegenomen indien daar aanwijzingen voor waren vanuit de interpretaties van dieptes in boringen. Met name in het oosten van het voorkomensgebied of net ten westen van de Roerdalslenk zijn er duidelijk dieptesprongen van de basis van het Lid van Genk tussen boringen over breuken waar te nemen. Om het opgebroken karakter van de basis van het Lid van Genk in die regio te modelleren, werden initieel isohypsen ingetekend rekening houdende met dieptetrends (over en tussen breuken) in het onderliggende seismische gemodelleerde kapstokvlak van de basis van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern (zie paragraaf 3.3.4.7). Deze isohypsen werden in GOCAD gemodelleerd tot een laagvlak dat aangesloten werd op de geselecteerde breukvlakken. Na modellering van het basisvlak van het Lid van Genk, werd het basisvlak van het Lid van Houthalen bekomen door diktes van dit laatste lid uit boringen met geofysische boorgatmetingen af te trekken van het basisvlak van de eerste eenheid. In het westelijke voorkomen van het Lid van Houthalen is het Lid van Genk afwezig ten gevolge van erosie en werd de basis van dit eerste lid gemodelleerd aan de hand van dieptes uit de boorinterpretaties (die reeds gebruikt werden voor de modellering van de basis van de formaties van Bolderberg en Berchem voor het G3Dv2-model).
De dikte van het Lid van Houthalen is gemiddeld rond 10 m, terwijl dat van het Lid van Genk meer variatie kent en kan oplopen in het oosten tot meer dan 70 m.

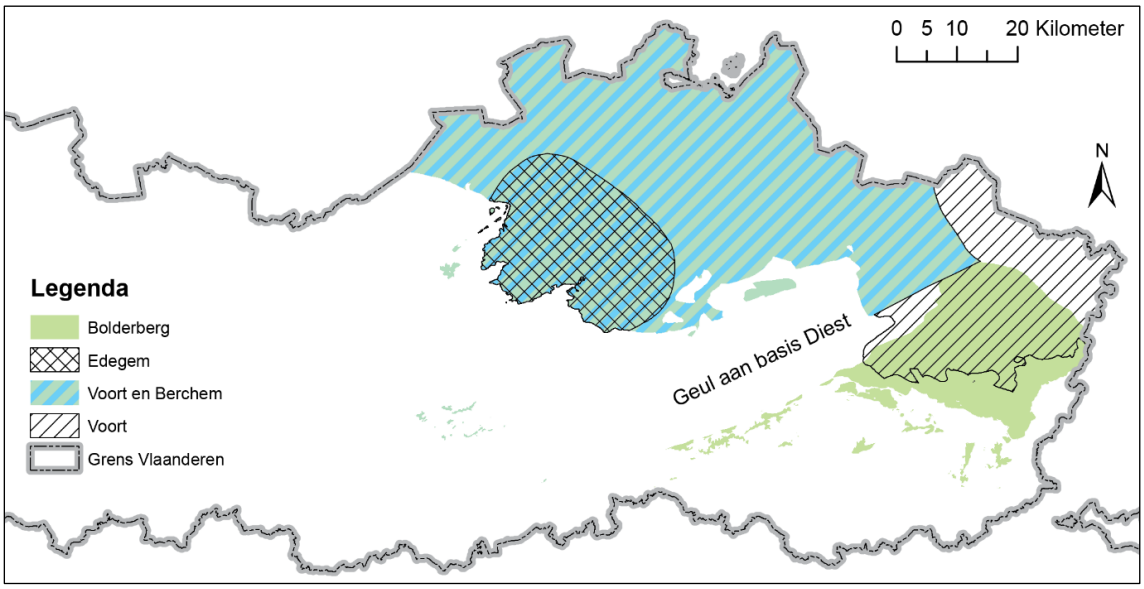
De top van de Formatie van Bolderberg wordt grotendeels gevormd door de basis van de Formatie van Diest en in het uiterste zuiden van het voorkomen door insnijdende eenheden van Quartaire ouderdom.

3.3.3.9 FORMATIES VAN BERCHEM EN VOORT MET:

- *Leden van Antwerpen, Zonderschot en Kiel en Formatie van Voort*
- *Lid van Edegem*

- Formaties van Berchem en Voort

De formaties van Voort en Berchem werden beide afgezet in een ondiep marien milieu, respectievelijk tijdens het late Oligoceen en vroege tot midden Mioceen. De Formatie van Voort bedekt het gehele noordoostelijke gedeelte van Vlaanderen. De Formatie van Berchem komt voor in het centrum en noorden van Vlaanderen, als lateraal tijdsequivalent van de Formatie van Bolderberg die verder zuidoostelijk voorkomt (zie paragraaf 3.3.3.8). De Formatie van Berchem werd samen met de Formatie van Bolderberg disconform afgezet bovenop de formaties van Voort, Eigenbilzen, Boom en oudere eenheden tijdens een Miocene transgressie van het zuidelijke Noordzeebekken (Figuur 3-15). Hierdoor heeft de Formatie van Berchem ook een ruimer voorkomen dan de Formatie van Voort in het noorden van Vlaanderen.
Zowel de Formatie van Voort als deze van Berchem worden gekenmerkt door donkergroene tot zwarte glauconiethoudende fijne zanden met lokaal schelpen. Door hun gelijkaardige lithologie kunnen beide eenheden niet onderscheiden worden in de meeste boorbeschrijvingen (tenzij in enkele gekernde boringen waarin het basisgrind van de Formatie van Berchem wordt aangetroffen). Omwille van deze reden worden de formaties van Voort en Berchem niet onderscheiden voor deze studie. Dit in tegenstelling tot de Formatie van Bolderberg (paragraaf 3.3.3.8) die wel onderscheiden kan worden van de Formatie van Voort. Hierdoor wordt de Formatie van Voort dus opgesplitst en toegekend aan twee modeleenheden, namelijk de formaties van Berchem en Voort in het noorden (deze paragraaf) en de Formatie van Voort zelf in het zuiden (zie paragraaf 3.3.4.2; Figuur 3-20). De grens tussen beide modeleenheden wordt gelegd op de overgang tussen de formaties van Berchem en Bolderberg. Zoals bij de Formatie van Bolderberg reeds werd toegelicht (zie paragraaf 3.3.3.8), wordt de grens tussen deze en de Formatie van Berchem gelegd op de de locatie waar beide ingesneden worden door een geul in de basis van de Formatie van Diest (Figuur 3-20). Op locaties waar deze geul de formaties van Berchem, Bolderberg en Voort niet volledig wegsnijdt, werd de overgang tussen de samengevoegde formaties van Berchem en Voort in het noordwesten en de aparte formaties van Bolderberg en Voort in het zuidoosten als verticaal gemodelleerd (in afwezigheid van boringen die deze overgang duidelijk aangeven) langs een ZW-NO georiënteerde lijn in het verlengde van deze geul.
In het G3Dv2-model werden de formaties van Voort en Berchem wel over hun gehele voorkomen apart uitgekarteerd. Het belangrijkste criterium dat daarbij werd aangehouden is het kleurenverschil, waarbij de Formaties van Voort en Berchem als respectievelijk groene en zwarte zanden beschouwd werden. Studies (Van Simaeys et al., 2004; De Man et al., 2010) hebben echter aangetoond dat ook de Formatie van Voort uit zwarte zanden kan bestaan, waardoor het eerder criterium niet meer opgaat.



Figuur 3-20. De voorkomensgebieden van de formaties van Voort, Berchem en Bolderberg en het Lid van Edegem. De Formatie van Voort wordt dus onderscheiden enerzijds onder de formaties van Diest en Bolderberg in de Roerdalslenk en anderzijds onder de Formatie van Bolderberg buiten de Roerdalslenk (waar het ook door weggesneden wordt). In het noordelijke voorkomen vormt de Formatie van Voort één modeleenheid met de Formatie van Berchem. De geul aan de basis van de Formatie van Diest snijdt de oudere Neogene eenheden weg op de locatie van vermoedde overgang tussen de formaties van Berchem en Bolderberg.

In het overgrote deel van het voorkomen wordt de combinatie van de formaties van Voort en Berchem bedekt door de Formatie van Diest. In het zuiden van het voorkomen wordt ze weggesneden door de Formatie van Diest en in de Antwerpse haven door de Formatie van Kattendijk. In het westen van het voorkomen zijn de formaties van Voort en Berchem disconform bovenop de Formatie van Boom gelegen. Verder oostelijk (vanaf de lijn Rijkevorsel-Herentals) bedekken ze de Formatie van Eigenbilzen. Op boorgatmetingen wordt de combinatie van de formaties van Voort en Berchem gekenmerkt door hogere gammawaardes en lagere resistiviteitswaardes dan de bovenliggende Formatie van Diest en iets lagere gamma-waardes en beduidend hogere resistiviteitswaardes dan de onderliggende Formatie van Boom. Het heeft ook een opvallend hogere resistiviteitswaarde dan de Formatie van Eigenbilzen.

Voor het G3Dv2-model werd het basisvlak van de formatie van Berchem reeds gemodelleerd. Lokaal werd dit bestaand basisvlak behouden en elders aangepast of opnieuw gemaakt:

- Ten westen van het modelgebied van H3O-De Kempen werden de rasters van het G3Dv2-model overgenomen en lokaal aangepast aan herinterpretaties van deze formatie in boorgatmetingen. Deze herinterpretatie is in het oosten vooral een gevolg van het samenvoegen van de Formatie van Berchem met deze van Voort, terwijl deze in het G3Dv2-model apart werden gemodelleerd. Meer westelijk, in de regio Kalmthout, werd het basisraster van de Formatie van Berchem uit het G3Dv2-model dieper gelegd. De aanpassingen aan de rasters van het G3Dv2-model waren veelal beperkt tot maximum 5 m, tenzij in het uiterste noordwesten (regio Kalmthout) waar deze tot meer dan 10 m opliepen. In deze regio van Kalmthout lijkt de Formatie van Berchem namelijk sterk te verdikken in noordwestelijke richting. Ook door Louwye (2005) werd - met behulp van palynologie - deze verdikking richting de regio van Kalmthout geobserveerd.

- Binnen het modelgebied van H3O-De Kempen werden de formaties van Voort en Berchem reeds apart uitgekarteerd onder de noemer *'Combinatie van Laat Oligocene tot Midden Miocene zanden'* en dit kon als dusdanig overgenomen en geïntegreerd worden via de methodiek die is toegelicht in paragraaf 2.7.3.2.
- Ten zuiden van het H3O-De Kempen modelgebied zijn de breuken anders gelegen dan in het G3Dv2-model, waardoor dit laatste niet overgenomen kon worden. In deze regio werd de basis van de formaties van Voort en Berchem gemodelleerd op basis van een diktestapeling van eenheden van het onderliggende Rupeliaan op de seismische gemodelleerde basis van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern. Deze diktestapeling vond hoofdzakelijk plaats door interpolatie van diktes uit boringen voorzien van geofysische boorgatmetingen (zie ook paragraaf 3.3.4 hieronder). Naar het zuiden toe gaan de formaties van Voort en Berchem lateraal over in de tijdsequivalente formaties van Voort en Bolderberg. Doordat de Formatie van Bolderberg wel onderscheiden kan worden van de Formatie van Voort, wordt de Formatie van Voort in het zuidoostelijke voorkomen wel onderscheiden als aparte modeleenheid (zie paragraaf 3.3.4.2) en niet gerekend tot de modeleenheid formaties van Voort en Berchem. De overgang tussen de formaties van Voort en Berchem in het noordwesten en de formaties van Voort en Bolderberg in het zuidoosten situeert zich nabij de geulvormige insnijding in deze eenheden door de Formatie van Diest. Hierdoor is deze overgang moeilijk te karteren en werd deze conceptueel als een WZW-ONO-lijn vastgelegd die grotendeels binnen de geulvorige insnijding van de Formatie van Diest loopt.

Op basis van de indeling in leden van de Formatie van Berchem, wordt de modeleenheid van de formaties van Berchem en Voort verder onderverdeeld in twee modeleenheden:

- Leden van Antwerpen, Zonderschot en Kiel en Formatie van Voort

In de regio Antwerpen ontsluit de Formatie van Berchem en worden er vier leden in herkend, met van oud naar jong de leden van Edegem, Kiel, Zonderschot en Antwerpen. Van deze leden kon enkel het Lid van Edegem duidelijk onderscheiden worden. Daarom werd – zoals hieronder toegelicht – eerst een model van het Lid van Edegem opgemaakt. De resterende leden van de Formatie van Berchem (Antwerpen, Zonderschot en Kiel) alsook de niet-onderscheidbare delen van de Formatie van Voort werden als andere modeleenheid binnen de formaties van Voort en Berchem beschouwd.

- Lid van Edegem

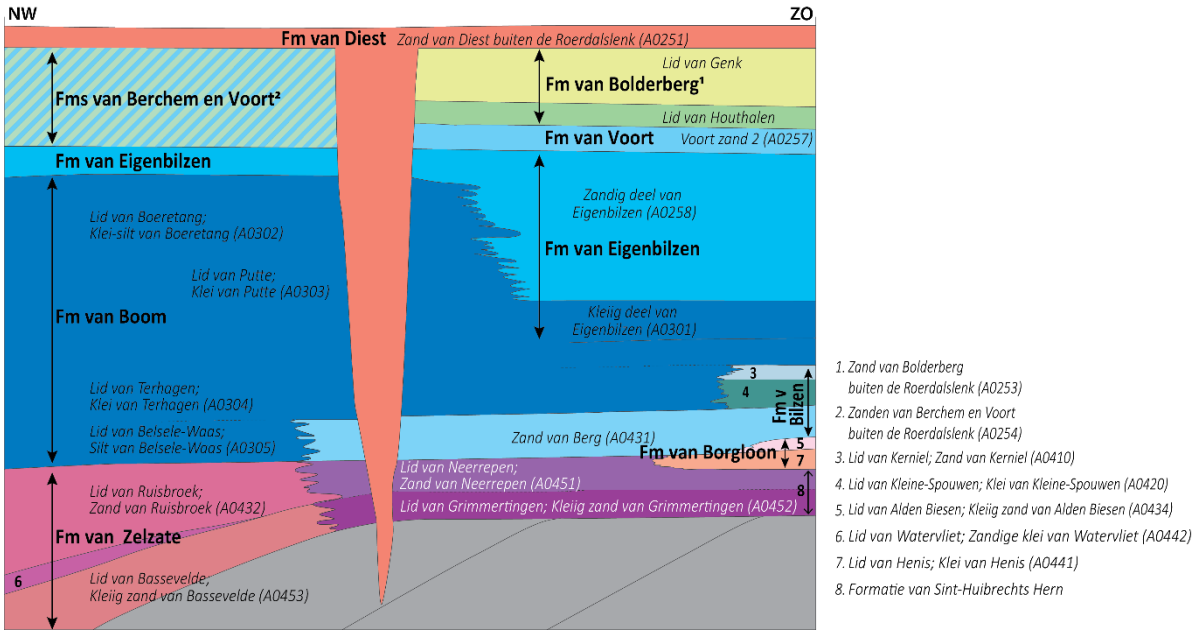
Het Lid van Edegem kan duidelijk onderscheiden worden in de regio Antwerpen vanwege het meer kleiige karakter, fijnere korrelgrootte en de blekere kleur. Met behulp van deze criteria werd het Lid van Edegem uitgekarteerd op basis van hoofdzakelijk boorbeschrijvingen. Hierbij werd een selectie gemaakt van boringen waarin het Lid van Edegem eerder werd geïnterpreteerd uit de databank van DOV. Deze selectie werd gecontroleerd en soms geherinterpreteerd om tot een consistente set te komen. Uit deze set kon het voorkomen van het Lid van Edegem afgeleid worden. Het voorkomen blijkt hieruit beperkt tot de ruime regio Antwerpen en verdwijnt in noordelijke en oostelijke richting (Figuur 3-15; Figuur 3-20). Het is nog onduidelijk of het Lid van Edegem niet is afgezet buiten dit voorkomen of daar lateraal overgaat in andere facies van de Formatie van Berchem. Het voorkomen van het Lid van Edegem is twijfelachtig en werd daarom niet gekarteerd in het Antwerpse havengebied. Binnen het voorkomen werd de basis van de formaties van Voort en Berchem overgenomen als basis van het Lid van Edegem. Binnen het voorkomen van het Lid van Edegem (van de Formatie van Berchem) wordt daarom geen onderliggende Formatie van Voort verondersteld.

Uit de selectieset van ge(her)interpreteerde boringen kon naast een voorkomenskaart, ook een diktekaart aangemaakt worden van het Lid van Edegem. Hieruit blijkt dat de dikte van het Lid van Edegem tot 12 m oploopt net ten oosten van de stad Antwerpen. Vanuit deze diktekaart werden - volgens de methodiek die is toegelicht in paragraaf 2.6 - de uiteindelijke modellen van het Lid van Edegem opgebouwd alsook de basis van de bovenliggende modeleenheid van de leden van Antwerpen, Zonderschot en Kiel en Formatie van Voort.

3.3.4. OLIGOCENE EENHEDEN

3.3.4.1 ALGEMENE GEOLOGISCHE ACHTERGROND, METHODIEK VAN MODELLEREN EN GEBRUIKTE CONCEPTEN

De Oligocene eenheden werden hoofdzakelijk afgezet in ondiep mariene milieus, met enkele uitzonderingen van diep mariene (Formatie van Boom) en continentale (Formatie van Borgloon) milieus. Tabel 3-3 geeft een overzicht van de verschillende modeleenheden binnen de Oligocene ouderdomsgroep.
Na de afzetting van de Formatie van Maldegem, of in het laatste Eoceen, vond er een opheffing plaats in het oosten van Vlaanderen met toenemende grootte in de richting van de Roerdalslenk. Tegelijkertijd vond er in het westen van Vlaanderen nog steeds beperkte subsidentie plaats met afzetting van de oudste sequenties van de Formatie van Zelzate. Tijdens het Vroeg Oligoceen breidde de zee zich terug sterk uit in zuidelijke richting en werd het grootste gedeelte van Vlaanderen overspoeld met afzetting van de Formatie van Zelzate in het westen en de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern in het oosten (zie Figuur 3-21). Hierna werden de continentale kleien, zanden en mergels van de Formatie van Borgloon in het zuidoosten van Vlaanderen afgezet. Bij een volgende transgressie werd de Formatie van Borgloon bedekt door de zanden van de Formatie van Bilzen. In westelijke en noordelijke richting gaat de Formatie van Bilzen over in een meer kleiige Lid van Belsele-Waas van de Formatie van Boom. Toen de zeespiegel verder steeg, werd het grootste deel van Vlaanderen bedekt door diep mariene kleien van de Formatie van Boom. Enkel in het uiterste zuidoosten werden nog zandlichamen afgezet als het Lid van Kerniel van de Formatie van Bilzen. Tegen het einde van het vroege Oligoceen begon de relatieve zeespiegel weer te dalen en werden in het zuidoosten de kleien, het silt en de zanden van de Formatie van Eigenbilzen afgezet en verder noordelijke het silt van het Lid van Boeretang. Een zeespiegeldaling op de grens tussen het vroege en late Oligoceen zorgde voor een plotse omschakeling van de kleiige/siltige sedimentatie naar de glauconietrijke zanden van de Formatie van Voort. Met de afzetting van de Formatie van Voort begon ook de (re)activatie van breukensystemen in het oosten van Vlaanderen en begon de Roerdalslenk zich te ontwikkelen (zie ook paragraaf 3.2.2.5). Hierdoor kennen de laat Oligocene, Neogene en Quartaire eenheden algemeen een verdikking in de richting van de Roerdalslenk.



Figuur 3-21. Schematische doorsnede doorheen het noorden van Vlaanderen met de verschillende Oligocene en Miocene lithostratigrafische eenheden (tot de Formatie van Diest) en in cursief de (overeenstemmende) hydrogeologische eenheden. De grijze zone stellen de oudere Paleogene eenheden voor onder de Formaties van Zelzate en Sint-Huibrechts-Hern.

De Oligocene eenheden werden reeds voor het G3Dv2-model gemodelleerd tot op formatieniveau binnen Vlaanderen. Voor het huidige model werden de meeste vlakken van de Oligocene formaties echter opnieuw gemodelleerd, hoofdzakelijk op basis van volgende argumenten:

- Er wordt een nieuw breukenmodel gebruikt (zie paragraaf 3.2).
- Buiten de boringen wordt er ook gesteund op het gebruik van seismische data voor de modellering van de basissen van de formaties van Zelzate en Sint-Huibrechts-Hern in het seismisch bedekte deel (zie paragraaf 2.4).
- Voor het G3Dv2-model werden de basisvlakken hoofdzakelijk in diepte gemodelleerd. Voor de opmaak van het huidige model werd daarentegen gesteund op de basissen van de formaties van Zelzate en Sint-Huibrechts-Hern om de bovenliggende Oligocene modeleenheden op te stapelen via diktekaarten. De basissen van de formaties van Zelzate en Sint-Huibrechts-Hern werden namelijk met behulp van zowel boorgegevens als seismiek gemodelleerd, en vormen daarbij kapstokvlakken die gebruikt werden voor de modellering van boven- en onderliggende vlakken (waarvoor minder data ter beschikking is). De methodiek van deze modellering met behulp van diktestapeling op basis van de kapstokvlakken wordt toegelicht in paragraaf 2.4.7.3.
- De resultaten van de grensoverschrijdend H3O-projecten worden geïntegreerd en lokaal ook aangepast of verder gedetailleerd (invulling in leden).

Na de hermodellering van de formatiegrenzen, werden sommige formaties ingedeeld in leden. De modellering van de leden op basis van de formatiegrenzen staat toegelicht in paragraaf 2.6.
Tabel 3-3 geeft een overzicht van de verschillende Oligocene modeleenheden en waaruit of hoe ze opgebouwd werden.

Bij de kartering van de Oligocene eenheden werden een aantal geologische concepten aangehouden:

- De eenheden komen voor in het noorden, centrum en oosten van Vlaanderen of ten noordoosten van de as van het Massief van Brabant.
- De eenheden hellen en verdikken algemeen in noordelijke tot noordoostelijke richting.
- De eenheden worden in het oosten opgebroken door breuken. De dikte van de boven-Oligocene eenheden (vanaf de Formatie van Voort) wordt ook beïnvloed door breukwerking en deze van de Onder-Oligocene eenheden niet.
- De eenheden bedekken elkaar concordant.
- Er is een algemeen vergrovende trend van de afzettingen richting het zuidoosten van Vlaanderen.
- De eenheden worden afgesneden door het niet-tabulaire Quartair alsook de Neogene formaties van Diest (geulvormige insnijding in centraal Vlaanderen; Figuur 3-21), Berchem en Bolderberg.

Tabel 3-3. Overzicht van de verschillende G3Dv3-modeleenheden binnen de Oligocene ouderdomsgroep. De cijfers in de kolom "Oorsprong" duiden op de manier hoe de opmaak van de basisrasters van de corresponderende eenheden tot stand kwam: ofwel door aanpassing of overname van de bestaande G3Dv2-, H3O-De Roerdalslenk, H3O-De Kempen modellen, ofwel nieuw gemodelleerd (zie kolom "Opmaak basisrasters").

Formatie G3D	Lid G3D	Oorsprong
Voort	Someren	2
	Veldhoven	2
	Voort	4
Eigenbilzen		3 + 4
Boom	Boeretang	3 + 4
	Putte	4
	Terhagen	2 + 3 + 4
	Belsele-Waas	3 + 4
Bilzen	Kerniel	4
	Kleine Spouwen	4
	Berg	4
Borgloon	Kerkom	4
	Alden Biesen	4
	Henis en Boutersem	4
Zelzate	Ruisbroek	4
	Watervliet	4
	Bassevelde	1 + 3 + 4
Sint-Huibrechts-Hern	Neerrepen	4
	Grimmertingen	1 + 2 + 3 + 4

Opmaak basisrasters
1 = Aanpassing G3Dv2-model
2 = H3O-De Roerdalslenk
3 = H3O-De Kempen
4 = Volledig nieuw (G3Dv3)

3.3.4.2 FORMATIE VAN VOORT MET:

- *Lid van Someren*
- *Lid van Veldhoven*
- *Lid van Voort*

De Formatie van Voort bestaat uit groen tot zwart glauconiethoudend zand dat tijdens het Chattiaan (laat Oligoceen) in een ondiep marien milieu werd afgezet bovenop de Formatie van Eigenbilzen. De formatie wordt bedekt door de Miocene - lithologisch gelijkaardige - zanden van de Formatie van Berchem in het noordwesten en de Formatie van Bolderberg (Lid van Houthalen) in het zuidoosten.

Door hun gelijkaardige lithologie, kan de Formatie van Voort voor het huidige model niet onderscheiden worden van de bovenliggende Formatie van Berchem (zie paragraaf 3.3.3.9). In het zuidoosten van Vlaanderen kan de Formatie van Voort daarentegen wel onderscheiden worden van het bovenliggende, meer kleiige, Lid van Houthalen van de Formatie van Bolderberg (zie bijvoorbeeld in Figuur 3-19). De noordwestelijke grens van het voorkomen van deze apart gemodelleerde Formatie van Voort valt daarom samen met de grens tussen de formaties van Berchem en Bolderberg (zie paragrafen 3.3.3.8 en 3.3.3.9).
Buiten de Roerdalslenk werd de Formatie van Voort gemodelleerd op basis van een diktestapeling op eenheden van het onderliggende Rupeliaan (zie paragraaf 3.3.4.1). Naar het westen toe wordt de Formatie van Voort afgesneden onder de Formatie van Bolderberg. Naar het oosten toe verdikt de Formatie van Voort sterk over breuken in de richting van de Roerdalslenk. In het sterkst zakkende deel van de Roerdalslenk is de Formatie van Voort het dikst ontwikkeld en is er ook een kleipakket binnen aanwezig. Deze klei van het **Lid van Veldhoven** scheidt de onder- en bovenliggende zanden van de respectievelijke **leden van Voort en Someren** (Figuur 3-15). Buiten de Roerdalslenk wordt verondersteld dat enkel het lid van Voort aanwezig is van de Formatie van Voort. De leden van Voort en Someren zijn geen formele Belgische stratigrafische eenheden, maar afgeleid van de Nederlandse nomenclator.
In de Roerdalslenk werden de leden van Someren, Veldhoven en Voort gemodelleerd binnen het H3O-De Roerdalslenk project en hieruit samengesteld. Hierin werden de drie leden apart seismische uitgekarteerd op basis van correlatie met boring Molenbeersel (DOV-proefnummer: kb18d49w-B226), wat ook de enige boring is binnen Vlaanderen waar de driedeling duidelijk te maken valt. Het onderste zandige lid van Voort heeft een dikte die meestal varieert tussen 100 en 200 meter binnen de Roerdalslenk en minder dan 100 m bedraagt in het Bekken van de Kempen. Het centrale kleiige Lid van Veldhoven verdikt algemeen van 50 m in het zuiden tot bijna 100 m in het noorden van het Belgische deel van de Roerdalslenk. Ook het bovenste zandige lid van Someren kent een algemene verdikking van 70 m in het zuiden tot meer dan 100 m in het noorden van de Roerdalslenk.
In het project H3O-De Kempen werden de leden van de Formatie van Voort hoofdzakelijk binnen Nederland onderscheiden in de modeleenheid ‘Laat Oligoceen tot Midden Miocene zanden’. Het voorkomen van de driedeling binnen het Vlaamse deel van het modelgebied van H3O-De Kempen is uiterst onzeker en werd daarom niet overgenomen.

3.3.4.3 FORMATIE VAN EIGENBILZEN

De Formatie van Eigenbilzen bestaat uit grijsgroen silt en kleiig eerder fijn zand dat voorkomt van Hoogstraten in het noordwesten tot Genk in het zuidoosten. Het werd afgezet tijdens het laatste Rupeliaan (vroeg Oligoceen) in een ondiep marien milieu met toenemende influx van zand vanuit het zuidoosten. Hierdoor wordt de formatie algemeen grofkorreliger naar het zuidoosten. Naar het noorden toe verfijnt de Formatie van Eigenbilzen, uitgezonderd het bovenste deel, tot (siltige) klei die tot de Formatie van Boom behoort.

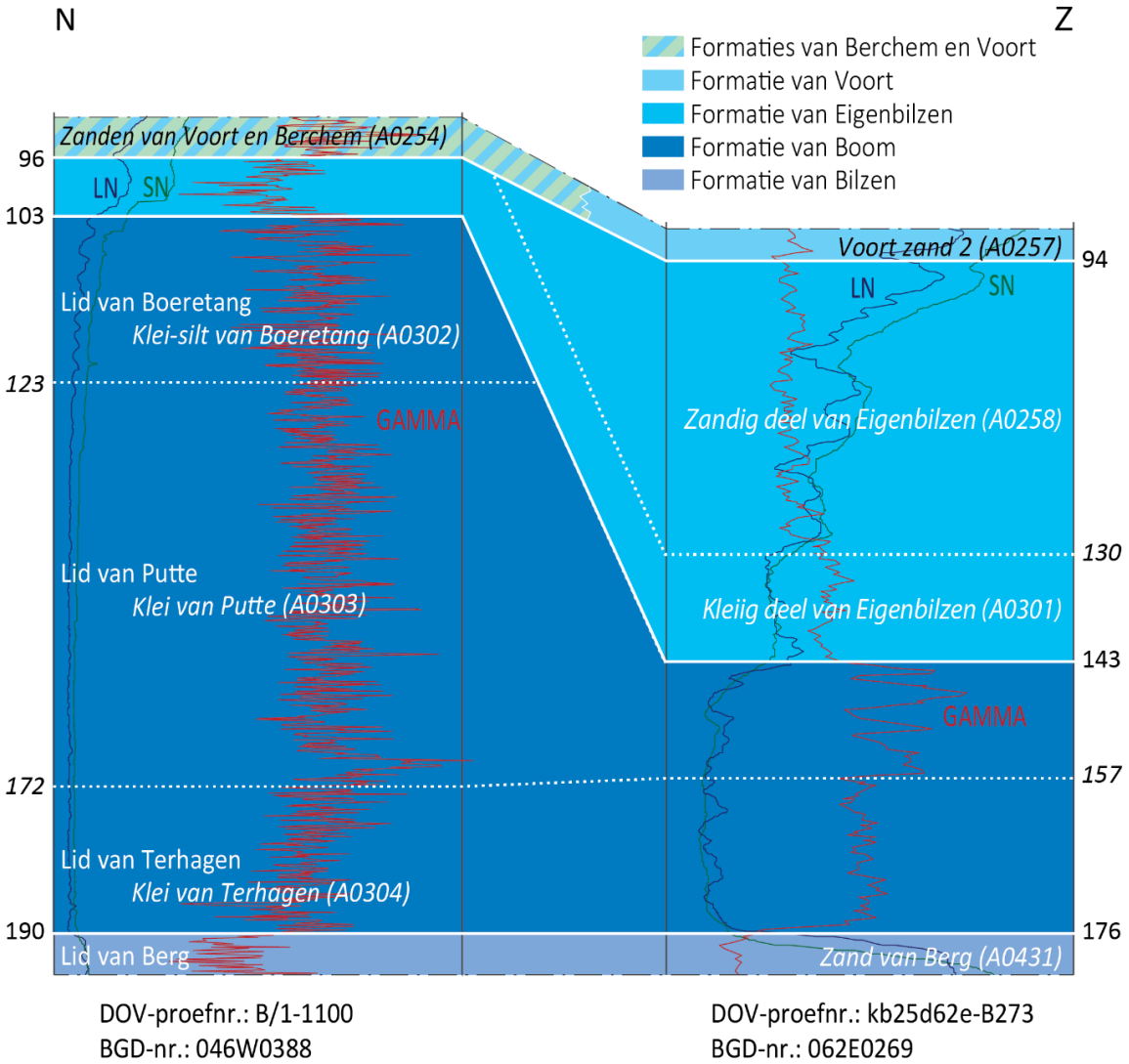
Door deze faciesovergang komt de chronostratigrafische grens tussen de formaties van Eigenbilzen en Boom niet overeen met de lithostratigrafische: pakketten die in het zuidoosten binnen de Formatie van Eigenbilzen ingedeeld worden komen chronostratigrafisch gezien overeen met pakketten binnen de leden van Putte of Boeretang van de Formatie van Boom in het noordwesten (Figuur 3-21). Als gevolg hiervan verdunt de Formatie van Eigenbilzen in noordwestelijke richting van een gemiddelde dikte van 50 m in het zuidoosten van het voorkomensgebied tot een dikte van 20 m in het noordwesten (Figuur 3-22). Deze verdunning of faciesovergang vindt plaats ter hoogte van de WZW-ONO georiënteerde as van Diest tot Kinrooi. Door een gebrek aan (kwalitatieve) boorgatmetingen in deze zone, en de extra complexiteit als gevolg van de lokale insnijding door de basis van de Formatie van Diest, was het moeilijk om deze overgangszone nauwkeurig uit te karteren. De precieze locatie van de huidige as dient dan ook gezien te worden als een conceptuele grens. De geofysische boorgatmetingen in deze zone hebben vaak enkel metingen van gammastraling, waarvan het patroon nauwelijks verandert tussen de formaties van Boom, Eigenbilzen en Voort. Hier werd de grens meestal gelegd op basis van de boorbeschrijvingen die vaak minder detail bevatten.
In de provincie Limburg, waar de Formatie van Eigenbilzen het dikst ontwikkeld is, kan daarnaast nog een onderscheid gemaakt worden tussen een zandig en kleiig deel van Eigenbilzen. De grens tussen beide pakketten kan onderscheiden worden via een abrupte daling in de gammastraling en een stijging in de resistiviteit (Figuur 3-22). Binnen het H3D-model worden deze pakketten apart gekarteerd, terwijl ze voor het G3Dv3-model niet onderscheiden worden binnen de Formatie van Eigenbilzen. De formatie bereikt zijn maximale dikte van 75 m in de Roerdalslenk.

De Formatie van Eigenbilzen is steeds bovenop de Formatie van Boom gelegen. In het oosten is de Formatie van Eigenbilzen bedekt door de Formatie van Voort en verder naar het westen door de formaties van Berchem (noorden) en Bolderberg (zuiden). Als gevolg van de toenemende erosie richting het westen wordt de Formatie van Eigenbilzen daar afgesneden door de formaties van Berchem en Bolderberg (zie Figuur 3-19). In het centrale deel van het voorkomen wordt de eenheid ingesneden door de Formatie van Diest en naar het zuiden toe door eenheden van Quartaire ouderdom.
De grens tussen de formaties van Boom en Eigenbilzen wordt lithostratigrafisch vastgelegd op de overgang van hoofdzakelijk kleiige sedimenten naar meer siltige of zandige afzettingen. Deze grens is typisch herkenbaar op boorgatmetingen als een toename van de resistiviteit (Figuur 3-19 en Figuur 3-22). Deze toename is uitgesproken in het zuidoostelijke voorkomen (zuid en centraal Limburg), maar subtieler in het noordelijke voorkomen (Provincie Antwerpen) van de Formatie van Eigenbilzen.
De grens tussen de Formatie van Eigenbilzen en de formaties van Voort, Berchem en Bolderberg wordt lithostratigrafisch vastgelegd op de overgang van meer grijze siltige/zandige afzettingen naar meer groene zuiver zandige afzettingen. Deze grens is typisch herkenbaar op boorgatmetingen als een toename van de resistiviteit (Figuur 3-19 en Figuur 3-22). Deze toename is uitgesproken in het noordelijk voorkomen (Provincie Antwerpen), maar subtieler in het zuidelijke voorkomen (zuid en centraal deel Provincie Limburg) van de Formatie van Eigenbilzen.

Voor het G3Dv2-model werd het basisvlak van de Formatie van Eigenbilzen reeds gemodelleerd. In het G3Dv2-model was het voorkomen van de Formatie van Eigenbilzen beperkt tot het zuidoostelijke deel van Vlaanderen. Door indicaties (boorbeschrijvingen, log-correlaties, literatuur) voor de aanwezigheid ervan verder noordelijk, is het voorkomensgebied nu verder noordelijk uitgebreid tot geheel oostelijke Vlaanderen.

Hierdoor (en door een andere ligging van de breuken) werd het bestaande vlak van het G3Dv2-model niet overgenomen, maar werd de Formatie van Eigenbilzen voor het huidige model opnieuw opgemaakt op volgende manieren:

- Buiten het H3O-De Kempen gebied werd de Formatie van Eigenbilzen gemodelleerd op basis van een diktestapeling op onderliggende Oligocene eenheden (zie paragraaf 3.3.4.1). Hierbij vond dus een sterke verdikking plaats op de WZW-ONO georiënteerde as van Diest tot Kinrooi (zie hierboven). In de H3O-De Roerdalslenk en -De Kempen projecten werden de basis en top van de Formatie van Eigenbilzen reeds gemodelleerd. Van het H3O-De Roerdalslenk project werden de rasters van Eigenbilzen niet overgenomen, maar opnieuw samengesteld volgens de diktestapeling die eerder in deze paragraaf wordt toegelicht. Volgens het H3O-De Roerdalslenk project vond er namelijk geleidelijk vertanding plaats tussen de Formaties van Eigenbilzen en Boom, terwijl deze volgens de data erbuiten volgens een eerder scherpe grens plaatsvindt.
- De basis- en toprasters van de Formatie van Eigenbilzen uit H3O-De Kempen project werden wel volledig overgenomen. De integratie van deze rasters uit H3O-De Kempen met de omliggende verliep volgens de methodiek die is toegelicht in paragraaf 2.7.3.2.



Figuur 3-22. Correlatie tussen boorgatmetingen voor de formaties van Eigenbilzen en Boom met een verdikking van de eerste richting zuiden ten koste van de tweede.

3.3.4.4 FORMATIE VAN BOOM MET:

- *Lid van Boeretang*
- *Lid van Putte*
- *Lid van Terhagen*
- *Lid van Belsele-Waas*

De Formatie van Boom bestaat uit klei of siltige klei die in een relatief diep (> 50 m) marien milieu werd afgezet tijdens een grote transgressiefase in het Rupeliaan. Kenmerkend zijn de aanwezigheid van gebande lagen (decimeter diktes) door variaties in gehaltes van silt, organisch materiaal en kalk alsook de aanwezigheid van septaria (kalkknollen). De formatie bedekte ooit waarschijnlijk het grootste deel van Vlaanderen, maar werd na de afzetting geërodeerd in het zuiden en zuidwesten van Vlaanderen (Figuur 3-23). Naar het zuidoosten toe wordt de Formatie van Boom grofkorreliger en gaat het bovenste deel ervan over in de meer siltige/zandige Formatie van Eigenbilzen en het onderste deel in de meer zandige Formatie van Bilzen (Figuur 3-21; Figuur 3-23). Het centrale deel van de Formatie van Boom heeft hierdoor het grootste laterale bereik.
Naar het westen toe wordt de Formatie van Boom progressief ingesneden door de formaties van Berchem en Bolderberg, en in het westen van de Provincie Limburg ook lokaal door de Formatie van Diest. Als gevolg hiervan is de formatie in het Waasland maar 30-40 m dik, terwijl ze in de provincie Antwerpen meestal diktes van meer dan 80 m heeft. In het zuidoosten van het voorkomen heeft de formatie eveneens een gereduceerde dikte van 30 m en minder als gevolg van de faciesovergang naar de formaties van Eigenbilzen en Bilzen. Naast deze insnijdingen zien we ook een algemene trend van verdikking richting het noorden tot meer dan 120 m in het uiterste noorden van Vlaanderen.

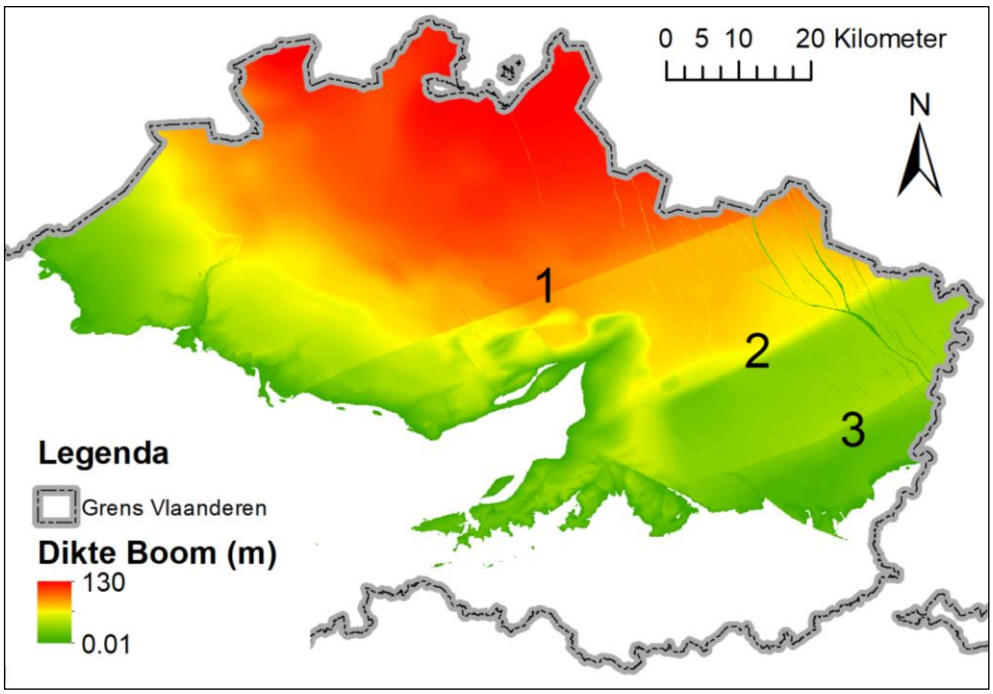
De basis van de Formatie van Boom valt in het noordwesten samen met de top van de Formatie van Zelzate en in het zuidoosten met de top van de Formatie van Bilzen. De top van de Formaties van Zelzate en Bilzen werd bekomen door diktestapelingen vanaf het (deels seismisch gekarteerde) kapstokvlak van de basis van de Formaties van Zelzate (in het noordwesten; zie paragraaf 3.3.4.8) en Sint-Huibrechts-Hern (in het zuidoosten; zie paragraaf 3.3.4.7). De top van de Formatie van Boom valt in het noordwesten samen met de basis van de Formaties van Berchem en Voort (zie paragraaf 3.3.3.9), in het oosten met die van Eigenbilzen (zie paragraaf 3.3.4.3) en in het zuidwesten met die van Bolderberg (zie paragraaf 3.3.3.8). In de H3O-De Roerdalslenk en -De Kempen projecten werden de basis en top van de Formatie van Boom reeds gemodelleerd. Van het H3O-De Roerdalslenk project werd enkel de basis van de Formatie van Boom overgenomen en de top opnieuw samengesteld, terwijl van het H3O-De Kempen project zowel de basis als top werden overgenomen.

De Formatie van Boom wordt onderverdeeld in vier leden, met van oud naar jong de leden van Belsele-Waas, Terhagen, Putte en Boeretang. Deze leden werden binnen de grenzen van de Formatie van Boom gemodelleerd. Hieronder volgt een opsomming van de kenmerken van deze eenheden, hun interpretatie en modellering.

- **Lid van Belsele-Waas**

Tijdens de afzetting van het oudste lid, het Lid van Belsele-Waas, had de zeespiegel nog niet zijn maximale hoogte bereikt: ten zuidoosten van de as Heist-op-den-Berg - Lommel werden in deze periode nog de kustnabije zanden van het Lid van Berg van de Formatie van Bilzen afgezet (Figuur 3-21; Figuur 3-23). Het Lid van Belsele-Waas is algemeen siltig. Als een gevolg van de graduele verdieping van de zeespiegel wordt het lid naar boven toe meer fijnkorrelig. Het pakket heeft een dikte van ongeveer 10 m in het zuiden van het voorkomensgebied en verdikt tot ca. 25 m in het noorden van Vlaanderen. Het Lid van Belsele-Waas werd gekarteerd op basis van hoofdzakelijk interpretaties van boringen met geofysische boorgatmetingen.

Daarbij is de overgang van de onderliggende Formatie van Zelzate naar het Lid van Belsele-Waas niet altijd eenvoudig te maken. In het westen van het voorkomensgebied wordt deze bepaald door een knik richting lagere resistiviteitswaardes en hogere gammastraling (Figuur 3-24). Meer naar het oosten toe - waar Belsele-Waas een meer zandig karakter krijgt - is de grens veel moeilijker herkenbaar en kan ze gemakkelijk verward worden met de grens tussen het Lid van Belsele-Waas en het Lid van Terhagen, waar beide logs opnieuw een knik vertonen. Het Lid van Terhagen onderscheidt zich echter duidelijk van de andere leden door uitgesproken lagere resistiviteitswaardes die bovendien een minder grillig patroon vertonen ten opzichte van het onderliggende Lid van Belsele-Waas (Figuur 3-24).
De basis van het Lid van Belsele-Waas valt samen met de top van de formaties van Zelzate en Sint-Huibrechts-Hern (Figuur 3-21). De top van het Lid van Belsele-Waas werd gemodelleerd op basis van een diktestapeling op deze top van de onderliggende formaties van Zelzate en Sint-Huibrechts-Hern (zie paragraaf 3.3.4.1). De diktekaart werd samen met deze van het lateraal equivalente Lid van Berg van de Formatie van Bilzen opgemaakt. Vervolgens werd op basis van interpretaties van boringen een grens bepaald tussen beide leden (Figuur 3-23). Omwille van de beperkte data-dichtheid rond deze grens, werd deze als verticaal gemodelleerd. Het Lid van Belsele-Waas wordt bedekt door het Lid van Terhagen.



Figuur 3-23. Een overzicht van het voorkomen en de dikte van de Formatie van Boom. In deze dikte zijn een aantal abrupte veranderingen (waarop cijfers zijn geplaatst) langsheen ZW-NO georiënteerde lijnen te observeren. Deze lijnen vallen samen met de locaties van vertandingen van meer kleiige eenheden binnen de Formatie van Boom naar meer zandige eenheden van andere formaties (Bilzen en Eigenbilzen), en dus netto verdunningen van de Formatie van Boom (zie ook Figuur 3-21). 1 = overgang van het Lid van Belsele-Waas (Formatie van Boom) naar het Lid van Berg (Formatie van Bilzen); 2 = overgang van delen van de leden van Putte en Boeretang (Formatie van Boom) naar het onderste deel van de Formatie van Eigenbilzen; 3 = overgang van het Lid van Terhagen (Formatie van Boom) naar de leden van Kleine-Spouwen en Kerniel (Formatie van Bilzen). Door modeltechnische beperkingen en gebrek aan data in de vertandingszone werden overgangen 1 en 3 als verticale grens gemodelleerd, wat de abrupte diktesprongen verklaard.

- **Lid van Terhagen**

Tijdens de afzetting van het Lid van Terhagen bereikte de zeespiegel haar maximale hoogte. Dit lid bestaat uit een bleke grijze zware klei, iets minder siltig dan het bovenliggende Lid van Putte. Er komen twee horizons die rijk zijn aan organisch materiaal in voor en septaria worden regelmatig aangetroffen. In het uiterste zuidoosten van Limburg gaat het Lid van Terhagen over in de leden van Kleine-Spouwen en Kerniel van de Formatie van Bilzen (Figuur 3-19, Figuur 3-21 en Figuur 3-23). Het Lid van Terhagen bedekt zo in het noordwesten het Lid van Belsele-Waas, in het centrum het Lid van Berg van de Formatie van Bilzen en in het uiterste zuidoosten het Lid van Kerniel van de Formatie van Bilzen.
Het Lid van Terhagen heeft een vrij constante dikte die schommelt tussen de 15 en de 20 m, enkel ten westen en ten noorden van de lateraal equivalente leden van Kleine-Spouwen en Kerniel neemt die lokaal toe tot 25 m. Op boringen met geofysische boorgatmetingen wordt het lid gekarakteriseerd door naar boven toenemende gammawaardes en een omgekeerde trend voor de resistiviteit (Figuur 3-24). In het westen van het voorkomensgebied bereiken de gamma- en resistiviteitslogs respectievelijk hun maximale- en minimale waarden op de grens tussen het Lid van Terhagen en het Lid van Putte. Ten zuidoosten van de as Diest-Kinrooi is deze trend minder duidelijk, maar wordt het Lid van Putte gekenmerkt door drie duidelijke gamma-pieken, waarbij de grens met het Lid van Terhagen net onder de onderste gamma-piek gelegd wordt (Figuur 3-22).
De basis van het Lid van Terhagen valt samen met de top van het Lid van Belsele-Waas in het noordwesten en van de Formatie van Bilzen in het zuidoosten. De top van het Lid van Terhagen werd gemodelleerd op basis van een diktestapeling op de basis. De diktekaart die hiervoor opgemaakt werd omvatte initieel ook de diktes van de lateraal equivalente leden van Kleine-Spouwen en Kerniel van de Formatie van Bilzen. Na opmaak van de diktekaarten van deze laatste twee leden, werd de som ervan afgetrokken van de initiële diktekaart van het Lid van Terhagen om de finale diktekaart van dit laatste lid te bekomen (Figuur 3-23). De overgangen van het Lid van Terhagen naar de leden van Kleine-Spouwen en Kerniel van de Formatie van Bilzen zijn - vanwege de beperkte boorsets - weergegeven als verticale grenzen.

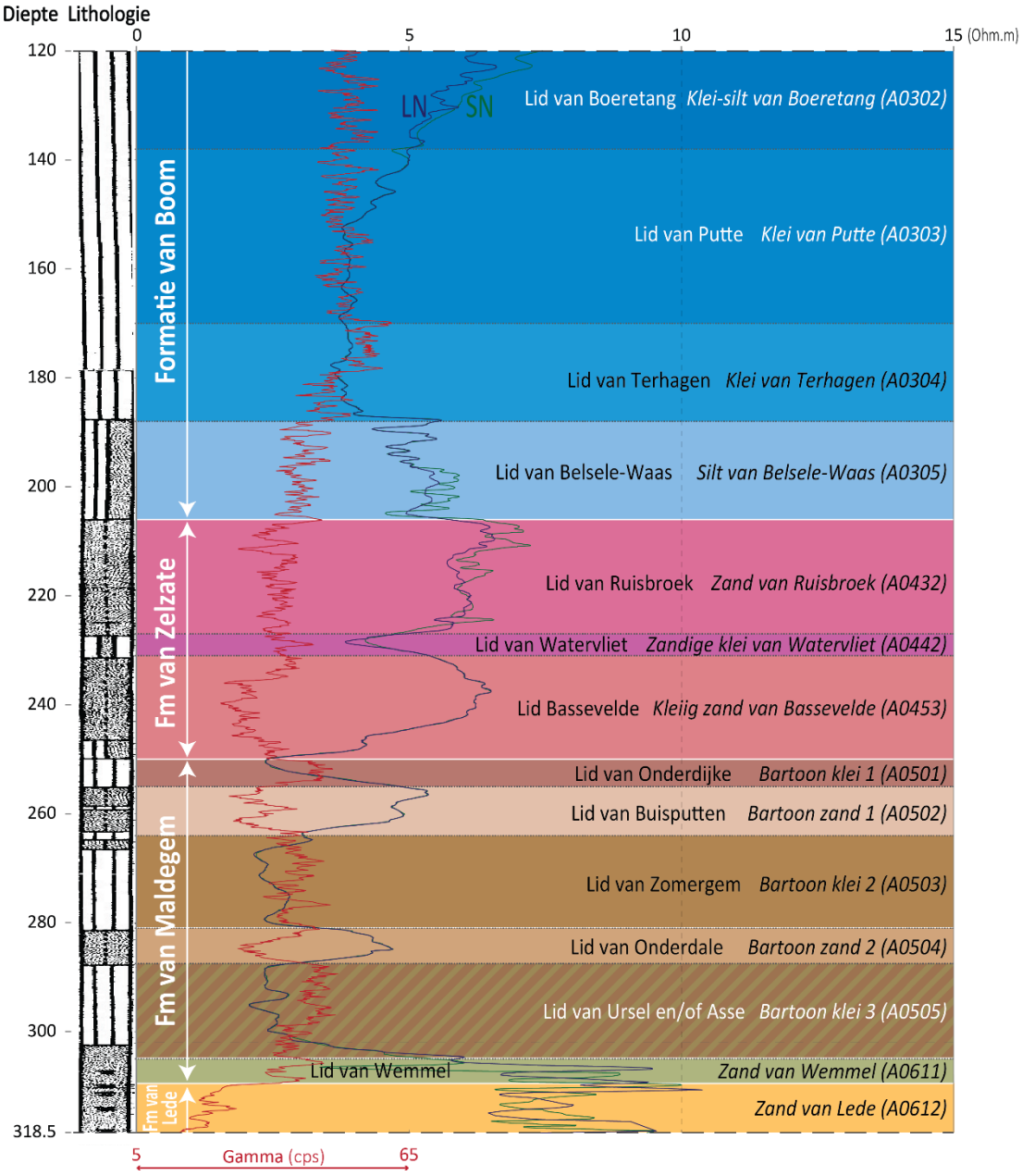
- **Lid van Putte**

De zeespiegel bleef hoog bij de afzettingen van het daaropvolgende Lid van Putte. Kenmerkend voor dit lid is de afwisseling tussen siltige kleilaagjes en zwarte organische lagen. Het heeft algemeen gezien een donkerdere kleur dan het onderliggende Lid van Terhagen. Septaria worden veelvuldig waargenomen. Het lid komt voor in het volledige verbreidingsgebied van de Formatie van Boom en zijn dikte neemt geleidelijk toe van het zuidwesten naar het noordoosten van Vlaanderen, met diktes van meer dan 50 m ten noorden van Turnhout. Echter, ten oosten van de as Diest-Kinrooi vertandt het bovenste deel van het pakket met de Formatie van Eigenbilzen, waardoor het verdunt tot diktes van ongeveer 15 m (Figuur 3-19, Figuur 3-21 en Figuur 3-23). Zoals reeds besproken in paragraaf 3.3.4.3 is deze sprong het gevolg van een toenemende verzanding van de Formatie van Boom van noordwest naar zuidoost.
De boorgatmeting-signatuur van het Lid van Putte verandert van noordwest naar zuidoost. Ten zuidoosten van de as Diest-Bree, waar Putte verdunt tot 15 m, wordt het lid gekenmerkt door een aantal zeer duidelijke gammapieken (Figuur 3-22). De basis van het Lid van Putte wordt dan net onder de onderste gammapiek gelegd. In deze zone rust de Formatie van Eigenbilzen rechtstreeks op het Lid van Putte, en de grens tussen beide pakketten wordt gelegd net boven de bovenste gamma-piek karakteristiek voor het Lid van Putte in dit gebied (Figuur 3-22). In het noordwesten, waar Putte grotere diktes bereikt, wordt de grens tussen het Lid van Terhagen en dat van Putte gelegd op de locatie waar de trend van toenemende gammastraling die karakteristiek is voor het Lid van Terhagen, overgaat in een plateau (Figuur 3-22 en Figuur 3-24). Het bovenste deel van het Lid van Putte wordt regelmatig wat siltiger, waardoor de gammawaardes al lichtjes dalen (Figuur 3-24).

De overgang naar het Lid van Boeretang kan gevonden worden op basis van de karakteristieke signatuur van de resistiviteit van dit laatste lid (Figuur 3-22).
De basis van het Lid van Putte valt samen met de top van het Lid van Terhagen en in het uiterste zuidoosten ook de Formatie van Bilzen. De top van het Lid van Putte werd gemodelleerd op basis van een diktestapeling op de basis (zie paragraaf 3.3.4.1). Daarbij werd - vanwege de beperkte boorsets - de vertanding naar de Formatie van Eigenbilzen op de as Diest-Kinrooi als een abrupte overgang of verdunning richting het zuidoosten gemodelleerd. Zo wordt het Lid van Putte in het zuidoosten bedekt door de Formatie van Eigenbilzen en in het noorden door het Lid van Boeretang. In het uiterste westen wordt het Lid van Putte weggesneden door de formaties van Berchem en Bolderberg.

- **Lid van Boeretang**

Het Lid van Boeretang, tenslotte, werd afgezet als een afwisseling van siltige en kleiige lagen in een progressief ondieper milieu. Het pakket komt voor in het noorden van het voorkomensgebied van de Formatie van Boom waar het een gemiddelde dikte vertoont van 20-25 m. Net als het Lid van Putte vergroft ook dit lid richting het zuidoosten. Hierdoor worden er vanaf een bepaald punt pakketten die chronostratigrafisch dezelfde ouderdom hebben als het lid van Boeretang ingedeeld bij de Formatie van Eigenbilzen, als gevolg van hun lithologische kenmerken.
Door de afwisseling van siltige en kleiige lagen is het Lid van Boeretang herkenbaar op boringen met geofysische boorgatmetingen met een karakteristieke ‘wiggle’ patroon in de resistiviteitsmetingen. De gammastraling van dit pakket daalt meestal naar boven toe. In boorbeschrijvingen is dit lid moeilijker te herkennen. Ten zuidoosten van de as Meerhout-Lommel wordt het karakteristieke wiggle patroon in de resistiviteitsmetingen niet meer waargenomen. Hier werd dan ook het voorkomensgebied van het Lid van Boeretang begrensd. Hierbij dient opnieuw opgemerkt te worden dat specifiek in deze zone er een gebrek is aan hoogkwalitatieve boorgatmetingen, en meer concreet aan boorgatmetingen met resistiviteitsmetingen. Hierdoor kon de zuidoostelijke voorkomensgrens van het Lid van Boeretang momenteel enkel conceptmatig worden ingetekend. De grens tussen het Lid van Boeretang en de Formatie van Eigenbilzen wordt gelegd op een abrupte stijging in resistiviteitswaardes die meestal ook samenvalt met een daling in de gammastraling (Figuur 3-22).
De basis van het Lid van Boeretang valt samen met de top van het Lid van Putte. Deze top was echter niet altijd eenduidig te interpreteren, zelfs op boringen met geofysische boorgatmetingen. De top van het Lid van Boeretang werd gemodelleerd op basis van een diktestapeling op de basis (zie paragraaf 3.3.4.1). De zuidoostelijke voorkomensgrens of de as Meerhout-Lommel werd als een 0-contourlijn in de diktekaart ingebracht. In het oosten wordt het Lid van Boeretang bedekt door de Formatie van Eigenbilzen en in het westen door de Formatie van Berchem die het in westelijke richting afsnijdt. Algemeen verdikt het Lid van Boeretang in noordelijke richting waar het zijn maximale dikte van 36 m bereikt. Door de niet altijd eenduidige interpretatie, de vertanding naar het zuidoosten, de insnijding richting het westen en noordelijke verdikking, heeft het Lid van Boeretang een onregelmatig diktepatroon.



Figuur 3-24. Een volledig geïnterpreteerde boorgatmeting voor de formaties van Boom, Zelzate en Maldegem in boring Brasschaat (DOV-proefnummer: kb7d15e-B342; BGD-nummer 015E0267).

3.3.4.5 FORMATIE VAN BILZEN MET:

- *Lid van Kerniel*
- *Lid van Kleine-Spouwen*
- *Leden van Berg*

De Formatie van Bilzen bestaat uit zand dat centraal gescheiden wordt door klei en werd afgezet gedurende het Rupeliaan in een ondiep marien milieu. Naar het noorden toe verfijnt de Formatie van Bilzen en gaat deze over in de dieper mariene Formatie van Boom (voor locatie zie Figuur 3-23; Figuur 3-21). De ondergrens wordt gevormd door de Formatie van Borgloon in het zuiden van de Provincie Limburg en elders door de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern.

Aan de basis van de Formatie van Bilzen wordt typisch een basisgrind herkend met zwarte silexkeien. Naar het westen toe wordt de eenheid ingesneden door de Formatie van Diest en naar het zuiden toe door het niet-tabulaire Quartair. De Formatie van Bilzen wordt concordant bedekt door de Formatie van Boom.

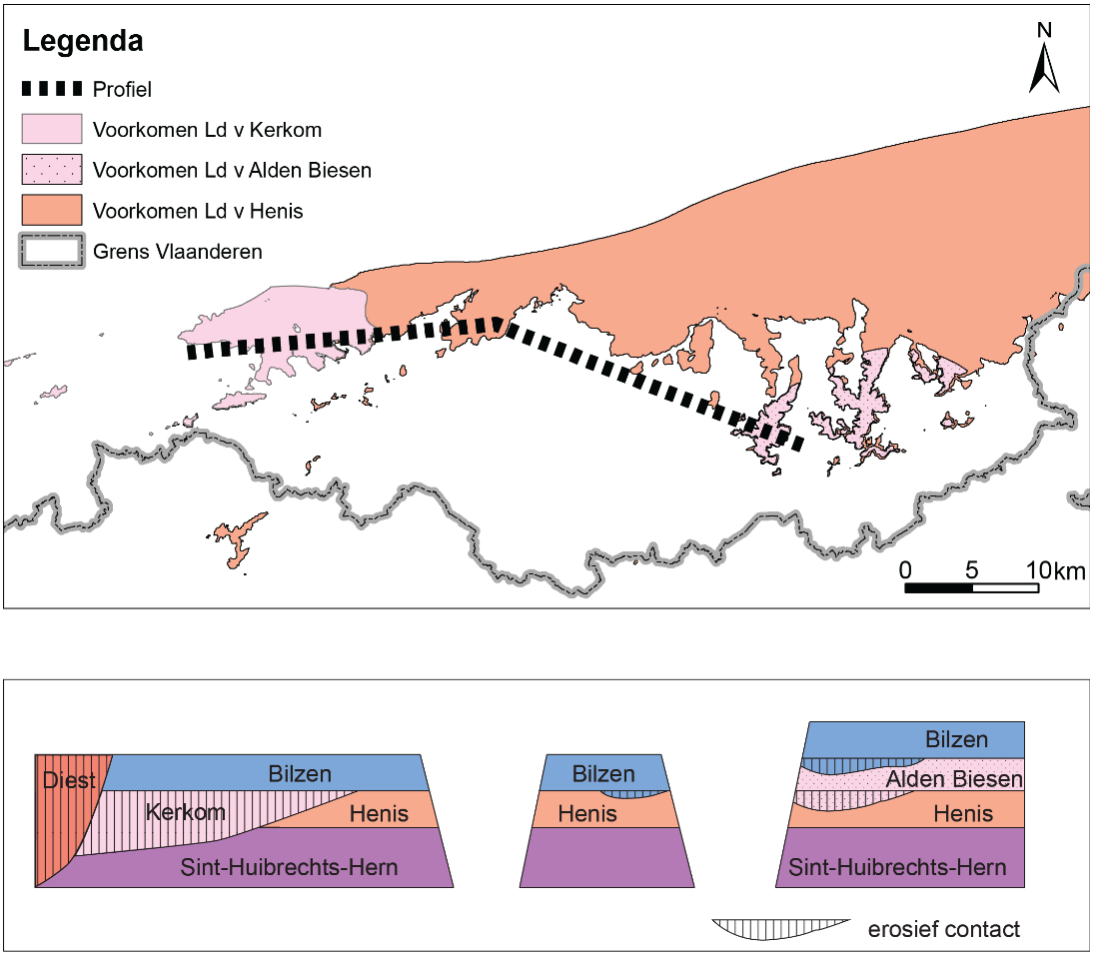
De Formatie van Bilzen wordt ingedeeld in drie leden, met van jong naar oud de leden van Kerniel, Kleine-Spouwen en Berg.
Het **Lid van Kerniel** bestaat uit grijswit tot geel middelmatig zand met een kleiige basis die grind kan bevatten. Op boorgatmetingen wordt dit lid onderscheiden door hogere resistiviteit en lagere gamma-waardes dan de boven- en onderliggende Formatie van Boom en Lid van Kleine-Spouwen (Figuur 3-19). Het kan moeilijk of niet onderscheiden worden van het Lid van Berg zonder de aanwezigheid van de klei van het Lid van Kleine-Spouwen ertussen. Naar het noordwesten toe verfijnt dit lid en gaat het over in de klei van het Lid van Terhagen van de Formatie van Boom (Figuur 3-19, Figuur 3-21 en Figuur 3-23). Het voorkomen is hierdoor beperkt tot zuidoost Limburg. De dikte neemt toe van 5 m in het noorden tot meer dan 10 m in het zuiden. De toename in dikte kan verklaard worden door vergroving van de basis van de bovenliggende Formatie van Boom in zuidoostelijke richting, waardoor het tot het Lid van Kerniel gaat behoren.
Het **Lid van Kleine-Spouwen** bestaat uit groenig bruine tot geelgrijze zandige en schelpenhoudende klei. Op boorgatmetingen wordt dit lid onderscheiden door lagere resistiviteit en hogere gamma-waardes dan de boven- en onderliggende leden van Kerniel en Berg (Figuur 3-19). Naar het noordwesten toe gaat het lid dan ook over in de klei van het Lid van Terhagen van de Formatie van Boom (Figuur 3-19, Figuur 3-21 en Figuur 3-23). Dit lid is moeilijk of niet te onderscheiden van de Formatie van Boom zonder het voorkomen van zand van het Lid van Kerniel erboven. Daarom is ook het voorkomen van deze eenheden heel gelijkaardig aan deze van het Lid van Kerniel, of dus beperkt tot zuidoost Limburg. De dikte van het Lid van Kleine-Spouwen schommelt algemeen rond 5 m.
Het **Lid van Berg** bestaat algemeen uit bleekgrijs soms bruinachtig middelmatig tot halffijn, licht kleiig, lokaal schelpenrijk, glauconiethoudend zand. Op boorgatmetingen wordt de top van dit lid onderscheiden door hogere resistiviteit en lagere gamma-waardes dan zowel het bovenliggende Lid van Kleine-Spouwen als de Formatie van Boom (Figuur 3-19). De ondergrens met de leden van Henis en Alden-Biesen van de Formatie van Borgloon valt samen met een opwaartse toename in de resistiviteitswaardes en afname in gamma-waardes. De ondergrens met het Lid van Neerrepen van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern is minder duidelijk omdat beide gekenmerkt worden door hoge resistiviteit en lage gamma-waardes rond deze grens. Vaak is wel een verlaging in de resistiviteit en subtiele verhoging in de gamma-waardes op te merken op de locatie van de te verwachten grens (Figuur 3-19). Het Lid van Berg komt voor in het zuidoosten van Vlaanderen en heeft daarmee het ruimste voorkomen van de leden binnen de Formatie van Bilzen. Het heeft een dikte die toeneemt van minder dan 5 m in het zuiden tot meer dan 10 m in het noordwesten, waar het lateraal overgaat in het Lid van Belsele-Waas van de Formatie van Boom (Figuur 3-21; Figuur 3-23). Het Lid van Berg heeft lokaal een erosieve basis en bevat ook een basisgrind.

De basis van de Formatie van Bilzen valt samen met de top van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern in het noorden en de Formatie van Borgloon in het zuiden. De top van de Formatie van Bilzen en van de leden erbinnen werd samengesteld door een diktestapeling vanaf de basis naar boven toe (zie paragraaf 3.3.4.1). Ten opzichte van het H3O-De Roerdalslenk model, worden de leden van Kleine-Spouwen en Kerniel nu ook in het Vlaamse deel van de Roerdalslenk gemodelleerd.

3.3.4.6 FORMATIE VAN BORGLOON MET:

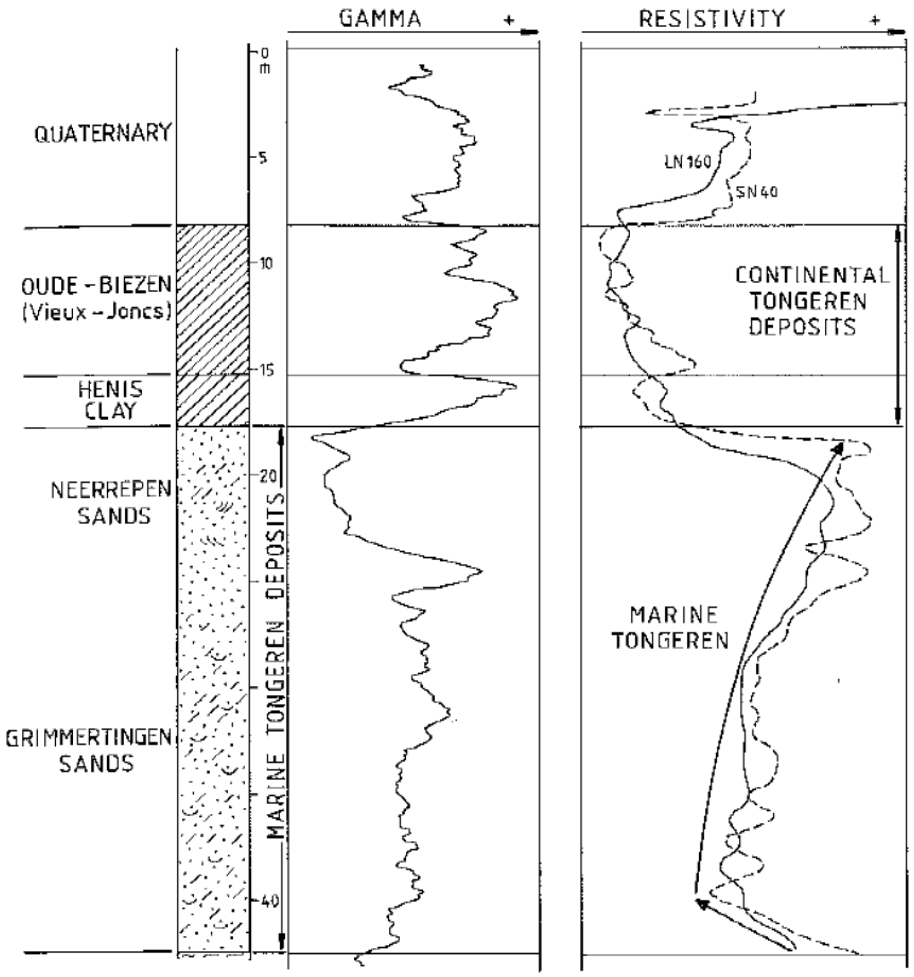
- *Lid van Kerkom*
- *Lid van Alden Biesen*
- *Leden van Henis en Boutersem*

De Formatie van Borgloon omvat continentale en lagunaire (mergelige en lignietrijke) kleien en zanden die afgezet werden tijdens het vroeg Oligoceen bovenop de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern. De grens tussen beide formaties wordt gevormd door een hiaat met bodemvorming ten gevolge van relatieve opheffing. Na deze opheffing begon de zeespiegel opnieuw te stijgen. Strandwallen werden gevormd waarachter zich een lagune vormde (Cadée et al., 1976). In deze rustige sedimentatieomgeving werden de fluvio-mariene kleien van het **Lid van Henis** afgezet. Het Lid van Henis bestaat uit een zwarte vette klei met resten van brakwaterschelpen zoals Cerithium, Cytherea en Cyrena. Af en toe worden zwarte lignietrijke horizonten en kalkige nodulen aangetroffen. Soms wordt de klei ook afgewisseld met grijsgroen fijn micahoudend zand. Onderaan wordt er plaatselijk een groen zand aangetroffen, eveneens duidelijk van continentale oorsprong, dat algemeen als het **Lid van Boutersem** geïnterpreteerd wordt. Vanwege de onduidelijke interpretatie en beperkte dikte, wordt het Lid van Boutersem niet apart, maar samen uitgekarteerd met het Lid van Henis.
Aangezien de dikte van het Lid van Henis groter is dan de maximale diepte van een lagune wordt er verondersteld dat een lichte zeespiegelfluctuatie (Gullentops, 1990) zorgde voor een opeenstapeling van verschillende lagunes.
In dit rustige milieu kon een plotse sedimenttoevoer optreden, bijvoorbeeld door verplaatsing van de riviermondingen, en werden in het oosten grovere riviersedimenten aangebracht van het Lid van Alden Biesen. Het **Lid van Alden Biesen** werd als dusdanig afgezet in erosiegeulen in en bovenop het Lid van Henis (Figuur 3-25). Het bestaat uit wit geelachtig kwartszand, matig tot grofkorrelig vol schelpen (Potamides), enkele laagjes grijswitte compacte mergelige klei en laagjes zwarte klei soms met het uitzicht van schelpenkalk (Kruissink et al., 1978).
In het westen werd ongeveer in dezelfde periode het **Lid van Kerkom** afgezet (Figuur 3-25). Het zijn middelmatige tot grove en soms grindhoudende witte, grijze, paarse of chocoladebruine kwartszanden die gestructureerd zijn in dunne lagen met soms licht eroderende basis en opgebouwd door scheve gelaagdheid. Deze zanden stellen de opvulling voor van een estuarium en eroderen lokaal doorheen het gehele Lid van Neerrepen van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern. Wellicht mondde het Kerkom estuarium in de zee uit niet zover ten noorden van Leuven.



Figuur 3-25. Onderaan: schematische, grofweg west (links)-oost(rechts) georiënteerde doorsnede doorheen de Formatie van Borgloon met weergave van de boven- en onderliggende formaties en de interne leden. Bovenaan: de locatie van het schematische profiel met het gemodelleerde voorkomen van de leden van de Formatie van Borgloon.

In het G3Dv2-model werd de basis van de Formatie van Borgloon gemodelleerd op basis van hoofdzakelijk boringen, waarvan heel wat zonder boorgatmetingen. Voor dit model werd een nieuwe basis van de Formatie van Borgloon opgemaakt op basis van hoofdzakelijk boringen met geofysische boorgatmetingen, lokaal aangevuld met boringen zonder boorgatmetingen. In boorgatmetingen is namelijk het Lid van Henis vaak duidelijk te identificeren (en beter af te lijnen dan in boringen zonder boorgatmetingen) door een lage resistiviteit en hogere gamma-waardes dan de boven- en onderliggende formaties van Bilzen en Sint-Huibrechts-Hern (Figuur 3-19 en Figuur 3-26). Omdat het Lid van Boutersem niet te onderscheiden viel voor dit model, vormde de basis van het Lid van Henis ook algemeen de basis van de Formatie van Borgloon. Enkel in het uiterste westen, waar het Lid van Henis wordt weggesneden door het Lid van Kerkom, valt de basis van de Formatie van Borgloon samen met de basis van dit laatste lid. Het Lid van Alden Biesen wordt steeds bovenop het Lid van Henis aangetroffen.
De boringen duiden erop dat het Lid van Henis de ruimste verspreiding kent en daardoor meestal ook op de meeste plaatsen de top vormt van de Formatie van Borgloon. Enkel in het uiterste zuidelijke voorkomen wordt de top in het westen gevormd door de top van het Lid van Kerkom en in het oosten door de top van het Lid van Alden Biesen.



Figuur 3-26. Boorgatmeting met proefnummer BGD093W0627 met aanduiding van de leden van Henis (HENIS CLAY) en Alden Biesen (OUDE-BIEZEN; zie figuur 17 uit Vandenberghe et al., 1998).

- **Leden van Henis en Boutersem**

De leden van Henis en Boutersem komen steeds voor bovenop (het Lid van Neerrepen van) de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern. Hun voorkomen is echter beperkter dan dit van Sint-Huibrechts-Hern, dat verder naar het noorden en oosten voorkomt. Het Lid van Henis werd gemodelleerd op basis van een diktestapeling op de top van het Lid van Neerrepen (zie paragraaf 3.3.4.1). Het heeft daarbij een dikte die oploopt van 1 m in het noorden tot 8 m in het zuidoosten.

- **Lid van Alden Biesen**

Het Lid van Alden Biesen komt steeds voor bovenop het Lid van Henis van de Formatie van Borgloon. Het voorkomen van het Lid van Alden-Biesen is echter beperkt tot het zuidoostelijke voorkomen van het Lid van Henis. Dit voorkomen situeert zich min of meer boven de depressie in de basis van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern of top van de Krijtgroep (zie paragraaf 3.3.4.7) en zou er daarom door beïnvloed kunnen zijn geweest.
Het Lid van Alden Biesen werd gemodelleerd op basis van een diktestapeling op de top van het Lid van Henis (zie paragraaf 3.3.4.1). De diktes schommelen daarbij tot maximum 9 meter.

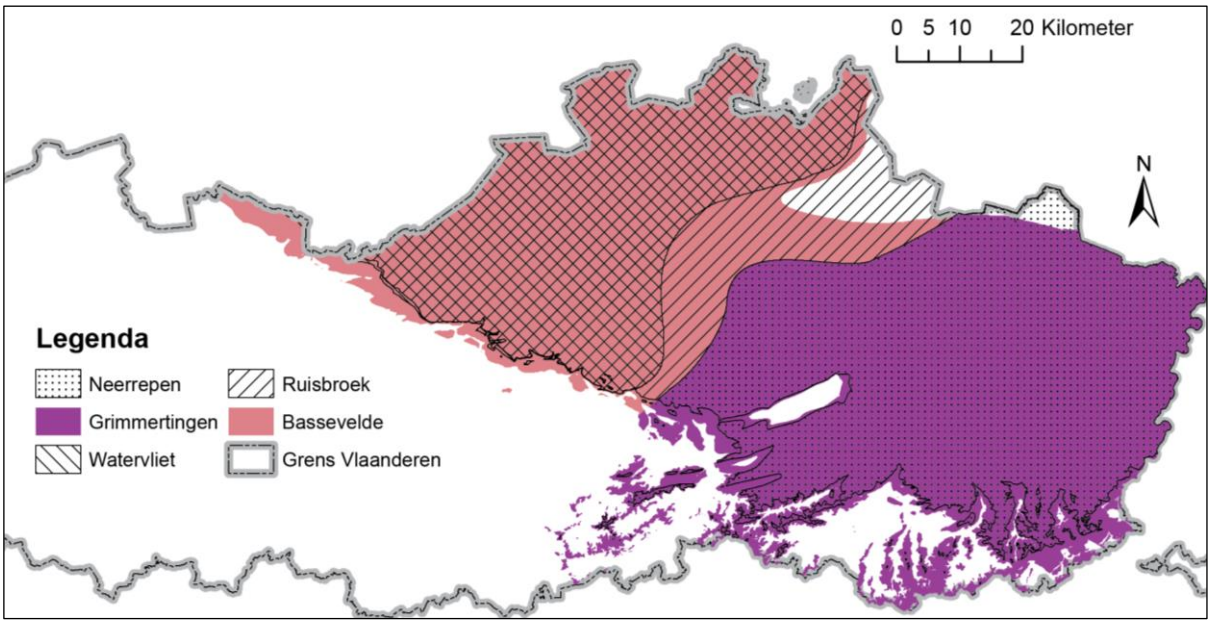
- **Lid van Kerkom**

Het Lid van Kerkom snijdt lokaal in in het Lid van Henis van de Formatie van Borgloon en het Lid van Neerrepen van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern, waardoor de basis grotendeels overeenkomt met de top van de onderliggende Formatie van Sint-Huibrechts-Hern. Omdat de zanden van het Lid van Kerkom gelegen zijn tussen andere zanden (van de formaties van Bilzen en Sint-Huibrechts-Hern), is de interpretatie ervan echter niet altijd eenduidig, wat de modellering van de eenheid sterk bemoeilijkte.
Op basis van boringen werd eerste een diktekaart van het Lid van Kerkom gemaakt. De diktes schommelen daarbij tot een maximum van 13 m. Omdat het een lokaal sterk erosieve eenheid is, werd deze diktekaart afgetrokken van de basis van de Formatie van Bilzen om de basis van het Lid van Kerkom te bekomen.

3.3.4.7 FORMATIE VAN SINT-HUIBRECHTS-HERN MET:

- *Lid van Neerrepen*
- *Lid van Grimmertingen*

De Formatie van Sint-Huibrechts-Hern bestaat uit fijne tot zeer fijne zanden die dikwijls glauconiethoudend, glimmerrijk en onderaan kleirijk zijn. Ze werd gedurende het onderste Oligoceen afgezet in een ondiep marien milieu in het oosten van Vlaanderen, als oostelijk equivalent van de Formatie van Zelzate in het westen van Vlaanderen (zie paragraaf 3.3.4.8; zie Figuur 3-27). In het zuiden wordt de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern afgesneden door het niet-tabulaire Quartair en in het westelijke deel van het voorkomen door de geulvormige basis van de Formatie van Diest.
De Formatie van Sint-Huibrechts-Hern bestaat uit twee leden: het Lid van Neerrepen bovenaan en het Lid van Grimmertingen onderaan. Beide leden komen in het gehele voorkomen van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern voor. Het **Lid van Neerrepen** bestaat uit een fijn groenig zand met veel glimmers met een gradueel toenemende dikte van 5 m in het zuidoosten tot 14 m in het noorden. Het **Lid van Grimmertingen** bestaat uit een zeer fijn glauconiethoudend en glimmerhoudend zand. Onderaan wordt dit lid beduidend kleirijker en aan de basis is soms een basisgrind van zwarte silexen terug te vinden. Het Lid van Grimmertingen is afwezig in het uiterste noordoosten van Vlaanderen en kent een geleidelijke verdikking vandaaruit tot meer dan 20 m in het zuidoosten van Vlaanderen. Op boorgatmetingen stijgt de resistiviteit algemeen van de basis naar de top van het Lid van Grimmertingen (zie Figuur 3-19 en Figuur 3-26). Het Lid van Neerrepen wordt dan weer gekenmerkt door hoge resistiviteitswaardes en - behalve de basis - lage gamma-waardes (zie Figuur 3-19 en Figuur 3-26).
De Formatie van Sint-Huibrechts-Hern snijdt in zuidoostelijke richting progressief oudere Paleogene eenheden af. In het zuidoosten van de Provincie Limburg snijdt het ook in het bovenste gedeelte van de Krijtgroep in. Hier vult de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern daarenboven enkele dolines in de Krijtgroep op. Als gevolg van deze sterke afwisseling van onderliggende lagen, waarbij de zanden van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern lokaal boven andere gelijkaardige zanden voorkomen, is de basis van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern niet altijd eenvoudig consistent te karteren in boringen zonder geofysische boorgatmetingen. Door correlaties tussen boorgatmetingen en de identificatie van de typische signatuur van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern, is de basis van deze eenheid veel eenduidiger te identificeren.



Figuur 3-27. De voorkomensgebieden van de leden van de formaties van Zelzate en Sint-Huibrechts-Hern.

Omdat de basis van Sint-Huibrechts-Hern en dus ook de basis van het Lid van Grimmertingen een belangrijke discordantie vormt, werd deze binnen het seismische bedekte gedeelte van Vlaanderen gemodelleerd op basis van hoofdzakelijk seismische data, ondersteund door boringen (zie paragraaf 2.4). Buiten het seismische bedekte deel werd deze basis opgemaakt op basis van boringen. De leden van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern werden gemodelleerd op basis van een diktestapeling op deze basis (zie paragraaf 3.3.4.1).
In het H3O-De Kempen gebied werden de basis en top van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern overgenomen uit de daarin gemodelleerde overeenkomstige basis en top van de “Combinatie van vroeg Oligocene zanden”. Door deze overname zitten er in de dikte van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern en met name het Lid van Neerrepen in het noordoosten van het voorkomen of in de regio Overpelt onrealistisch hoge diktes (tot 25 m): zie Aandachtspunt 2.3 in Bijlage F.
In het H3O-De Roerdalslenk project werd de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern onder dezelfde naam gemodelleerd. Naar het noorden van dit modelgebied wordt de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern in het H3O-De Roerdalslenk project echter weggesneden door de Formatie van Bilzen. Omdat we afsnijding in dergelijke mate echter niet terugvinden op andere plaatsen in Vlaanderen, hebben we de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern hier aangepast (door de diktes van de leden ervan bij de basis van de Formatie van Bilzen op te tellen) zodat het niet meer afgesneden wordt door de Formatie van Bilzen. Zodoende werd in het noorden van het H3O-De Roerdalslenk gebied een nieuwe basis en top voor de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern bekomen.

In Matthijs et al. (2007) werd in de top van de Krijtgroep en door Deckers et al. (2013) ook in de basis van Sint-Huibrechts-Hern een grootschalige inzakking van ongeveer 15 m vastgesteld net ten oosten van de stad Tongeren. Ook op gravimetrische kaarten springt deze zone in het oog als een cirkelvormige depressie. Matthijs et al. (2007) beargumenteren drie scenario’s (breukwerking, instortingsholte en een paleo-klif) die deze inzakking zouden kunnen verklaren. Voor het huidige model werd conceptmatig besloten om een groot deel van deze inzakking op te vullen met sedimenten van het Lid van Grimmertingen, dat daardoor het sterkst verdikt in deze inzakking (tot 46 m). Desondanks is er ook nog in de top van Sint-Huibrechts-Hern een duidelijke verdieping op te merken boven deze inzakking.

3.3.4.8 FORMATIE VAN ZELZATE MET:

- *Lid van Ruisbroek*
- *Lid van Watervliet*
- *Lid van Bassevelde*

De Formatie van Zelzate bestaat uit lokaal kleiige, glauconiethoudende zanden die werden afgezet gedurende het einde van het Eoceen en het begin van het Oligoceen in een overwegend ondiep marien milieu in het noorden en noordwesten van Vlaanderen (zie Figuur 3-27). De formatie heeft een dikte van ca. 40-50 m in het noordwesten van Vlaanderen en verdunt richting het noordoosten naar diktes van 20 m.
Het **Lid van Bassevelde** werd afgezet in een ondiep marien milieu als fijn groengrijs glauconiethoudend zand dat vaak schelpenfragmenten en mica's bevat. Er komen af en toe kleilenzen in voor en soms wordt een basisgrind aangetroffen. Tijdens de Priaboniaan 'Pyreneese inversiefase' (zie Figuur 1-3), werden de oudste sequenties van het Lid van Bassevelde afgezet in het westen van Vlaanderen, terwijl het oosten van Vlaanderen progressief werd opgeheven in oostelijke richting of naar de Roerdalslenk toe (Vandenberghe et al., 2004). Een nieuwe transgressie gaf vervolgens aanleiding tot de afzetting van de jongste sequentie van het Lid van Bassevelde over het grootste deel van westelijk Vlaanderen, die naar het oosten toe overgaat in het Lid van Grimmertingen van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern (Figuur 3-21). Omwille van deze tektonische evolutie verdikt het Lid van Bassevelde, dat een gemiddelde dikte kent van 20 m, algemeen in noordelijke en westelijke richting. In het grootste deel van het voorkomensgebied bevindt het Lid van Bassevelde zich discordant op het Lid van Onderdijke van de Formatie van Maldegem (zie paragraaf 3.3.5.2). In het uiterste oostelijke deel van het voorkomensgebied (waar het Lid van Onderdijke geërodeerd werd) is het ook gelegen bovenop oudere sequenties van de Formatie van Maldegem. Het Lid van Bassevelde komt voor ten noorden van Mechelen tussen Sint-Laureins in het westen en Mol in het oosten van Vlaanderen. Via een NO-ZW georiënteerde as tussen Bonheiden en Mol gaat het Lid van Bassevelde lateraal over naar de zanden van het Lid van Grimmertingen van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern (Figuur 3-27). Op boorgatmetingen is de basis van het Lid van Bassevelde meestal nauwkeurig te onderscheiden wanneer het bovenop het Lid van Onderdijke van de Formatie van Maldegem gelegen is. Het wordt hierbij gekenmerkt door een terugval van de gamma, en een stijging in de resistiviteit (Figuur 3-24). In de regio rond Niel – Kontich – Sint-Katelijne-Waver ontbreekt deze jongste eenheid van de Formatie van Maldegem en is de ondergrens van het Lid van Bassevelde veel minder eenduidig.

Het kleiige **Lid van Watervliet** werd afgezet in ondiep mariene omstandigheden tijdens het vroegste Oligoceen. Het betreft een afwisseling van donkergroene glauconiet- en micahoudende kleiige sedimenten met een dikte van 2 tot 5 m. Net als het lid van Bassevelde wigt het Lid van Watervliet uit richting het oosten. Het komt niet meer voor ten oosten van Sint Katelijne-Waver in het zuiden en Oud-Turnhout in het noorden (Figuur 3-27). Door de kleiige signatuur, is het Lid van Watervliet goed te herkennen op boorgatmetingen door een terugval in de resistiviteitssignatuur. Een hogere (dan omliggende pakketten) gammastraling wordt vaak, maar niet altijd herkend in dit pakket (Figuur 3-24).

De afzettingen van het **Lid van Ruisbroek** vangen aan tijdens een daling van de relatieve zeespiegel. De siltige basis van dit pakket, dat in de literatuur soms apart benoemd werd als het zogenaamde '*Wintham silt*' (Vandenberghe, 2003), werd afgezet in een lagunair milieu. Hierna steeg de relatieve zeespiegel opnieuw tijdens een grote transgressiefase die eerst zorgde voor afzetting van het ondiep mariene deel van het Lid van Ruisbroek en vervolgens de dieper mariene Formatie van Boom.

Het Lid van Ruisbroek wordt, net als de andere eenheden van de Formatie van Zelzate, dunner en zandiger richting het oosten, waar het afzettingsmilieu minder diep was en de aanvoer van zandig materiaal hoger. Het gaat daarom in oostelijke richting over in het Lid van Neerrepen van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern (Figuur 3-27). Het Lid van Ruisbroek bestaat uit lichtgroen-grijs zand met vaak oesterachtige schelpen en is (vooral aan de basis) glauconiethoudend. Aan de basis komen soms kalksteenconcreties voor. Het Lid van Ruisbroek is gemiddeld 15 tot 20 m dik. Naar boven toe gaat het Lid van Ruisbroek over in het Lid van Belsele-Waas van de Formatie van Boom. Deze grens wordt biostratigrafisch gekenmerkt door de overgang van nannoplankton zone NP22 naar NP23 (Vandenberghe, 2004). Lithologisch gezien is het Lid van Belsele-Waas siltiger dan het Lid van Ruisbroek, met onderaan fijne glauconiethoudende laagjes. In het oosten wordt het Lid van Belsele-Waas zandiger, om uiteindelijk over te gaan in het zandige Lid van Berg van de Formatie van Bilzen. In deze regio is de grens tussen het Lid van Ruisbroek en het Lid van Belsele-Waas vaak moeilijk te bepalen.
Op boorgatmetingen is de signatuur van het Lid van Ruisbroek niet altijd eenduidig. De grens met de Formatie van Boom kan herkend worden aan een opwaartse ‘knik’ richting lagere resistiviteitswaardes en hogere gammawaarden, karakteristiek voor het Lid van Belsele-Waas (Figuur 3-24). Echter, in het oosten van het voorkomensgebied en in het Waasland wordt het Lid van Belsele-Waas zandiger en is de grens vaak moeilijk herkenbaar. Hierdoor kan ze gemakkelijk verward worden met de grens tussen het Lid van Belsele-Waas en het Lid van Terhagen van de Formatie van Boom, waar beide parameters opnieuw een knik vertonen. Het Lid van Terhagen kan echter onderscheiden worden doordat de resistiviteit in deze eenheid zeer laag is en duidelijk een minder grillig patroon vertoont ten opzichte van het onderliggende Lid van Belsele-Waas. De geofysische signatuur van het Lid van Ruisbroek is verder erg heterogeen, met bijvoorbeeld in het Waasland een uitgesproken vergroving in de onderste helft en een verfijning in de bovenste helft van het pakket op basis van de resistiviteit (bv.: boring Sint-Niklaas, DOV-proefnummer: B/4-0036, BGD-code: 042W0365). Verder noordelijk van deze boringen is dit patroon afwezig.

Voor het G3Dv2-model werd de basis van de Formatie van Zelzate samen gekarteerd met de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern als één modeleenheid. Ook in het H3O-De Kempen project werden beide eenheden niet onderscheiden maar samen gekarteerd onder de term ‘Combinatie van Vroeg Oligocene zanden”.
Voor dit model worden beide formaties wel onderscheiden en ook verder ingedeeld in leden. Hierbij werd gestart van de basisrasters van de Formatie van Zelzate uit het G3Dv2-model en H3O-De Kempen model. Dit laatste model werd overgenomen, terwijl de basis van het eerste model hierop werd aangesloten en verder werd geoptimaliseerd op basis van boorgatmetinginterpretaties.
Eens de basis van de Formatie van Zelzate finaal was, werden de verschillende leden erbinnen bekomen door een diktestapeling vanaf deze basis (zie paragraaf 3.3.4.1).

3.3.5. EOCENE EENHEDEN

3.3.5.1 ALGEMENE GEOLOGISCHE ACHTERGROND, METHODIEK VAN MODELLEREN EN GEBRUIKTE CONCEPTEN

Na een relatieve zeespiegeldaling volgend op de afzetting van de Formatie van Hannut, begon de zeespiegel terug te stijgen aan het begin van het 'Paleocene – Eocene Thermal Maximum' (een periode van snelle globale opwarming en de warmste periode van de laatste 100 miljoen jaar). Tijdens deze stijging werd de Formatie van Tienen afgezet in een lagunair tot fluviatiel milieu dat zich uitstrekt over het noorden en westen van Vlaanderen en in een langgerekte noordoost georiënteerde geul die loopt van de regio Tienen tot het noorden van de Provincie Limburg.
De zeespiegel blijft stijgen en vervolgens worden de mariene kleien van de Formatie van Kortrijk afgezet, die voorkomen over een groot gedeelte van Vlaanderen, met uitzondering van de Provincie Limburg. Meer naar het oosten en zuidoosten toe wordt het zandgehalte in de kleien belangrijker naar boven toe dankzij een relatieve opheffing van het zuidoosten van Vlaanderen. Zo worden de zanden van de Formatie van Mons-en-Pévèle als zuidelijk en oostelijk lateraal equivalent afgezet van het centrale deel van de Formatie van Kortrijk. Deze opheffing zet zich verder door tijdens de afzettingen van de formaties van Tielt en Hyon. Dit leidt ertoe dat de relatieve zeespiegel sterker daalt in het zuiden, waardoor er daar periodes van non-depositie optreden, terwijl in het noordwesten nog een vrij continue afzettingssequentie aanwezig is.
De Formatie van Gentbrugge werd afgezet in een ondiep marien milieu en bestaat onderaan uit klei en wordt grover naar boven toe. Na de afzetting van de Formatie van Gentbrugge trad een zeespiegeldaling op, waarbij erosie optrad die zorgde voor de uitschuring van grote valleien die tijdens de volgende midden Eocene transgressie ingevuld werden met de ondiep mariene afzettingen van de Formatie van Aalter in het westen en de Formatie van Brussel in het oosten. In het uiterste westen zijn de oudste afzettingen van de Formatie van Aalter kleiig (Lid van Beernem). Mogelijk zijn de zanden van het Lid van Vlierzele uit de Formatie van Gentbrugge ook al (deels) gerelateerd aan de invulling van deze geulen – en trad de zeespiegeldaling dus vroeger op, maar de exacte afzettingsomstandigheden zijn nog onduidelijk.
Na de afzetting van de Formatie van Brussel trad opnieuw een zeespiegeldaling op die zorgde voor erosie, waarna bij langzame transgressie de mariene zanden van de Formatie van Lede werden afgezet in het noorden van België. Tijdens het laat Eoceen werd tenslotte de Formatie van Maldegem afgezet in het noorden van België, opgebouwd een afwisseling van mariene kleien en zanden als gevolg van cyclische zeespiegelfluctuaties.

De Eocene eenheden werden reeds voor het G3Dv2-model gemodelleerd op formatieniveau binnen Vlaanderen. Voor het huidige model werden de Eocene formaties deels aangepast en deels opnieuw gemodelleerd, hoofdzakelijk op basis van volgende argumenten:

- Er wordt een nieuw breukenmodel gebruikt in het oosten van Vlaanderen (zie paragraaf 3.2).
- Buiten de boringen wordt er ook gesteund op het gebruik van seismische data om de modellering van de basissen van de formaties van Zelzate en Sint-Huibrechts-Hern (die de top vormen bovenaan de Eocene eenheden; zie paragraaf 2.4) in het oosten van Vlaanderen.
- De resultaten van het grensoverschrijdende H3O-De Kempen project worden geïntegreerd en lokaal ook aangepast of verder gedetailleerd (invulling in leden) in het oosten van Vlaanderen. De integratie van de delen van de Eocene eenheden binnen en buiten het breukengebied alsook binnen en buiten het H3O-De Kempen modelgebied staat toegelicht in paragraaf 2.7.

Hierdoor vertonen de nieuwe modellen van de Eocene eenheden vooral in het oosten van Vlaanderen (binnen het breukengebied) lokaal grote verschillen met deze uit het G3Dv2-model.

Voor het huidige model werden de Eocene formaties (buiten de H3O-modelgebieden) in hoofdlijn op twee verschillende manieren gemodelleerd:

- Het onderste deel van dit interval, of de formaties van Kortrijk, Mons-en-Pévèle, Tielt en Hyon werden met behulp van een diktestapeling op de basis van de Formatie van Kortrijk gemodelleerd (voor methodiek zie paragraaf 2.6). De basis van de Formatie van Kortrijk vormt namelijk een geologisch belangrijke grens die ook goed in boringen te identificeren valt door het grote lithologische contrast dat erop plaatsvindt. De bovenliggende formaties werden verder ook conform afgezet bovenop elkaar en deze basis. Zo werden diktekaarten voor de verschillende leden binnen de formaties opgemaakt en bij elkaar opgeteld. De top van het oudste lid vormt daarbij de basis van het jongere lid. De top van het bovenste lid van de oudste formatie vormt daarbij de basis van de jongere formatie waarop verder gestapeld kan worden met leden.
- Het bovenste deel van dit interval, of de formaties van Gentbrugge, Aalter, Brussel, Lede en Maldegem, werden in diepte gemodelleerd. Voor deze dieptekaarten op te maken werd gesteund op de bestaande dieptemodellen van diezelfde eenheden uit het G3Dv2-model. Deze bestaande modellen werden lokaal aangepast aan (her)interpretaties van hoofdzakelijk boringen met geofysische boorgatmetingen (voor methodiek zie paragraaf 2.5).

Na de hermodellering van de formatiegrenzen, werden sommigen formaties ingedeeld in leden. De modellering van de leden op basis van de formatiegrenzen staat toegelicht in paragraaf 2.6.

Tabel 3-4 geeft een overzicht van waaruit de verschillende Eocene eenheden opgebouwd werden.

Bij de kartering van de Eocene eenheden werden een aantal geologische concepten aangehouden:

- De eenheden hellen en verdikken algemeen in noordelijke tot noordoostelijke richting.
- De eenheden werden in het oosten opgebroken door breuken.
- De eenheden worden afgesneden door het niet-tabulaire Quartair alsook de Oligocene formaties van Zelzate en Sint-Huibrechts-Hern en lokaal zelfs de Neogene Formatie van Diest.

Tabel 3-4. Overzicht van de verschillende G3Dv3-modeleenheden van Eocene ouderdom. De cijfers in de kolom "Oorsprong" duiden op de manier waarop de basisrasters van de corresponderende eenheden tot stand kwamen: ofwel door aanpassing of overname van de bestaande G3Dv2-, H3O-De Kempen of HCOV-modellen, ofwel nieuw gemodelleerd (zie kolom "Opmaak basisrasters").

Formatie G3D	Lid G3D	Oorsprong
Maldegem	Onderdijke	4
	Buisputten	4
	Zomergem	4
	Onderdale	4
	Ursel	4
	Asse	3 + 4
	Wemmel	1 + 3
Lede		1
Brussel		1 + 3
Aalter	Oedelem	1
	Beernem	1 + 4
Gentbrugge	Vlierzele en Aalterbrugge	4
	Pittem	4
	Merelbeke	1 + 3
Hyon en Gentbrugge	Egem en Kwatrecht	4
Tielt en Hyon	Egemkapel	4
	Kortemark en Mont-Panisel	4
Mons-en-Pévèle		4
Kortrijk	Aalbeke	4
	Roubaix	4
	Orchies	1 + 4
	Mont-Héribu en Het Zoute	1 + 3 + 4
Tienen	Knokke	3 + 4
	Loksbergen en Dormaal	1 + 4

Opmaak basisrasters
1 = Aanpassing G3Dv2-model
2 = H3O-De Roerdalslenk
3 = H3O-De Kempen
4 = Volledig nieuw (G3Dv3)

3.3.5.2 FORMATIE VAN MALDEGEM MET:

- *Lid van Onderdijke*
- *Lid van Buisputten*
- *Lid van Zomergem*
- *Lid van Onderdale*
- *Lid van Ursel*
- *Lid van Asse*
- *Lid van Wemmel*

De Formatie van Maldegem bestaat uit een afwisseling van zand- en kleipakketten die tijdens het midden en laat Eoceen werden afgezet in een ondiep marien milieu in het noordwesten van Vlaanderen. De dikte neemt algemeen toe in noordelijke richting waar het meer dan 75 m bereikt. Ten oosten van de regio Antwerpen wordt de Formatie van Maldegem naar het zuidoosten toe geleidelijk aan afgesneden door de bovenliggende formaties van Zelzate (in het westelijke en centrale voorkomen) en Sint-Huibrechts-Hern (in het uiterste zuidoostelijke voorkomen). Hierdoor is de Formatie van Maldegem afwezig in het zuidoosten van het Bekken van de Kempen. Naar het zuiden toe wordt de Formatie van Maldegem afgesneden door het niet-tabulaire Quartair.

De formatie wordt opgesplitst in een aantal hoofdzakelijk zandige en hoofdzakelijk kleiige eenheden die (verticaal) geleidelijk in elkaar overgaan.
Het onderste **Lid van Wemmel** bestaat uit grijs glauconiethoudend fijn zand, met toenemend kleigehalte naar boven toe, waar het overgaat in het Lid van Asse. Op geofysische boorgatmetingen wordt het Lid van Wemmel onderscheiden door hogere resistiviteitswaardes dan de bovenliggende leden van de Formatie van Maldegem en hogere waardes van de gamma-staling dan de onderliggende Formatie van Lede (Figuur 3-24). De dikte van het Lid van Wemmel is eerder gering (4 à 5 m), maar kan tot 10 m oplopen. Kenmerkend is het voorkomen van specifieke nummulieten (*Nummulites wemmelensis, Nummulites orbignyi*), tezamen met meer algemeen voorkomende nummulieten (*Nummulites variolarius en Nummulites laevigatus*) die vermoedelijk herwerkt zijn uit onderliggende lagen.
Het bovenliggende **Lid van Asse** bestaat uit glauconiethoudende klei dat aan de basis gekenmerkt wordt door het voorkomen van een zeer glauconietrijk grof zand of ook wel “Bande Noire” genoemd. Op geofysische logs is deze “Bande Noire” goed te herkennen door de hoge uitslag van de gammastraling. Op resistiviteitslogs wordt het Lid van Asse herkend door naar onder toe geleidelijk aan stijgende waardes.
Het **Lid van Ursel** bestaat uit een homogene, grijsblauwe klei die weinig kalk- of glauconiethoudend is. De dikte schommelt tussen 8 à 10 m in het zuiden en loopt op tot 14 m in het noordelijke voorkomen. Op geofysische logs wordt het Lid van Ursel gekenmerkt door uniforme hoge gammastraling en lage resistiviteitswaardes. De grens met het Lid van Asse wordt gelegd op een toename in de resistiviteitswaardes.
Het bovenliggende **Lid van Onderdale** bestaat uit donkergrijs, lemig, fijn, glauconiet- en micahoudend zand. De dikte schommelt meestal rond 5 m, maar neemt sterk toe tot meer dan 10 m in het oosten van de Provincie Antwerpen. Op geofysische logs valt het duidelijk op door een lagere gammastraling en hogere resistiviteitswaardes dan de kleien van de boven- en onderliggende leden van Zomergem en Ursel (Figuur 3-24).
Het **Lid van Zomergem** bestaat net zoals het Lid van Ursel uit grijsblauwe klei die weinig kalk- of glauconiethoudend is. Het wordt daarom op geofysische logs gekenmerkt door uniforme hoge gammastraling en lage resistiviteitswaardes (Figuur 3-24). De dikte neemt toe van 10 m of minder in het zuiden tot 20 m in het noordelijke voorkomen.

Het daaropvolgende **Lid van Buisputten** bestaat uit donkergrijs, lemig, fijn, glauconiet- en micahoudend zand dat lokaal meer kleihoudend kan zijn. De dikte schommelt rond 5 m in het zuiden tot 8 m in het noorden. Op geofysische logs valt het duidelijk op door een lagere gammastraling en hogere resistiviteitswaardes dan de kleiige boven- en onderliggende leden van Onderdijke en Zomergem (Figuur 3-24).
Het bovenste **Lid van Onderdijke** bestaat uit grijsblauwe klei die in de top organisch materiaal kan bevatten. Het bereikt een dikte van 10 m in het westelijke voorkomen en wordt van daaraf geleidelijk aan afgesneden in oostelijke richting. Op geofysische logs wordt het gekenmerkt door hoge gammastraling en lage resistiviteitswaardes (Figuur 3-24). Omdat het zeer dun wordt naar het oosten toe is het daar soms moeilijk onderscheidbaar van het kleiige Lid van Watervliet van de bovenliggende Formatie van Zelzate.

In het modelgebied van H3O-De Kempen werd de basis van het Lid van Asse reeds uitgekarteerd op basis van hoofdzakelijk seismische data. De basis van de Formatie van Maldegem werd hier bekomen door de dikte van het Lid van Wemmel op basis van boringen met geofysische boorgatmetingen van de basis van het Lid van Asse af te trekken.
Ten westen daarvan of in het Bekken van de Kempen, werd de basis van de Formatie van Maldegem reeds gemodelleerd voor het G3Dv2-model. Op basis van het gebruik van hoofdzakelijk geofysische boorgatmetingen werd deze bestaande basis van de Formatie van Maldegem lokaal aangepast (voor methodiek, zie paragraaf 2.5). Het topvlak van de Formatie van Maldegem valt samen met de (deels seismisch) gemodelleerde basissen van de formaties van Zelzate en Sint-Huibrechts-Hern (zie paragrafen 3.3.4.7 en 3.3.4.8).
Na modellering van de formatiegrenzen, werden op basis van interpretaties van boringen met geofysische boorgatmetingen diktekaarten voor de verschillende leden van de Formatie van Maldegem aangemaakt. Deze diktekaarten namen post-depositionele erosie (door de basissen van de formaties van Zelzate en Sint-Huibrechts-Hern of het niet-tabulaire Quartair) niet in rekening. Initieel werden daarbij de leden van Asse en Wemmel (vanwege hun vaak moeilijke onderscheid in boringen) samengenomen tot één diktevlak. Binnen dit diktevlak werden de diktes van beide leden verder onderscheiden door middel van een proportieraster van het Lid van Wemmel (voor methodiek van opmaak van proportierasters, zie paragraaf 2.6).
De diktes van de leden werden vervolgens vanaf de basis van de Formatie van Maldegem per eenheid opgestapeld naar boven toe. De bovenste modeleenheid, of het Lid van Onderdijke, werd zo gevormd door het verschil tussen de som van de diktes van de onderliggende leden en de dikte van de Formatie van Maldegem (voor methodiek van diktestapeling, zie paragraaf 2.6).
Net ten noorden van de Vlaamse grens of in de regio van de Voorkempen, kent de Formatie van Maldegem een sterke verdikking omdat de isohypsen van de bovenliggende formatie van Zelzate hier een verschillend patroon kennen dan deze van de basis van de Formatie van Maldegem. Dit afwijkend diktepatroon werd ook verdeeld over de meeste leden van de Formatie van Maldegem: zie Aandachtspunt 2.4 in Bijlage F.

3.3.5.3 FORMATIE VAN LEDE

De Formatie van Lede is opgebouwd uit fijn kalkrijk en heel licht glauconiethoudend zand waarin verschillende (veelal drie) kalkzandsteenniveaus voorkomen. Deze zandstenen zijn ook gekend als Balegemse steen en werden vroeger gebruikt als bouwstenen. De Formatie van Lede bevat veel fossielen, met typisch het soms massale voorkomen van Nummulites variolarius. Lokaal wordt de Formatie van Lede grover naar onderen toe. Aan de basis van de Formatie van Lede komt een grindlaag voor, vaak omschreven als rijstkorrelgrind, met daarin veel herwerkte fragmenten van typische elementen (fossielen, gesteentefragmenten) uit de onderliggende formaties van Brussel of Aalter.

De Formatie van Lede werd afgezet in een ondiep marien milieu gedurende het midden Lutetiaan (ongeveer 46 Ma) (Neal & Hardenbol, 1998, King, 2016; Vandenberghe, 2004; Houthuys, 2011) na een hiaat van ongeveer 2 Ma. Ook tussen de Formatie van Lede en de bovenliggende Formatie van Maldegem zit een hiaat van enkele miljoenen jaren.
In ontsluiting en wanneer ze niet ontkalkt is, is de Formatie van Lede meestal goed te herkennen, onder andere door de aanwezigheid van grote hoeveelheden Nummulites variolarius. In spoelboringen is de Formatie van Lede en diens basisgrind niet altijd duidelijk te onderscheiden. In het noordelijke voorkomen lijkt het basisgrind ook vaak gewoon te ontbreken in de boringen. Dit zorgt ervoor dat het onderscheid met de onderliggende Formatie van Brussel niet altijd eenvoudig te maken is in het noorden van het Bekken van de Kempen.

Voor de modellering van de Formatie van Lede is buiten het breukengebied uitgegaan van de basis ervan die reeds gemodelleerd werd voor het G3Dv2-model. Deze bestaande basis werd afgetoetst aan de interpretaties van de boringen met boorgatmetingen en, waar nodig, hieraan aangepast (voor methodiek, zie paragraaf 2.5). De Formatie van Lede komt voor tot in het modelgebied van H3O-De Kempen. Binnen H3O-De Kempen werd de Formatie van Lede evenwel niet afzonderlijk gemodelleerd. Ze maakt daarin deel uit van het 'Complex van Vroeg tot Late Eocene zanden', die naast de Formatie van Lede ook nog de zanden van het Lid van Wemmel uit de Formatie van Maldegem, de Formatie van Brussel en het Lid van Vlierzele uit de Formatie van Gentbrugge omvatten. Er werd daarom binnen dit 'Complex van Vroeg tot Late Eocene zanden' een bijkomende grens gemodelleerd voor de basis van de Formatie van Lede en aangesloten aan het model ten westen van H3O-De Kempen, zodat opnieuw een volledig gebiedsdekkend raster van de Formatie van Lede werd bekomen.

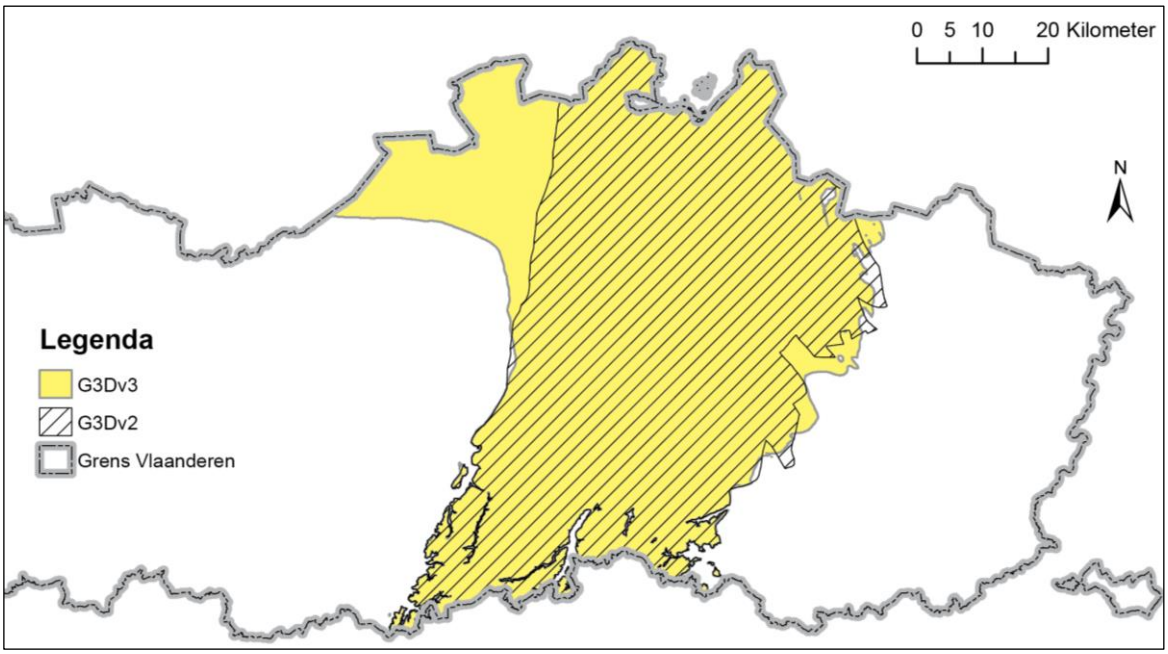
In vergelijking met het G3Dv2-model is het voorkomen van de Formatie van Lede regionaal aangepast. In het westen is het voorkomen westwaarts uitgebreid op kaartblad 39W. Op basis van onderzoek in boringen Ursel en Maldegem werd reeds in het verleden gesteld (De Breuck, 1989; Fobe, 1997) dat Lede verder zuidwestelijk was terug te vinden dan klassiek aangenomen. Deze nieuwe inzichten werden echter niet verder vertaald in interpretaties van boringen en bij karteringen. Voor het huidige model is, op basis van de correlaties tussen verschillende boorgatmetingen in de regio, beslist om deze interpretaties wel te volgen en het voorkomen richting het zuidwesten uit te breiden.
In het zuidoosten (regio Diest, Bekkevoort, Scherpenheuvel-Zichem) is het voorkomensgebied van de Formatie van Lede daarentegen ingeperkt. In deze regio bevinden zich op beperkte afstand van elkaar drie boorgatmetingen (076W0361 tot 076W0363) die ook uitvoerig beschreven zijn. In eerste instantie werd hier door M. Dusar de Formatie van Lede bovenop de Formatie van Brussel herkend, wat later betwist werd door R. Houthuys die het fijnkorrelige facies ook toeschrijft aan de Formatie van Brussel (zie BGD-dossier 076W0361 (Dusar) en bijhorend addendum (Houthuys)). De Formatie van Lede lijkt niet meer aanwezig volgens de boorgatmetingen (geen verandering in resistiviteit op verondersteld contact en hoogste resistiviteit en laagste gamma-waardes bovenaan), waardoor voor het huidige model de visie van R. Houthuys wordt gevolgd. Dit resulteert in het noordwaarts opschuiven van de voorkomensgrens van de Formatie van Lede ten opzichte van het G3Dv2-model.

De Formatie van Lede wordt niet ingedeeld in leden. Fobe en Spiers (Fobe, 1992) hebben in het verleden wel gewerkt aan een opdeling van de Formatie van Lede op basis van verschillende faciessen, maar dit heeft niet geleid tot het introduceren van leden.

3.3.5.4 FORMATIE VAN BRUSSEL

De Formatie van Brussel bestaat uit homogene of kruisgelaagde, mariene zanden die in het centrum en noorden van Vlaanderen werden afgezet (Figuur 3-28). De zanden zijn over het algemeen glauconiethoudend en kalkrijk en hun korrelgrootte kan variëren van fijn tot grof. Glauconiet komt meer voor in de grove fractie, voornamelijk in het oosten en noordoosten; terwijl het zand kalkrijker wordt naargelang de korrelgrootte fijner wordt. Lokaal kan de Formatie van Brussel ontkalkt zijn. Binnen de gekruiste gelaagdheden kunnen kleilenzen voorkomen. Aan de basis kan grind voorkomen, maar dit is zeker niet overal het geval. Binnen de Formatie van Brussel komen ook kalkzandsteenlagen voor, waarvan sommige zandstenen ook veelvuldig gebruikt werden in historische bouwwerken (als bekendste de Gobertange zandsteen). De Formatie van Brussel bevat weinig macrofossielen. Aan de top komt soms een zone voor met Nummulites laevigatus, maar vaak zijn hiervan slechts restanten terug te vinden in het basisgrind van de bovenliggende Formatie van Lede. De Formatie van Brussel werd afgezet in langgerekte geulvormige uitschuringen (oriëntatie ZZW-NNO) die voornamelijk in het dagzoomgebied zeer uitgesproken (enkele tientallen meter diep) kunnen zijn (Houthuys, 2011 en 1990). Verder bekkenwaarts of naar het noorden toe wordt deze geulvorming veel minder uitgesproken of verdwijnt ze, maar werd ze toch nog herkend op seismische lijnen tot de regio Herentals - Kwaadmechelen (De Batist & Versteeg, 1999).
De Formatie van Brussel is van laat Ieperiaan tot vroege Lutetiaan ouderdom en daarom tijdsequivalent van de Formatie van Aalter en zelfs nog deels van het Lid van Vlierzele uit de Formatie van Gentbrugge. De exacte relatie met deze meer naar het westen voorkomende afzettingen is niet volledig duidelijk, maar het is wel duidelijk dat de Formatie van Brussel althans in de regio Antwerpen jonger moet zijn dan de Formatie van Aalter omdat in een beperkt aantal boringen in de regio Antwerpen de eerste voorkomt boven de laatste (Figuur 3-30).

De Formatie van Brussel is officieel wel ingedeeld in leden, maar deze vijfledige indeling (Chaumont-Gistoux, Bois-de-la-Houssiere, Archennes, Diegem, Neerijse; Houthuys & Fobe, 1988) heeft in de praktijk nooit voldoende ingang gevonden. Deze indeling is vooral bruikbaar voor ontsluitingen, maar is te moeilijk toepasbaar op boringen. Binnen het huidige model wordt dan ook niet gewerkt met de lid-indeling zodat enkel de formatie geïnterpreteerd en gemodelleerd wordt. Recent zijn er binnen de Subcommissie Neogeen en Paleogeen van de NCS (Houthuys, R., Vandenberghe, N., Matthijs, J., 2017 & 2018) nieuwe pogingen ondernomen om de Formatie van Brussel in te delen. In een eerste versie van voorstel werden een aantal leden voorgesteld (2017), later (2018) bijgestuurd tot het gebruik van ‘units’ omdat de indeling niet voldoet aan de voorwaarden om te spreken van leden (de manier waarop de verschillende eenheden boven elkaar kunnen voorkomen strookt niet met de definitie van lithostratigrafische superpositie).



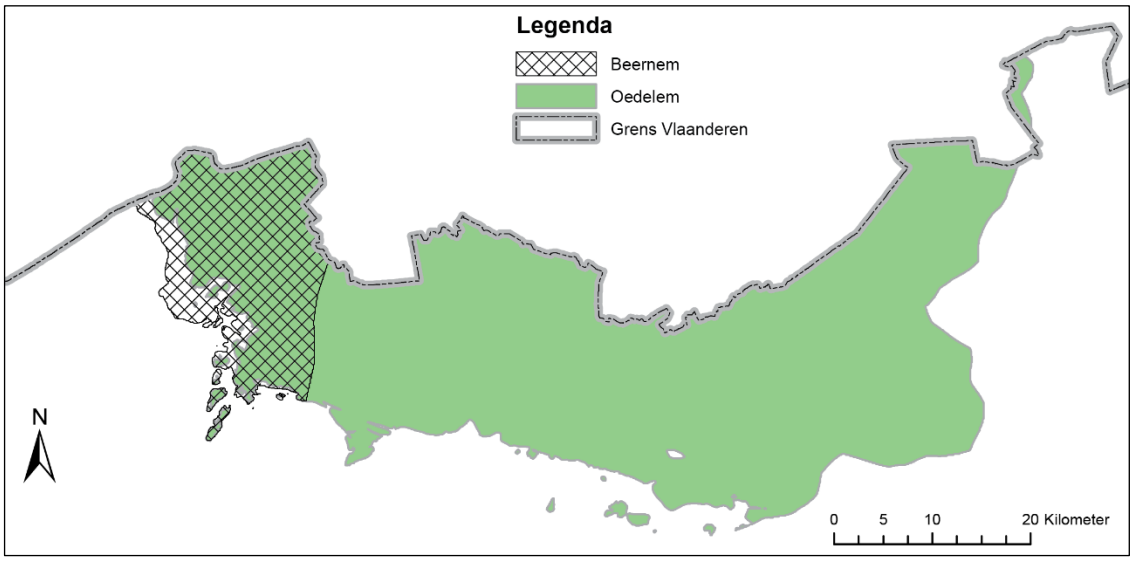
Figuur 3-28. De voorkomensgebieden van de Formatie van Brussel volgens het huidige model ("G3Dv3" in de legenda) en volgens het G3Dv2-model ("G3Dv2" in de legenda).

In het ontsluitingsgebied werd het basisraster van het G3Dv2-model overgenomen. Verder bekkenwaarts werd het basisvlak opnieuw gemodelleerd. Bij de loginterpretaties en -correlaties voor het huidige model is namelijk gebleken dat in het Bekken van de Kempen de basis van de Formatie van Brussel in het verleden niet correct werd gelegd. In het G3Dv2-model werd de basis van de Formatie van Brussel in de boringen in het Bekken van de Kempen te laag gelegd, rond het niveau waar nu de grens tussen de leden van Vlierzele en Pittem uit de onderliggende Formatie van Gentbrugge wordt gelegd (zie ook paragraaf 3.3.5.6). Daardoor wordt de basis van de Formatie van Brussel nu tot 25 m hoger geïnterpreteerd dan in het G3Dv2-model (zie Figuur 3-30). Daarnaast is de Formatie van Brussel nu verder naar het westen gemodelleerd (tot ten westen van regio Antwerpen) op basis van correlaties tussen boringen met geofysische boorgatmetingen (zie Figuur 3-28).
Binnen het H3O-De Kempen project werd de basis van de Formatie van Brussel niet afzonderlijk gemodelleerd, maar is ze onderdeel van de 'Combinatie van vroeg tot late Eocene zanden'. De oudste eenheid binnen deze modeleenheid uit H3O-De Kempen zijn de zanden van het Lid van Vlierzele uit de Formatie van Gentbrugge. De Formatie van Gentbrugge wigt echter uit onder de Formatie van Brussel in het modelgebied van H3O-De Kempen. Daar waar de Formatie van Gentbrugge niet meer voorkomt, komt de basis van de 'Combinatie van Vroeg tot Late Eocene zanden' dus overeen met de basis van de Formatie van Brussel. Binnen het H3O-De Kempen project werd daarom eerst de basis en top van de Formatie van Gentbrugge en de basis en top van het Lid van Vlierzele bepaald. De toprasters werden vervolgens gebruikt als basisraster voor de Formatie van Brussel. Buiten het voorkomensgebied van de Formatie van Gentbrugge werd de basis van de 'Combinatie van vroeg tot late Eocene zanden' overgenomen als basis voor de Formatie van Brussel.

3.3.5.5 FORMATIE VAN AALTER MET:

- *Lid van Oedelem*
- *Lid van Beernem*

De Formatie van Aalter werd afgezet in het midden Eoceen (laat Ieperiaan en vroege Lutetiaan) als estuariene en kustnabije sedimenten. Traditioneel wordt het voorkomen van de Formatie van Aalter beperkt tot het noorden van de Provincie West-Vlaanderen en het westen van de Provincie Oost-Vlaanderen. Verder naar het oosten zijn er ook nog wel enkele boringen waarin de Formatie van Aalter herkend wordt, zoals boringen Doel en Kallo (DOV-proefnummers: subcropBM-014E0240 en BGD014E0355). De connectie tussen het continue westelijke voorkomen en de boringen verder oostelijke kon echter niet gemaakt worden in het G3Dv2-model. Op basis van de (her)interpretaties van boringen met geofysische boorgatmetingen voor deze studie blijkt echter dat de Formatie van Aalter ook in de tussenliggende zone met voldoende mate van zekerheid kan herkend worden. Hierdoor wordt het voorkomensgebied van de Formatie van Aalter nu uitgebreid ten opzichte van dat van het G3Dv2-model tot ten oosten van de stad Antwerpen. Het voorkomen van de Formatie van Aalter volgens dit project is weergegeven in Figuur 3-29.
Het is in boringen (met of zonder geofysische boorgatmetingen) niet altijd duidelijk of bepaalde pakketten toebehoren aan de Formatie van Aalter of aan de onderliggende Formatie van Gentbrugge (zie paragraaf 3.3.5.6). Dit is zeker het geval wanneer het om een dun interval gaat dat rechtstreeks in contact staat met de niet-tabulaire Quartaire eenheden of wanneer er bij de interpretatie van de boorgatmeting geen dieperliggende informatie mee in overweging kan worden genomen voor correlatie met omliggende boorgatmetingen.



Figuur 3-29. De voorkomensgebieden van de leden van de Formatie van Aalter in het noordwesten van Vlaanderen.

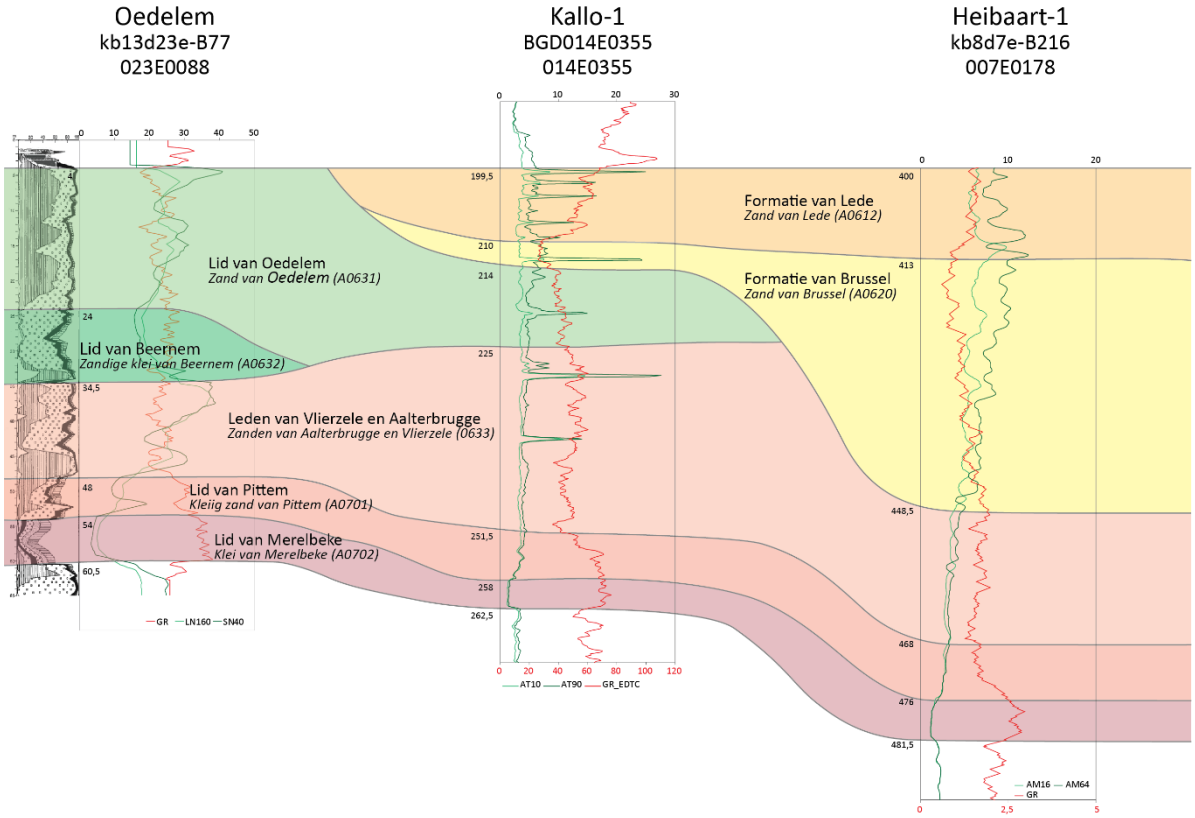
De Formatie van Aalter vangt lokaal aan met de afzetting van het **Lid van Beernem**. Dit lid bestaat hoofdzakelijk uit grijsgroen glauconiethoudend kleiig fijn zand. Er komen bandjes fijnzandige klei in voor en aan de basis kan lokaal wat fijn schelpgruis voorkomen.

De overgang naar het onderliggende Lid van Aalterbrugge of het Lid van Vlierzele uit de Formatie van Gentbrugge wordt gekenmerkt door de aanwezigheid van wat humeus materiaal en soms ook door de aanwezigheid van grof kwartszand (bijvoorbeeld in boring Oedelem (DOV-proefnummer: kb13d23e-B77; BGD-code: 023E0088; zie Figuur 3-30).
Een ander typerend kenmerk is de aanwezigheid van veldsteenstukken die lokaal veelvuldig voorkomen, zowel verspreid doorheen de afzettingen of opeengestapeld in dunne veldsteenbanken. Traditioneel wordt het voorkomensgebied van het Lid van Beernem omschreven als een golfvormige strook in de regio Brugge-Loppem. Bij de (her)interpretatie van boringen met geofysische boorgatmetingen voor deze studie bleek het Lid van Beernem ook verder naar het noorden vervolgbaar. In het noorden van het voorkomen - regio Damme, Knokke-Heist – bereikt het Lid van Beernem zijn maximale dikte van ongeveer 17 m.

Tijdens een transgressie werd het **Lid van Oedelem** afgezet bovenop het Lid van Beernem in een estuarien tot lagunair milieu. Het is in hoofdzaak een grijs, fijn zand dat gekenmerkt wordt door een aantal belangrijke fossielhorizonten. Ook komen er regionaal tot drie kalkzandsteenbanken in voor. De opbouw van het Lid van Oedelem is algemeen als volgt (hoewel niet alle delen overal voorkomen):

- Een onderste zone met weinig schelpen, waarbij de schelpeninhoud toeneemt naar boven toe. Het bestaat uit grijsgroen tot olijfgroen, glauconietrijk (zeer) fijn zand dat lokaal kleihoudend is.
- Daarboven komt een zone voor die zeer fossielrijk is met van onder naar boven:
    - Een zone met Venericardia sulcata aizyensis;
    - Een interval met Megacardita planicosta lerichei, die kunnen gegroepeerd zijn in een massieve bank;
    - Een interval met Turritella solanderi, die als echte schelpenbanken gegroepeerd kunnen zijn. Het is aan dit specifieke interval dat de historische naam ‘sables d’Aeltre à Turritelles’ ontleend is;
    - Een bovenste zone met weinig tot geen Turritella meer.

De indeling van de Formatie van Aalter in de leden van Beernem en Oedelem is enkel mogelijk in het westen van het voorkomensgebied. Naast het verdwijnen van het Lid van Beernem, worden bepaalde typische kenmerken van het Lid van Oedelem ook naar het oosten toe onduidelijker of minder uitgesproken of verdwijnen bepaalde kenmerkende horizonten. Het is daarom onzeker of het Lid van Oedelem nog aanwezig is in het oostelijke voorkomen van de Formatie van Aalter. Op basis van microfossielinhoud zijn er echter wel aanwijzingen volgens Van Simaeys (1999) dat er tijdens de afzetting van het Lid van Beernem in het westen ook meer oostwaarts (boring Hijfte – DOV-proefnummer: B/4-0085, BGD-code: 040E0373) afzetting was, maar dan van meer zandige sedimenten die daar ondergebracht zijn bij het Lid van Oedelem. Hierdoor worden voor deze studie alle afzettingen uit de Formatie van Aalter die niet tot het Lid van Beernem behoren, toegewezen aan het Lid van Oedelem.



Figuur 3-30. Correlatie van boorgatmetingen van west naar oost die de relatie weergeeft tussen de verschillende leden van de Formatie van Gentbrugge en de afzettingen van de Zenne Groep. De granulometrische log van boring Oedelem (DOV-proefnummer: kb13d23e-B77) is ontleend aan Geets, 2001.

De modellering van de leden van de Formatie van Aalter gebeurde volgens volgende methodiek:

- Op basis van de informatie van de boringen met geofysische boorgatmetingen werd een voorkomensgrens voor het Lid van Beernem bepaald door de zone af te bakenen waar dit lid werd geïnterpreteerd en de zone waarin dit lid niet meer kon worden herkend en waar de volledige Formatie van Aalter als Lid van Oedelem werd beschouwd.
- Daarna werd op basis van de data uit de geofysische boorgatmetingen een diktekaart opgesteld voor het Lid van Beernem (voor methodiek zie paragraaf 2.5.3.3). Er werd voor geopteerd om de dikte te modelleren in plaats van proporties tussen het Lid van Beernem en het Lid van Oedelem te bepalen om de beperkte dataset voor het Lid van Beernem zo maximaal mogelijk in te zetten. De resulterende diktekaart werd vergeleken met de diktekaart van de Formatie van Aalter voor het huidige model om op die manier het dagzoomgebied voor het Lid van Beernem te bekomen. Binnen het dagzoomgebied werd vervolgens de geïnterpoleerde dikte vervangen door de dikte van de Formatie van Aalter.
- De resulterende diktekaart werd tenslotte opgeteld bij de basis van de Formatie van Aalter. Op die manier werd de top van het Lid van Beernem vastgelegd, wat tevens ook de basis van het Lid van Oedelem is, daar waar het Lid van Beernem voorkomt. Deze basis werd gecombineerd met de basis van de Formatie van Aalter waar deze alleen uit het Lid van Oedelem is opgebouwd om op die manier de basis, top en dikte van het Lid van Oedelem te bekomen.

Bij de kartering van de Formatie van Aalter en diens leden werden een aantal geologische concepten aangehouden:

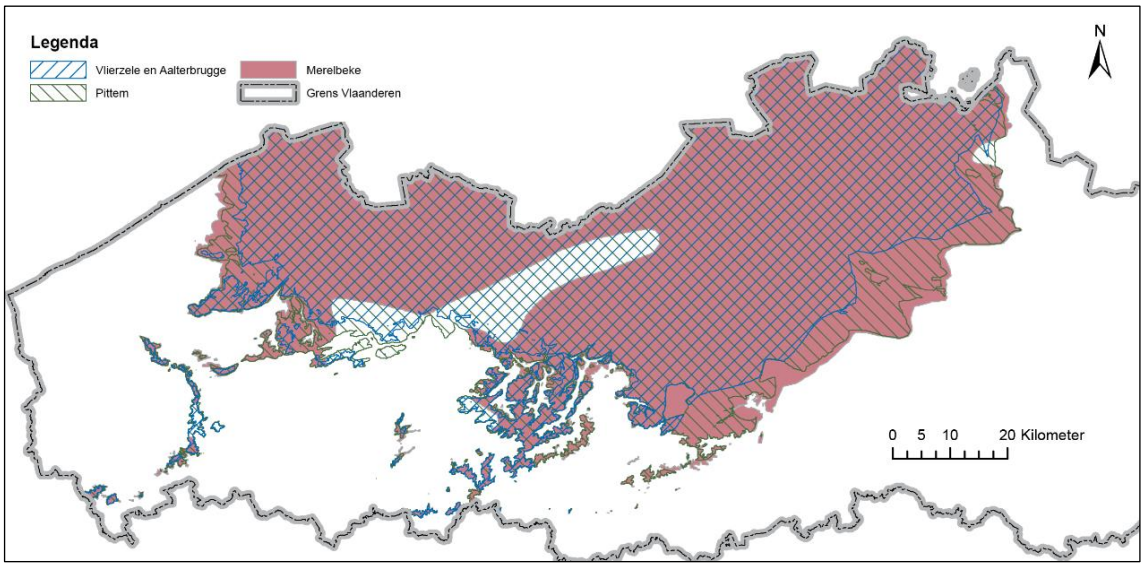
- Deze eenheid komt voor in het noorden van de provincies West- en Oost-Vlaanderen en in het westen van de provincie Antwerpen.
- In het zuiden komen nog restanten van deze eenheid voor op hogergelegen heuvels.
- In het westen kan er een duidelijk onderscheid gemaakt worden in het Lid van Beernem en het Lid van Oedelem
- Waar het Lid van Beernem niet onder zijn typische vorm voorkomt wordt de volledige formatie beschouwd als zijnde opgebouwd uit het Lid van Oedelem. Dit is, op basis van het onderzoek van Van Simaeys (1999), vermoedelijk een simplificatie van de werkelijkheid. Het onderscheid werd in dat onderzoek echter voornamelijk gebaseerd op biostratigrafische data. Dit type data is echter zo schaars dat het niet mogelijk is om zijn hypothese te verifiëren, laat staan te modelleren.

3.3.5.6 FORMATIE VAN GENTBRUGGE MET:

- *Leden van Vlierzele en Aalterbrugge*
- *Lid van Pittem*
- *Lid van Merelbeke*

De Formatie van Gentbrugge werd afgezet tijdens het late Ieperiaan (vroeg Eoceen) als jongste formatie binnen de Ieper Groep. Het betreft mariene afzettingen, gaande van klei aan de basis dat hogerop overgaat in kleiig zand en tenslotte zand met lokaal aan de top kenmerken van continentale invloed (ligniet, houtfragmenten). De Formatie van Gentbrugge komt voor als een continu pakket in de ondergrond van het noorden van de Provincies West-Vlaanderen, Oost-Vlaanderen en Antwerpen (Figuur 3-31). Ten zuiden daarvan komt het als discontinu pakket voor in de resterende topografisch hogergelegen zones.

De basis van de Formatie van Gentbrugge werd reeds voor het G3Dv2-model gemodelleerd. Dit bestaande basisraster werd gebruikt en lokaal aangepast aan nieuwe inzichten uit hoofdzakelijk boringen met geofysische boorgatmetingen (voor methodiek zie paragraaf 2.5).
In vergelijking met het G3Dv2-model wordt de Formatie van Gentbrugge in het huidige model tot iets verder oostwaarts gemodelleerd (Turnhout-Ravels), waar het nog in enkele boringen (met geofysische boorgatmetingen) geïdentificeerd werd. Verder bleek uit de herinterpretaties van de boringen met geofysische boorgatmetingen dat de top van de Formatie van Gentbrugge of basis van de Formatie van Brussel systematisch te laag geïnterpreteerd was in het G3Dv2-model (zie ook paragraaf 3.3.5.4). Logcorrelaties voor het huidige model hebben uitgewezen dat het Lid van Vlierzele uit de Formatie van Gentbrugge in het G3Dv2-model als onderdeel van de Formatie van Brussel werd beschouwd (zie Figuur 3-30). Dit heeft als gevolg dat de top van de Formatie van Gentbrugge in het huidige model tot 25 m hoger kan liggen in het Bekken van de Kempen ten opzichte van het G3Dv2-model. Met name de dikte van de Formatie van Gentbrugge is daardoor fel onderschat in het G3Dv2-model (< 10m in het G3Dv2-model ten opzichte van 30-35 m in het huidige model). Binnen het modelgebied van H3O-De Kempen komt de basis van de Formatie van Gentbrugge overeen met modeleenheid ‘Kleiig deel van Gentbrugge’. Op basis van de analyse van de boringen met geofysische boorgatmetingen lijkt de Formatie van Gentbrugge verder zuidelijk voor te komen dan gemodelleerd werd in het H3O-De Kempen project. Daarom werd het rasters uit H3O-De Kempen hierop aangepast.



Figuur 3-31. De voorkomensgebieden van de leden van de Formatie van Gentbrugge.

Traditioneel vangt de Formatie van Gentbrugge aan met de afzetting van het Lid van Merelbeke. Sinds de herziening van de sedimenten van de Ieper Groep door de NCS in 2017 is echter ook het Lid van Kwatrecht onderdeel geworden van de Formatie van Gentbrugge. Het betreft hier een complex van groen glauconiet- en glimmerhoudend zand en zandige kleien, dat lokaal voorkomt tussen het Lid van Merelbeke en het Lid van Egem van de Formatie van Hyon. Het heeft een beperkte dikte, zoals 5m in het parastratotype van boring Zemst-Weerde (DOV-proefnummer: BORZEMST; BGD-code: 073E0359). Het Lid van Kwatrecht wordt herkend in boringen ten westen en ten noorden van Brussel, maar over de precieze relatie met de afzettingen van de formaties van Tielt, Hyon en Gentbrugge rest nog veel onduidelijkheid. Gezien de recente timing van invoering van dit lid als onderdeel van de Formatie van Gentbrugge is de interpretatie - en bijgevolg ook de modellering - ervan nog niet meegenomen in het huidige model. Volgens de huidige interpretaties zijn de afzettingen van het Lid van Kwatrecht daarom niet apart onderscheiden binnen de Formatie van Gentbrugge, maar samen met het Lid van Egem binnen de formatie van Hyon en Gentbrugge uitgekarteerd (zie paragraaf 3.3.5.7).

Het **Lid van Merelbeke** bestaat uit een mariene, compacte (siltige) klei met aanwijzingen voor sporadische zoetwater invloed onder de vorm van dunne zandlenzen met organisch materiaal. Doordat het een compacte kleilaag is, is deze meestal ook zeer goed te herkennen in boringen. Het Lid van Merelbeke komt voor over het grootste gedeelte van het voorkomensgebied van de Formatie van Gentbrugge, maar lokaal kan het ontbreken. Dit is het geval in het uiterste zuidoosten en oosten van het voorkomensgebied en centraal in Oost- en West-Vlaanderen (Figuur 3-31). Het is op basis van de informatie uit de geofysische boorgatmetingen niet altijd duidelijk waaraan deze afwezigheid te wijten is: ofwel is er nooit afzetting geweest; ofwel is er voorafgaand aan de afzetting van het Lid van Pittem een erosiefase geweest die het Lid van Merelbeke daar heeft geërodeerd; ofwel is het Lid van Merelbeke lokaal onderhevig aan faciesverandering (het wordt dan meer zandig) en lijkt de signatuur beter overeen te stemmen met deze van het Lid van Pittem, waarbij het Lid van Merelbeke dan foutief aanzien is als Lid van Pittem. De theorie van lokale erosie geniet de voorkeur van heel wat auteurs (Vandenberghe, 2004; Steurbaut, 2006, 2015; King, 2016).

Het Lid van Merelbeke wordt bedekt door het **Lid van Pittem** dat bestaat uit een afwisseling van dunne lagen siltige klei en glauconiethoudend fijn kleiig zand. Bioturbatie is veelvuldig aanwezig. Binnen het Lid van Pittem komen dunnen zandsteenbanken voor, met aan de basis het 'Hooglede Sandstone Bed'.

Indien aanwezig is het 'Hooglede Sandstone Bed' goed te herkennen op de boorgatmetingen. In het typegebied is het onderscheid tussen de leden van Pittem en Vlierzele goed te maken, hoewel er in verschillende publicaties wel verschillende grenzen gehanteerd worden, al dan niet op basis van boorgatmetingen (De Breuck et al., 1989; Van Simaeys, 1999; Geets, 2001; Vandenberghe et al., 2004). Buiten het typegebied is het lithologische contrast tussen beide leden vaak kleiner en lijkt de overgang meer gradueel te verlopen.
Het Lid van Pittem wordt op zijn beurt bedekt door de fijnzandige afzettingen van het **Lid van Vlierzele**. Dit Lid van Vlierzele valt - voornamelijk op basis van informatie uit ontsluitingen ervan - grosso modo op te delen in twee zones: een bovenste pakket kruisgelaagde zanden en een onderste meer homogeen zandpakket dat naar de basis toe meer kleiig wordt. Het bovenste pakket bestaat uit fijn grijsgroen, glauconiethoudend zand dat gebioturbeerd is en afgezet is in fijne laagjes die vaak gekruiste gelaagdheid vertonen. Soms komen hierin ook dunne kleilaagjes voor die al dan niet rijk zijn aan organisch materiaal. Hun oorsprong en relatie met het Lid van Aalterbrugge is niet altijd duidelijk (zie onder andere Fobe, 1995). Het onderste pakket is duidelijk homogener en meer kleihoudend. Zandstenen komen doorheen heel het Lid van Vlierzele voor, terwijl macrofossielen vrijwel afwezig zijn. Het Lid van Vlierzele wordt dikwijls beschouwd als zijnde opgebouwd als zandbanken onder invloed van getijden (Houthuys, 1990).
Na de afzetting van het Lid van Vlierzele volgde lokaal nog een periode van zeer ondiepe sedimentatieomstandigheden met tussenliggende emersiefasen. Hierbij werd klei en zand afgezet waarin ligniet en houtstukken voorkomen. Dit afzettingspakket wordt traditioneel het 'Complex van Aalterbrugge' genoemd en is bij de herziening van de stratigrafie van de Iepergroep opgewaardeerd tot het **Lid van Aalterbrugge**. Omwille van de timing van deze herziening werd het Lid van Aalterbrugge nog niet apart gemodelleerd voor deze studie, maar samen met het Lid van Vlierzele gemodelleerd als één modeleenheid.

Voor de modellering van de leden van de Formatie van Gentbrugge werd er gestart met de modellering van het Lid van Merelbeke omdat het goed herkenbaar is in boringen met geofysische boorgatmetingen en omdat het van de leden het grootste ruimtelijke verbreiding heeft binnen de Formatie van Gentbrugge. Het basisraster van het Lid van Merelbeke valt volledig samen met het basisraster van de Formatie van Gentbrugge. Voor de opmaak van de dikte- en toprasters van het Lid van Merelbeke werd initieel een gebiedsdekkende diktekaart ervan opgemaakt door interpolatie van diktes uit boringen met geofysische boorgatmetingen (zie paragraaf 2.6). Het bekomen dikteraster wordt gecontroleerd en er wordt een vergelijking gemaakt met de totaaldikte van de Formatie van Gentbrugge. Op die manier kan het voorkomensgebied en het dagzoomgebied van het Lid van Merelbeke worden bepaald. Waar nodig werd het dagzoomgebied bijgestuurd op basis van interpretaties van boringen met geofysische boorgatmetingen. Dit leidt in de regio Mechelen – Zemst tot een onrealistische verdikking van het Lid van Merelbeke (zie aandachtspunt 2.5).
De leden van Vlierzele en Pittem werden gemodelleerd op basis van proporties in het subcropgebied. In het zuiden (met name in het dagzoomgebied van de leden van Vlierzele en Pittem en in de zuidelijke heuvelzone) geeft deze methode echter geen goede resultaten. Dit is het gevolg van een gebrek aan datapunten die niet beïnvloed zijn door latere Quartaire erosie. Indien deze punten mee genomen worden in de dikteberekening op basis van proporties geven ze een vertekend beeld van de werkelijkheid. In het zuiden werd dan ook gewerkt met een diktemodellering voor het Lid van Pittem. Daarvoor werd in de boringen waar het Lid van Pittem dagzoomt, gewerkt met een veronderstelde dikte vóór insnijding van het niet-tabulaire Quartair. Op basis van de geïnterpoleerde dikte werd vervolgens het voorkomen van het Lid van Pittem bepaald. Daarna werd de zuidelijke zone aangesloten op de noordelijke, waar de dikte van het Lid van Pittem gegenereerd werd op basis van de proportionele indeling. Tenslotte werd het restant van de Formatie van Gentbrugge toegekend aan het Lid van Vlierzele.

Bij de kartering van de Formatie van Gentbrugge en diens leden werden een aantal geologische concepten aangehouden:

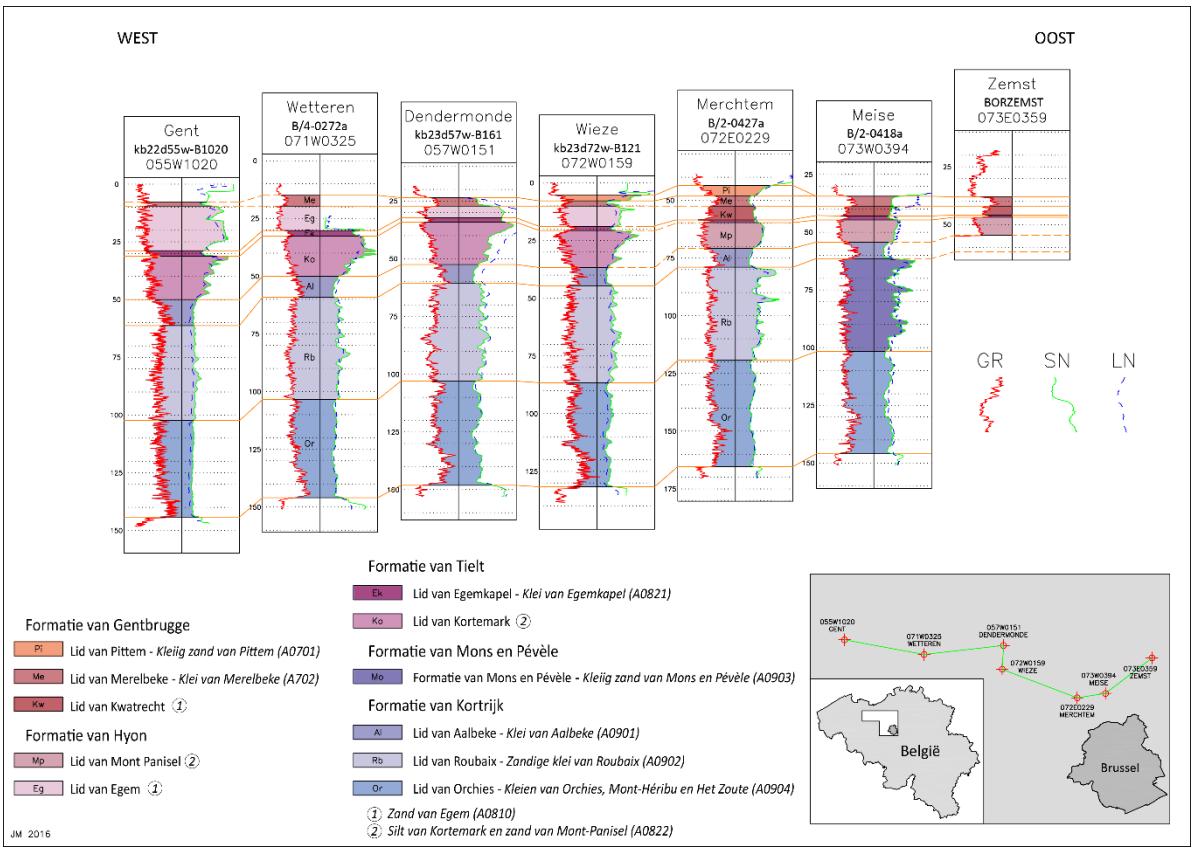
- Het Lid van Aalterbrugge werd niet afzonderlijk, maar samen met het Lid van Vlierzele gemodelleerd.
- Het Lid van Kwatrecht werd niet geïnterpreteerd als onderdeel van de Formatie van Gentbrugge en dus ook niet gemodelleerd. Het is voor het huidige model onderdeel van de onderliggende formatie van Hyon en Gentbrugge.
- Daaruit volgt dat het onderste lid van de Formatie van Gentbrugge in het huidige model het Lid van Merelbeke is.

3.3.5.7 FORMATIES VAN HYON EN GENTBRUGGE MET:

- *Leden van Egem en Kwatrecht*

Om een onderscheid te maken tussen de meer zandige en meer kleiige eenheden die vroeger allemaal binnen de Formatie van Tielt waren opgenomen, werd de Formatie van Hyon recent in het leven geroepen door de NCS. De Formatie van Hyon bestaat overwegend uit glauconiethoudend fijn zand met intercalaties van meer kleiige lagen of kleilenzen, en zandsteenlagen. Deze zijn afgezet in een relatief ondiep marien milieu. Vanwege de recente invoering ervan, was de Formatie van Hyon nog niet aanwezig in het G3Dv2-model.
Binnen de Formatie van Hyon zijn er binnen Vlaanderen twee leden gedefinieerd, met van oud naar jong het Lid van Mont-Panisel en Lid van Egem. Uit geofysische logcorrelaties blijkt dat beide leden een lateraal meer kleiig equivalent hebben in een andere formatie. Voor het Lid van Mont-Panisel is dit het Lid van Kortemark uit de Formatie van Tielt en voor het Lid van Egem is dit het Lid van Kwatrecht uit de Formatie van Gentbrugge (Figuur 3-32). Gezien de recente timing van invoering van het Lid van Kwatrecht als onderdeel van de Formatie van Gentbrugge werd deze eenheid nog niet apart, maar samen met het Lid van Egem uitgekarteerd. Daarom spreken we voor deze G3Dv3-modeleenheid van formaties van Hyon en Gentbrugge.
Omdat de overgang tussen de leden van Mont-Panisel en Kortemark gradueel is en daarom moeilijk te bepalen, werden ze samen gemodelleerd als onderdeel van de formaties van Tielt en Hyon (zie paragraaf 3.3.5.8). De Formatie van Hyon die we hier beschrijven omvat daarom enkel het Lid van Egem van de Formatie van Hyon.
De **leden van Egem en Kwatrecht** bestaan uit fijn gelaagd, goed gesorteerd, glauconiethoudend en veelal fossielrijk fijn zand en zandige klei. De gelaagdheid is overwegend horizontaal met hier en daar kruisgelaagdheid als opvulling van brede ondiepe geulen. Lokaal komen dunne kleilagen voor. De basis is vaak kleiig en er is meestal een erosief contact met het onderliggende Lid van Egemkapel van de Formatie van Tielt. Naar boven toe worden de sedimenten grover en meer homogeen gekenmerkt door de aanwezigheid van een groot aantal nummulieten. De leden van Egem en Kwatrecht komen voor in het noorden en westen van Vlaanderen.
Op geofysische boorgatmetingen zijn de leden van Egem en Kwatrecht meestal herkenbaar aan de relatief hoge resistiviteit en lage gamma-waardes (Figuur 3-32). Onderaan is er vaak een scherpe erosieve overgang, maar deze kan ook geleidelijk zijn waar de onderkant van de Lid van Egem kleiiger is. Deze kleiige onderkant van het Lid van Egem komt lateraal overeen met het Lid van Kwatrecht van de Formatie van Gentbrugge. De ondergrens met het Lid van Egemkapel van de Formatie van Tielt is steeds gelegd bij de eerste stijging in resistiviteit en daling in de gamma-waardes (Figuur 3-32). De bovengrens is erg scherp waar het kleiige Lid van Merelbeke bovenop de leden van Egem en Kwatrecht ligt, maar bijna onherkenbaar waar dit het Lid van Pittem is vanwege hun sterk gelijkende lithologie. In het zuidoosten van het voorkomen valt het op dat de resistiviteit lager en gamma-waardes hoger zijn dan deze van het Lid van Mont-Panisel (Figuur 3-32).

De dikte van de som van de leden van Egem en Kwatrecht ligt veelal tussen 10 en 30 m. Naar het noordoosten toe snijdt de Formatie van Brussel in en richting het zuidoosten is het de Formatie van Gentbrugge die insnijdt.
De basis van de leden van Egem en Kwatrecht valt samen met de top van het Lid van Egemkapel van de formaties van Tielt en Hyon die via diktestapeling op de basis van de Formatie van Kortrijk bekomen werd (zie paragraaf 3.3.5.8). De top valt samen met de basis van de Formatie van Gentbrugge.
Net ten noorden van de Vlaamse grens of in de regio van de Voorkempen, kennen de formaties van Hyon en Gentbrugge een sterke verdikking omdat de isohypsen van de bovenliggende Formatie van Gentbrugge hier een verschillend patroon kennen dan deze van de basis van de Formatie van Kortrijk waarop gestapeld werd. Hierdoor krijgen we in deze regio een onrealistische dikte van meer dan 100 m voor de formaties van Hyon en Gentbrugge: zie Aandachtspunt 2.6 in Bijlage F.



Figuur 3-32. Aangepast logcorrelatiepaneel van Johan Matthijs uit 'Lithostratigraphy Ieper Group. A practical guide to identify a lithostratigraphic unit in the Ieper Group. National Commission for Stratigraphy of Belgium, 2017. https://ncs.naturalsciences.be/paleogene-neogene/ieper-group'.

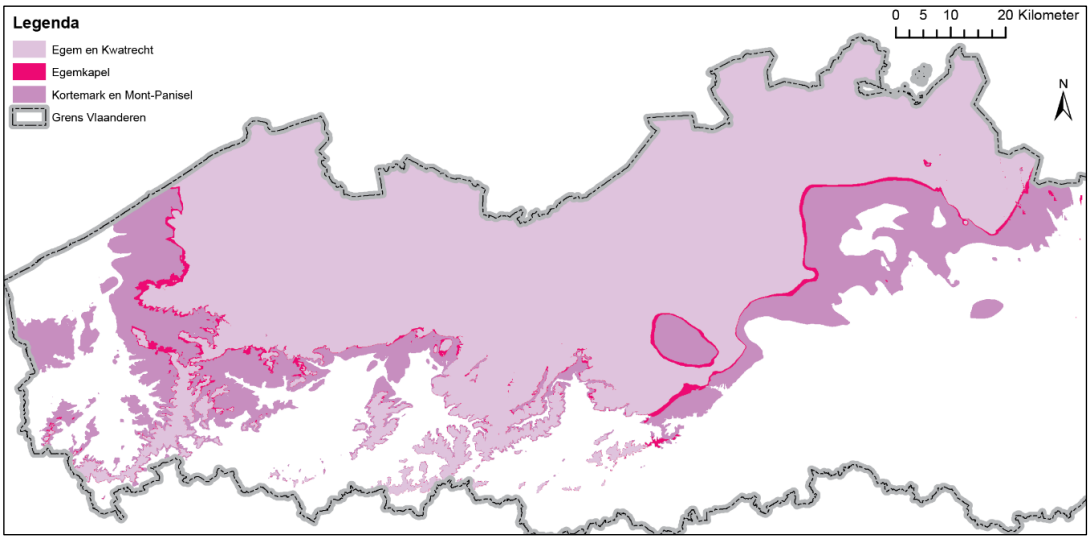
3.3.5.8 FORMATIES VAN TIELT EN HYON MET:

- *Lid van Egemkapel*
- *Leden van Kortemark en Mont-Panisel*

De Formatie van Tielt is een mariene eenheid die hoofdzakelijk bestaat uit fijn zand tot grof silt en klei. De grofkorrelige eenheden die er vroeger ook toe behoorden, werden recent ondergebracht in de Formatie van Hyon door de NCS. Hierdoor onderscheiden we binnen de Formatie van Tielt twee leden, het Lid van Kortemark onderaan en het Lid van Egemkapel bovenaan. Het Lid van Kortemark gaat lateraal over in het meer zandige Lid van Mont-Panisel van de Formatie van Hyon. Omdat deze leden van Kortemark van de Formatie van Tielt en Mont-Panisel van de Formatie van Hyon geleidelijk in elkaar overgaan en daardoor moeilijk onderscheidbaar zijn, werden ze voor het huidige model samengenomen in één modeleenheid, genaamd de leden van Kortemark en Mont-Panisel. Omdat het Lid van Kortemark het grootste voorkomen heeft, werd de modeleenheid van de leden van Kortemark en Mont-Panisel als onderdeel van de formaties van Tielt en Hyon (waar het Lid van Kortemark toe behoort) beschouwd voor dit model. Een overzicht van de voorkomens van de leden van de modeleenheid van de formaties van Tielt en Hyon is weergegeven in Figuur 3-33).
De basis van de formaties van Tielt en Hyon valt samen met de top van de Formatie van Kortrijk die werd bekomen door een stapeling van de leden van de Formatie van Kortrijk bovenop de basis van de Formatie van Kortrijk (zie paragraaf 3.3.5.10). De leden van de formaties van Tielt en Hyon werden op basis van boringen met geofysische boorgatmetingen geïnterpreteerd. Vanuit deze interpretaties werd een diktekaart opgemaakt. Om de modellen van de leden te op te maken, werden deze diktekaart gestapeld vanuit de basis van de formaties van Tielt en Hyon.

- **Lid van Egemkapel**

Het Lid van Egemkapel bestaat uit een één tot drie meter dikke zware klei die scherp begrensd wordt door meer grove afzettingen van de leden van Kortemark en Mont-Panisel onderaan en de leden van Egem en Kwatrecht bovenaan (Figuur 3-32). Zowel de onder- als bovengrens zijn vaak erosief.
Het Lid van Egemkapel is over het algemeen duidelijk herkenbaar op geofysische boorgatmetingen als een dal in de resistiviteit en een piek in de gamma-waardes (Figuur 3-32). In het zuidoosten van het voorkomen werd dit lid niet meer herkend door de NCS en beschouwd als onderdeel van het Lid van Kwatrecht van de Formatie van Gentbrugge. Omdat we het Lid van Egemkapel echter kunnen blijven correleren op basis van de typische logsignatuur, werd er in dit model geopteerd om deze alsnog te onderscheiden van het bovenliggende Lid van Kwatrecht.
Lokaal kan verwarring ontstaan tussen het Lid van Egemkapel en andere kleiige eenheden of lagen die een gelijkaardige logsignatuur vertonen, zoals bijvoorbeeld de leden van Aalbeke en vooral Merelbeke, maar ook andere meer kleiige lagen binnen de leden van Kortemark en Egem.



Figuur 3-33. De voorkomensgebieden van de leden van Egem en Kwatrecht van de formaties van Hyon en Gentbrugge en de leden van Egemkapel, Kortemark en Mont-Panisel van de formaties van Tielt en Hyon. Doordat het Lid van Egemkapel meestal zéér dun is, is het voorkomen niet veel ruimer dat van de bovenliggende leden van Kortemark en Mont-Panisel.

- **Leden van Kortemark en Mont-Panisel**

Het **Lid van Kortemark** bestaat uit grijze, siltige klei met zandige lagen die in een ondiep marien milieu werden afgezet. Het is qua lithologie niet homogeen, maar kent een sterke laterale en verticale variabiliteit. Algemeen is er verticaal een vergroving naar boven toe en lateraal naar het zuidoosten toe, waar het overgaat in het grovere Lid van Mont-Panisel. Het **Lid van Mont-Panisel** bestaat uit glauconiethoudende en sterk gebioturbeerde kleiige fijne tot middelmatige zanden. Daarnaast bevat deze eenheid een groot aantal zandsteenconcreties en lokaal ook Nummuliethoudende zandsteenlagen.
In het centrum van West-Vlaanderen zijn de leden van Kortemark en Mont-Panisel 25 tot 30 m dik. Naar het oosten en zuiden toe is er een duidelijke verdunning naar 10 tot 15 meter. De verdunning richting het zuiden is deels te verklaren door de insnijding van het bovenliggende Lid van Egemkapel. De eenheid is herkenbaar op geofysische boorgatmetingen dankzij naar boven toe algemeen stijgende resistiviteits- en dalende gamma-waardes (Figuur 3-32). De grens met het onderliggende Lid van Aalbeke van de Formatie van Kortrijk is abrupt in het zuiden en oosten van het voorkomen, omdat het daar een erosief contact vormt. In het noordwesten is deze grens moeilijker vast te stellen, omdat het Lid van Kortemark daar aan de basis ook erg kleiig is. De ondergrens is conform het voorstel van de NCS nu gelegd aan de top van de eerste meer subtiele opwaartse vergroving, wat op geofysische boorgatmetingen overeenkomt met de overgang van een licht stijgende resistiviteit naar een sterker stijgende resistiviteit (Figuur 3-32). Dit is echter niet altijd eenduidig, zodat de interpretaties van de NCS niet overal gevolgd werden om een logisch dikteverloop te behouden. De top van de leden van Kortemark en Mont-Panisel valt samen met de basis van het Lid van Egemkapel. Deze plotse overgang naar zware klei is overal duidelijk te herkennen als een plotse daling in de resistiviteit en stijging in de gamma-waardes. Echter kan er wel verwarring optreden met andere, meer kleiige lagen binnen het Lid van Kortemark zelf en deze van het bovenliggende Lid van Egem van de Formatie van Hyon.

3.3.5.9 FORMATIE VAN MONS-EN-PÉVÈLE

De Formatie van Mons-en-Pévèle is een buitenbeentje omdat het zich middenin een andere formatie, de Formatie van Kortrijk, situeert (zie paragraaf 3.3.5.10). Het stelt het zandig lateraal equivalent voor van het Lid van Roubaix van de Formatie van Kortrijk (Figuur 3-32). De grens tussen de Formatie van Mons-en-Pévèle en het Lid van Roubaix wordt bepaald op de hoeveelheid zand, die respectievelijk hoger en lager is dan 50% (c.f. NCS).
De Formatie van Mons-en-Pévèle bestaat uit enkele meters dikke gelaagde pakketten van fijne vaak kruisgelaagde kalkhoudende zanden en sterk gebioturbeerde kleiige zanden. De meest grofkorrelige lagen bevatten ook Nummulieten en zijn lokaal gecementeerd. Deze formatie wordt sterk zandiger naar het zuidoosten toe. Onderaan is de formatie begrensd door het Lid van Orchies van de Formatie van Kortrijk en bovenaan door het Lid van Aalbeke van de Formatie van Kortrijk.
De dikte van de Formatie van Mons-en-Pévèle vermindert van een maximum van bijna 50 m in het westen en noorden van het voorkomen tot 35 m in het zuidoostelijke voorkomen. Ze wordt op geofysische boorgatmetingen gekenmerkt door een duidelijk hogere resistiviteits- en lagere gamma-waardes dan de onder- en bovenliggende kleien van de leden van Orchies en Aalbeke van de Formatie van Kortrijk (Figuur 3-32).

Initieel werd bij de interpretaties van geofysische boorgatmetingen geen onderscheid gemaakt tussen de Formatie van Mons-en-Pévèle en het laterale equivalente Lid van Roubaix van de Formatie van Kortrijk. Vanuit deze interpretaties werd een diktekaart opgemaakt voor beide eenheden. Om de top te bepalen werd deze diktekaart gestapeld op de basis, die samenvalt met de top van het Lid van Orchies van de Formatie van Kortrijk (zie paragraaf 3.3.5.10). In een laatste stap is dan een verticale scheidingslijn getrokken tussen de Formatie van Mons-en-Pévèle en het laterale equivalent Lid van Roubaix op basis van het percentage zand dat aanwezig is, en respectievelijk meer en minder dan 50% bedraagt. Voor de bepaling van deze scheidingslijn waren de interpretaties van boringen met geofysische boorgatmetingen van de NCS leidend.

3.3.5.10 FORMATIE VAN KORTRIJK MET:

- *Lid van Aalbeke*
- *Lid van Roubaix*
- *Lid van Orchies*
- *Leden van Mont-Héribu en Het Zoute*

De Formatie van Kortrijk bestaat voornamelijk uit kleiige sedimenten afgezet in een diep marien milieu tijdens een transgressieve fase in het vroege Eoceen. Deze formatie bedekt een groot deel van Vlaanderen, uitgezonderd het uiterste oosten en zuidoosten (Figuur 3-34), waar deze tijdens laat Eocene opheffingen werd weggeërodeerd. Naar het zuidoosten toe wordt de formatie in het algemeen grofkorreliger, zodat een deel ervan (Lid van Roubaix) geleidelijk aan overgaat in de siltige/zandige Formatie van Mons-en-Pévèle. De maximale dikte van de formatie bedraagt ongeveer 130 m in de kustregio. In het algemeen zien we vandaaruit een verdunning richting het oosten, waarbij de minimale nog volledig aanwezige formatiedikte (niet geaffecteerd door post-depositionele erosie) ongeveer 75 m is in de Mol regio. Verder naar het oosten en zuidoosten toe wordt de Formatie van Kortrijk ingesneden door de formaties van Sint-Huibrechts-Hern en Brussel (zie paragrafen 3.3.4.7 en 3.3.5.4). De Formatie van Kortrijk bedekt lokaal de Paleozoïsche Sokkel op de as van het Massief van Brabant (zie paragraaf 3.3.9), grotendeels de Formatie van Tienen (zie paragraaf 3.3.5.11) in het westen en noorden en elders ook de zandige top van de Formatie van Hannut (zie paragraaf 3.3.6.2).

Door het grote lithologische contrast tussen de klei en het onderliggende zand, is de basis van de Formatie van Kortrijk meestal duidelijk herkenbaar op geofysische boorgatmetingen door een sterke opwaartse stijging in de gammawaardes en daling in de resistiviteitswaardes (Figuur 3-32). De top van de Formatie van Kortrijk valt in het grootste deel van het gebied samen met de basis van de formaties van Tielt en Hyon (zie paragraaf 3.3.5.8). In het uiterste oosten van het voorkomen valt de top van de Formatie van Kortrijk samen met de basis van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern en in het zuidoosten met de basis van de Formatie van Brussel.

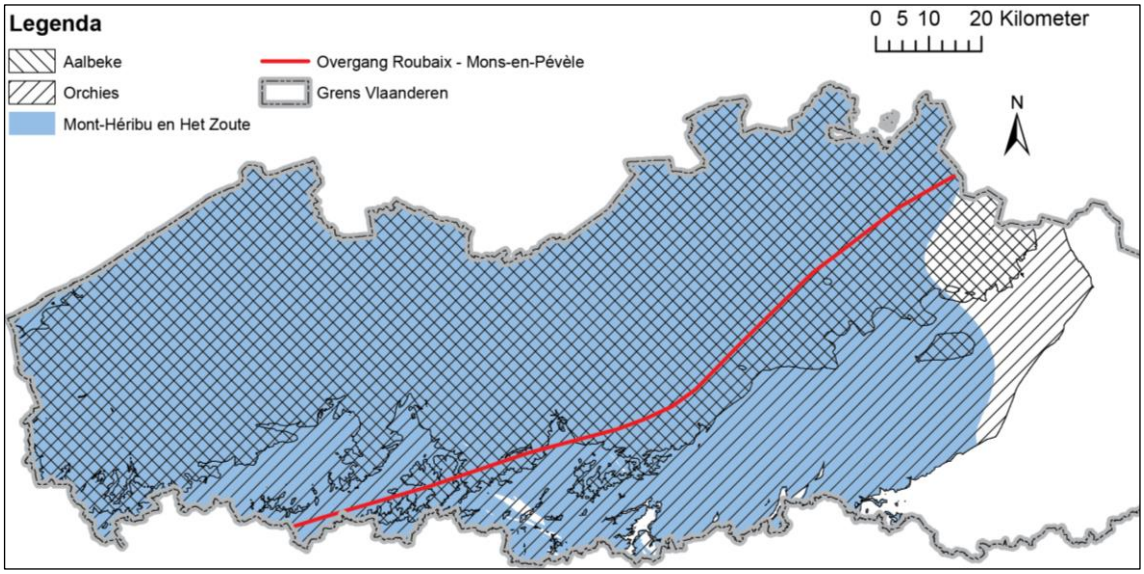
De basis van de Formatie van Kortrijk werd reeds opgemaakt voor het G3Dv2-model. Voor dit model werden de bestaande isohypsen van de basis van de Formatie van Kortrijk uit het G3Dv2-model buiten het breukengebied aangepast aan (her)interpretaties van boringen met geofysische boorgatmetingen (voor methodiek, zie paragraaf 2.5). Bij het intekenen van de isohypsen werd rekening gehouden met het paleoreliëf dat de Paleozoïsche Sokkel lokaal heeft langsheen de as van het Massief van Brabant.
Door een andere ligging van de breuken ten opzichte van het G3Dv2-model, werd de basis van de Formatie van Kortrijk binnen het breukengebied niet overgenomen uit het G3Dv2-model. In het noorden van het breukengebied werd de basis van de Formatie van Kortrijk overgenomen van het H3O-De Kempen project en verder zuidelijk opnieuw aangemaakt. Deze nieuwe aanmaak gebeurde door een diktekaart op te maken op basis van de boringen van het interval tussen de basis van de Formatie van Kortrijk en de formaties van Zelzate/Sint-Huibrechts-Hern en deze vervolgens af te trekken van de basis van de formaties van Zelzate/Sint-Huibrechts-Hern. Deze aanpak is toegestaan omdat er op basis van boorgegevens en seismische data geen aanwijzingen zijn voor belangrijke breukenactiviteit tijdens het Eoceen die plotse dikteveranderingen over breuken heen teweeg zouden brengen. De top van de Formatie van Kortrijk werd bekomen door een diktestapeling van de leden ervan (zie hieronder). In de Roerdalslenk werd de Formatie van Kortrijk niet gemodelleerd omdat deze daar ook niet herkend werd binnen het H3O-De Roerdalslenk project.

De Formatie van Kortrijk wordt onderverdeeld in vijf leden, met van oud naar jong de leden van Het Zoute, Mont-Héribu, Orchies, Roubaix en Aalbeke. De oudste twee leden zijn lateraal niet van elkaar te onderscheiden en werden daarom samengenomen in eenzelfde modeleenheid. Door de vaak subtiele verschillen tussen de leden, zijn enkel boringen met geofysische boorgatmetingen in acht genomen. Hieronder volgt een opsomming van de kenmerken van deze eenheden, hun interpretatie en modellering:

- **Lid van Aalbeke**

Een duidelijk transgressieve puls en dus hogere zeespiegelstand leidde tot de afzetting van de erg zware en compact uniforme klei van het Lid van Aalbeke (voor locatie zie Figuur 3-34). Deze klei is kalkarm en bevat vaak fosfaatnodules. De dikte van het kleipakket varieert van 20 m in het westen tot 4 m in het oosten en is afwezig ten zuiden van Vlaanderen. Deze relatief grote dikteverschillen zijn ongewoon voor een uniforme klei. Deze kunnen echter verklaard worden door een hiaat na de afzettingen van het Lid van Aalbeke met bijhorende erosie in het oosten en uiterste zuiden, en meer continue afzetting zonder erosieve fase in het westen. In het oosten, waar het Lid van Aalbeke dun is, is het mogelijk dat er verwarring ontstaat met andere dunne kleiige eenheden zoals de leden van Egemkapel (Formatie van Tielt) en Merelbeke (Formatie van Gentbrugge), omdat deze erg sterk op elkaar gelijken.
Op geofysische boorgatmetingen is het Lid van Aalbeke herkenbaar als een plateau met lage resistiviteit en meestal ook relatief hoge gamma-waardes (Figuur 3-32). Zowel de basis als de top vallen naar het oosten toe duidelijk af te lijnen. In het westen zijn de boven- en ondergrens minder duidelijk, omdat het onderliggende Lid van Roubaix en het bovenliggende Lid van Kortemark eveneens kleiiger zijn in deze regio.

Daarnaast is er een continue afzetting in het westen, die gekenmerkt wordt door een opwaartse vergroving. De bovengrens is conform het voorstel van de NCS nu gelegd aan de top van de eerste meer subtiele opwaartse vergroving, wat op logs overeenkomt met de overgang van licht stijgende naar sterker stijgende resistiviteitswaardes. Dit is echter niet altijd eenduidig en op basis van uitsluitend de gamma-waardes is zowel de boven- als ondergrens van het Lid van Aalbeke in deze regio niet te bepalen.
De basis van het Lid van Aalbeke valt in het noorden en westen samen met de top van het Lid van Roubaix en in het oosten met de top van de Formatie van Mons-en-Pévèle. Via diktestapeling op deze onderliggende leden werd de top van het Lid van Aalbeke bepaald. Deze top valt in het westen en noorden samen met de basis van de formaties van Tielt en Hyon en in het zuidoosten met de basis van de formaties van Hyon en Gentbrugge.



Figuur 3-34. De voorkomensgebieden van de gemodelleerde leden van de Formatie van Kortrijk. De rode lijn geeft weer waar ongeveer het Lid van Roubaix van de Formatie van Kortrijk naar het zuidoosten toe overgaat in de Formatie van Mons-en-Pévèle.

- **Lid van Roubaix**

In tegenstelling tot de onder- en bovenliggende uniforme compacte kleien van de leden van Orchies en Aalbeke, bestaat het Lid van Roubaix uit een afwisseling van klei en meer siltige tot zandige, kalkrijke kleien. Richting het zuidoosten neemt de silt- en zandfractie sterk toe, en gaat het Lid van Roubaix lateraal over in de Formatie van Mons-en-Pévèle (zie paragraaf 3.3.5.9; Figuur 3-34).
De dikte van het Lid van Roubaix varieert tussen ongeveer 40 en 60 m. Het lid is het dikst afgezet in het uiterste westen van Vlaanderen en het dunst in Oost-Vlaanderen. Op geofysische boorgatmetingen is voornamelijk de resistiviteit en in mindere mate de gammastraling variabel dankzij de afwisseling van kleilagen en meer siltige tot zandige lagen (Figuur 3-32). Deze grovere pulsen kunnen over grotere afstanden vrij goed gecorreleerd worden. De overgang naar het Lid van Aalbeke wordt gekenmerkt door een daling in de resistiviteit richting een plateau met lagere resistiviteit, die veelal gepaard gaat met een stijging in de gamma-waardes. Enkel in het westen is de stijging in de gamma-waardes niet overal aanwezig, en is ook de daling in resistiviteit subtieler, wat de interpretatie van de top van het Lid van Roubaix of basis Lid van Aalbeke daar meer onzeker maakt.

De top van het Lid van Orchies valt samen met de basis van het Lid van Roubaix in het westen en noorden en de basis van de Formatie van Mons-en-Pévèle in het zuidoosten, die initieel als één geheel gemodelleerd werden. Door middel van diktestapeling op de top van het Lid van Orchies is dan een samengestelde top van het Lid van Roubaix en de Formatie van Mons-en-Pévèle bekomen, die gelijk is aan de basis van het bovenliggende Lid van Aalbeke. Na modellering is de opsplitsing tussen het Lid van Roubaix en de Formatie van Mons-en-Pévèle gemaakt door middel van een verticale scheidingslijn, die gebaseerd is op een inschatting van het silt- en zandgehalte in de boringen (voor locatie zie Figuur 3-34). Hiervoor is rekening gehouden met de beschikbare interpretaties van boringen met boorgatmetingen van de NCS.

- **Lid van Orchies**

Tijdens de maximale vroeg Eocene transgressie werd het Lid van Orchies afgezet. Dit lid bestaat uit een compacte, stijve, blauwgrijze klei. Onderaan wordt lokaal een basisgrind beschreven. Het Lid van Orchies heeft algemeen een uniforme dikte tussen 35 en 45 m, enkel daar waar paleoreliëf van de Paleozoïsche Sokkel aanwezig was tijdens de afzetting, heeft het een beperktere dikte.
Het lid is meestal goed herkenbaar op geofysische boorgatmetingen. Onderaan is het herkenbaar op basis van zijn hoge gamma-waardes veroorzaakt door een sterke aanrijking aan kleimineralen (Figuur 3-32). Naar het zuidoosten toe neemt de siltfractie iets toe, waardoor het moeilijker onderscheidbaar wordt van het Lid van Mont-Héribu. De overgang naar het Lid van Roubaix wordt gekarakteriseerd door een stijging in resistiviteit, die veelal gepaard gaat met een daling in de gamma-waardes (Figuur 3-32).
De basis van het Lid van Orchies valt samen met de top van de leden van Mont-Héribu en Het Zoute en buiten diens voorkomen met de basis van de Formatie van Kortrijk. In de gebieden waar de basis niet beïnvloed werd door het paleoreliëf van de Paleozoïsche sokkel, kon het topraster van het Lid van Orchies bekomen worden door stapeling van een geïnterpoleerd dikteraster (op basis van boringen met geofysische boorgatmetingen) op de basis. Waar de sokkel wel nog een prominent effect heeft op de basis van het Lid van Orchies of op de as van het Massief van Brabant, kon de top niet door diktestapeling bekomen worden (zie Figuur 3-35). Hier werd vanuit de geïnterpreteerde dieptes van de top van dit lid in boringen een topkaart gegenereerd via interpolatie. Tenslotte werden de toprasters van het Lid van Orchies uit beide zones samengevoegd tot één finaal topraster.

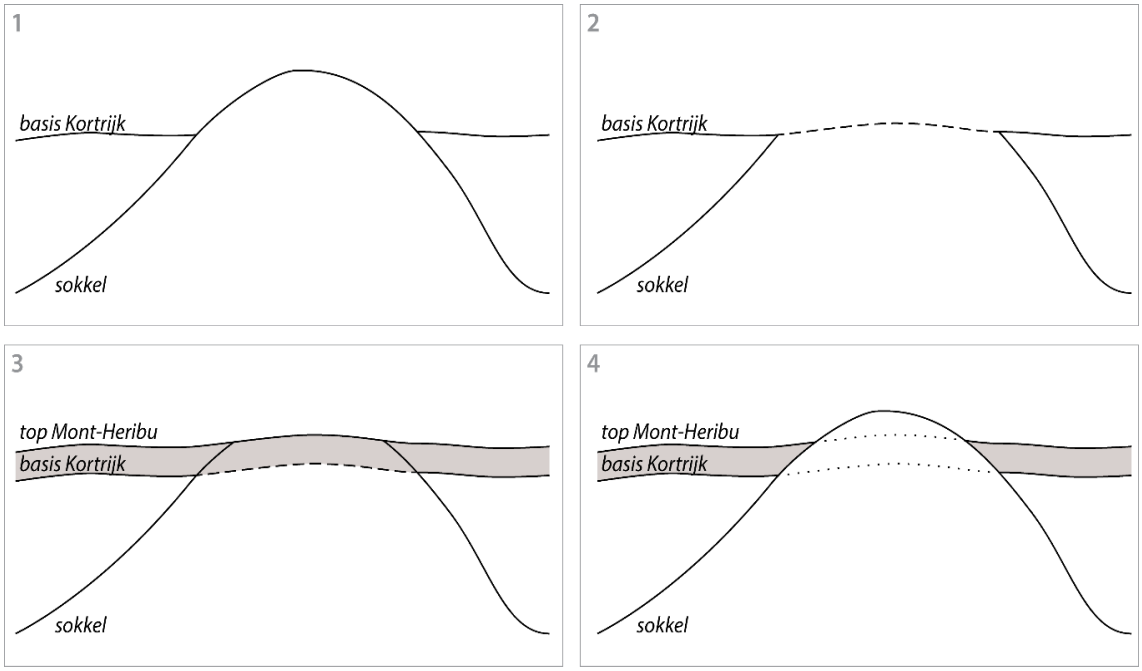
- **Leden van Mont-Héribu en Het Zoute**

Het **Lid van Het Zoute** werd in de regio van Knokke afgezet tijdens een periode die voor een groot deel van Vlaanderen overeenstemt met een hiaat tussen de Formatie van Tienen en de bovenliggende, meer regionaal verspreide delen van de Formatie van Kortrijk. De afzetting bestaat uit siltige tot zandige glauconiethoudende klei met houtfragmenten en vulkanische as (King, 1990). Het bereikt een maximale dikte van 5 m.
De afzetting van het **Lid van Mont-Héribu** startte waarschijnlijk later dan deze van het Lid van Het Zoute, maar bestaat eveneens uit glauconiethoudend zandige tot siltige klei. De dikte is meestal beperkt tot 0,5-2,5 m, maar bereikt lokaal meer dan 5 m ten zuidwesten van Brussel. Over het grootste deel van het voorkomensgebied van de Formatie van Kortrijk is dit lid te herkennen op boorgatmetingen als een onderbreking in de opwaartse stijging van de gamma-waardes en daling in de resistiviteit vanaf de basis van de Formatie van Kortrijk richting het bovenliggende Lid van Orchies.

De basis van de leden van Het Zoute en Mont-Héribu valt samen met de basis van de Formatie van Kortrijk. De top van deze leden werd bekomen door hun dikte uit boorgatmetingen tot een diktekaart te interpoleren en deze vervolgens op te tellen bij de basis van de Formatie van Kortrijk.

In het uiterste oosten van het voorkomen van de Formatie van Kortrijk werden de leden van Het Zoute en Mont-Héribu niet waargenomen in boorgatmetingen en daarom ook niet gemodelleerd (Figuur 3-32). Op sommige andere plaatsen waren de leden van Het Zoute en Mont-Héribu vanwege hun beperkte dikte ook niet altijd duidelijk interpreteerbaar in boorgatmetingen, maar werd toch een dikte van minstens 0.1 m verondersteld.

De diktekaart kon niet overal rechtstreeks opgeteld worden bij de basis van de Formatie van Kortrijk, omdat deze basis in het zuiden lokaal samenvalt met de top van de Paleozoïsche Sokkel. Deze Sokkel stond tijdens de afzetting tot meer dan 10 m in reliëf en kon dus niet helemaal bedekt worden door de leden van Het Zoute en Mont-Héribu die een beperktere dikte hebben (zie sectie 1 van Figuur 3-35). Daarom werden er initieel zones waar de top van de Paleozoïsche sokkel gelijkloopt met de basis van de Formatie van Kortrijk uit het basisraster geknipt en binnen deze zones is opnieuw geïnterpoleerd (zie sectie 2 van Figuur 3-35). Na het bekomen van deze nieuw geïnterpoleerde basis is de ruwe diktekaart hierbij opgeteld om een ruwe top te bepalen (zie sectie 3 van Figuur 3-35). Deze top is dan opnieuw gesneden met de top sokkel om zo het voorkomen van deze eenheid te bepalen en de finale top- en diktekaart te bekomen (zie sectie 4 van Figuur 3-35). De bekomen top van deze eenheid vormt binnen het voorkomen zo de basis van het bovenliggende Lid van Orchies.

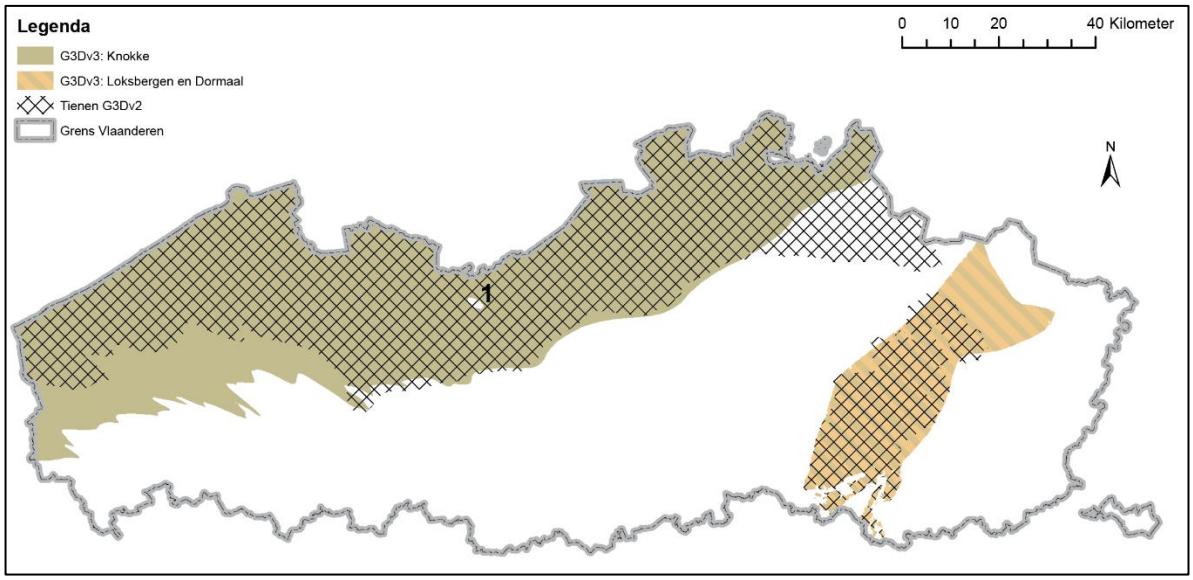


Figuur 3-35. Stappenplan voor het bepalen van de top van de leden van het Zoute en Mont-Héribu in de regio waar de Paleozoïsche Sokkel de basis vormt van de Formatie van Kortrijk, en waar de voorkomensgrens van Mont-Héribu dus nog lokaal wordt beïnvloed door deze Sokkel.

3.3.5.11 FORMATIE VAN TIENEN MET:

- *Lid van Knokke*
- *Leden van Loksbergen en Dormaal*

De Formatie van Tienen werd tijdens het vroegste Eoceen afgezet in een lagunair tot continentaal milieu in het westen, noorden en oosten van Vlaanderen (Figuur 3-36). Het bestaat hoofdzakelijk uit ligniet, (lignietrijke) kleien, zand, mergels en schelpenbanken die tijdens de transgressie na een zeespiegeldaling met bijhorende erosie werden afgezet rondom het Massief van Brabant.
In het oosten van Vlaanderen vullen de fluviatiel tot mogelijks marginaal mariene afzettingen van de Formatie van Tienen een pakweg 20 km brede noordoost gerichte geulvormige insnijding in de onderliggende Formatie van Hannut (Figuur 3-36 en Figuur 3-38). In deze erosiegeulen bereikt de Formatie van Tienen haar maximale dikte van 50 m. In de regio van Tienen werden daarbij de zanden en grinden van het **Lid van Dormaal** afgezet. Verder noordelijk neemt het kleigehalte toe en gaat het Lid van Dormaal over in de heterogene lignietrijke kleien, mergels en zanden van het **Lid van Loksbergen** (Steurbaut et al., 1999).
In het noorden en westen van Vlaanderen werd gelijktijdig het lagunaire tot continentale **Lid van Knokke** afgezet (Figuur 3-36 en Figuur 3-39). Dit lid bestaat uit een mix van klei, mergel, silt, zand, schelpen en ligniet. De dikte van dit lid is meestal beperkt tot minder dan 25 m.
Het verschil tussen het meer lagunaire facies in het noorden en westen van Vlaanderen en het meer fluviatiele facies in het oosten kan mogelijks gerelateerd worden aan opheffing van de As van Artois (Leriche, 1928).



Figuur 3-36. De voorkomensgebieden van de gemodelleerde leden van de Formatie van Tienen voor het huidige model en een vergelijking met het voorkomen van de Formatie van Tienen uit het G3Dv2-model. De nummer 1 duidt op een locatie waar de Formatie van Tienen afwezig is.

De Formatie van Tienen werd binnen het voorkomen overal afgezet bovenop de Formatie van Hannut en wordt op zijn beurt bedekt door de Formatie van Kortrijk. In het zuiden wordt de Formatie van Tienen weggesneden door het niet-tabulaire Quartair (zie paragraaf 3.3.2) en in het zuidoosten door de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern (zie paragraaf 3.3.4.7).

De Formatie van Tienen komt min of meer continu voor in twee gebieden: één in het zuidoosten en de ander in het noorden en noordwesten van Vlaanderen. De basis van de Formatie van Tienen werd in deze twee gebieden op verschillende manieren gemodelleerd:

- In het zuidoosten werd de basis buiten het breukengebied overgenomen uit het G3Dv2-model en binnen het breukengebied opnieuw gemodelleerd. De nieuwe modellering vond plaats op basis van een diktestapeling onder de basis van de Formatie van Kortrijk (voor methodiek van diktestapeling, zie paragraaf 2.6). In het zuidoostelijke deel wordt de Formatie van Kortrijk weggesneden door de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern en werd daarom de basis van deze laatste eenheid gebruikt als topvlak voor de diktestapeling. Voor de opmaak van de diktekaart van de Formatie van Tienen werd gesteund op de interpretaties van hoofdzakelijk boringen met geofysische boorgatmetingen. Vanwege de sterk veranderende lithologie valt de Formatie van Tienen echter niet steeds duidelijk te interpreteren op boorgatmetingen en was de ondersteuning van boorbeschrijvingen (continentale elementen) belangrijk. Het zuidoostelijke voorkomen eindigt in het noordoosten tegen de randbreuk van de Roerdalslenk omdat de Formatie van Tienen niet onderscheiden werd in het H3O-De Roerdalslenk project. Er wordt echter wel verondersteld dat de Formatie van Tienen hierin doorloopt richting het noordoosten.
  Na opmaak van de diktekaart en omzetting naar een dieptekaart voor de basis van de Formatie van Tienen in het breukengebied, werd de isohypsen hiervan aangesloten op deze van de basis van de Formatie van Tienen uit het G3Dv2-model.
- In het noorden en westen werd de Formatie van Tienen hoofdzakelijk in boringen met geofysische boorgatmetingen geïnterpreteerd. Hieruit bleek dat het voorkomen van de Formatie van Tienen in het zuidwesten uitgebreider is naar het oosten dan eerder bepaald werd in het G3Dv2-model. In deze regio werd de basis van de Formatie van Tienen samen met de leden van de Formatie van Hannut (zie paragraaf 3.3.6.2) gemodelleerd als een dikteproportie van het interval tussen de basissen van de formaties van Kortrijk en Hannut. De dikteproportie van de Formatie van Tienen werd daarbij bepaald op basis van interpretaties van boringen met geofysische boorgatmetingen (voor methodiek van opmaak en stapeling met dikteproporties, zie paragraaf 2.6). In het noordoostelijke deel werd de basis van de Formatie van Tienen uit het H3O-De Kempen project overgenomen.

Voor de bepaling van het voorkomen van de Formatie van Tienen werden in het noordoosten en zuidoosten van Vlaanderen aanvullend seismische data gebruikt. In het zuidoosten van Vlaanderen kan de Formatie van Tienen namelijk herkend worden op seismiek door de geulvormige insnijdingen aan de basis. In het noordoosten van Vlaanderen leek de Formatie van Tienen op seismiek weinig insnijding, maar eerder onlap te vertonen in zuidoostelijke richting bovenop de Formatie van Hannut.

Na de modellering van de Formatie van Tienen werden de leden erbinnen onderscheiden. Dit onderscheid gebeurde op basis van geografisch voorkomen, met het Lid van Knokke in het noordelijke en noordwestelijke voorkomen en de leden van Loksbergen en Dormaal in het zuidoostelijke voorkomen (Figuur 3-36). De leden van Loksbergen en Dormaal werden niet onderscheiden, maar als één modeleenheid beschouwd. Opvallend in het model van het Lid van Knokke is de verdunning of lokale afwezigheid (nummer 1 op Figuur 3-36) ervan op een as tussen Zele in het zuidoosten en Knokke in het noordwesten. Langsheen diezelfde as is ook de Formatie van Hannut dun omdat er heel wat van de onderste leden ontbreken (zie paragraaf 3.3.6.2). Deze as kan aldus geïnterpreteerd worden als een relatief hoog gedurende het laat Paleoceen en vroegste Eoceen.

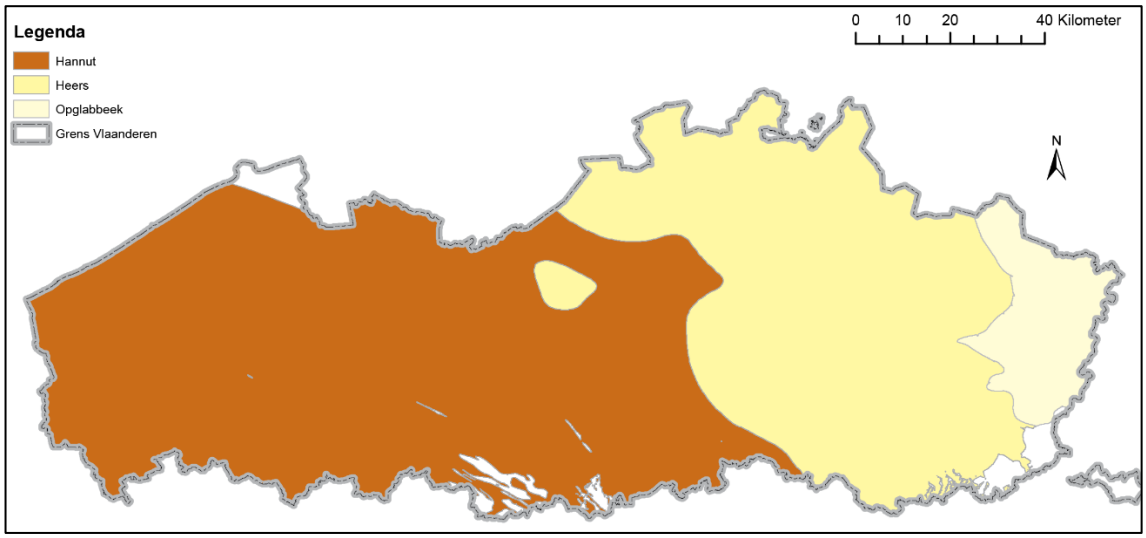
In het G3Dv2-model werd de Formatie van Tienen niet onderverdeeld in leden. Ook was het voorkomen verschillend op volgende locaties:

- In het noordoosten is het voorkomen nu minder uitgebreid naar het westen (op basis van de resultaten van H3O-De Kempen; zie Figuur 3-36).
- In het zuidoosten is het voorkomen nu verder uitgebreid naar het oosten (op basis van seismiek en boringen; Figuur 3-36). Het voorkomen in boringen in het uiterste zuidoosten blijft echter onzeker. Ook wordt het voorkomen hier nu minder sterk beïnvloed door breuken.
- Door een ander ligging van de breuken en het gebruik van seismiek voor laagvlakmodellering, is het diepteverloop van Formatie van Tienen in het zuidoosten ook verschillend met dat in het G3Dv2-model.
- In het zuidwesten is het voorkomen nu verder uitgebreid naar het oosten (Figuur 3-36).

3.3.6. PALEOCENE EENHEDEN (EXCLUSIEF FORMATIE VAN HOUTHEM)

3.3.6.1 ALGEMENE GEOLOGISCHE ACHTERGROND, METHODIEK VAN MODELLEREN EN GEBRUIKTE CONCEPTEN

Het einde van de afzetting van de Krijtgroep valt samen met een zeespiegeldaling rond de grens tussen het Daniaan en Selandiaan en kondigde de overgang aan van afzetting van hoofdzakelijk carbonaat naar hoofdzakelijk siliciclastische gesteenten in het gehele Noordzeebekken. Na de zeespiegeldaling werd Vlaanderen geleidelijk aan bedekt tijdens het midden en laat Paleoceen van oost naar west, met eerst in het uiterste oosten de continentale Formatie van Opglabbeek, dan al verder naar het westen de Formatie van Heers en uiteindelijk in quasi heel Vlaanderen de Formatie van Hannut (Figuur 3-37 en Figuur 3-38).



Figuur 3-37. De voorkomensgebieden van de verschillende formaties binnen het Paleoceen (exclusief de Formatie van Houthem). Hieruit blijkt de geleidelijke overspoeling van het Massief van Brabant van oost naar west doorheen het Paleoceen.

De Paleocene eenheden werden reeds voor het G3Dv2-model gemodelleerd tot op formatieniveau binnen Vlaanderen. Voor het huidige model werden de vlakken van deze formaties aangepast en ook verder onderverdeeld in leden (zie Tabel 3-5).

In het oosten van Vlaanderen (binnen het breukengebied) vertonen de nieuwe modellen van de Paleocene eenheden lokaal grote verschillen met deze uit het G3Dv2-model, hoofdzakelijk omwille van volgende redenen:

- Er wordt een nieuw breukenmodel gebruikt (zie paragraaf 3.2).
- Buiten de boringen wordt er ook gesteund op het gebruik van seismische data voor de modellering van de top van de Krijtgroep (of delen van de basissen van de formaties van Opglabbeek en Heers) in het seismisch bedekte deel (zie paragraaf 2.4).
- Voor het G3Dv2-model werden de basisvlakken hoofdzakelijk in diepte gemodelleerd (isohypsen). In het huidige model wordt de top van de Krijtgroep in het breukengebied gebruikt om de bovenliggende Paleocene modeleenheden op te stapelen via diktekaarten of proportioneel in te delen (voor methodiek, zie paragraaf 2.6). De top van de Krijtgroep werd namelijk met behulp van zowel boorgegevens als seismiek gemodelleerd, en vormt daarbij één van de meest betrouwbare laagvlakken die gebruikt werd voor de modellering van boven- en onderliggende vlakken (waarvoor minder data ter beschikking is).
- De resultaten van de grensoverschrijdend H3O-projecten zijn nu geïntegreerd.

In het westen van Vlaanderen (buiten het breukengebied) zijn er beperkte verschillen tussen de nieuwe modellen van de Paleocene eenheden en deze van het G3Dv2-model omdat er vertrokken werd vanuit de bestaande rasters van dit model die lokaal aangepast werden aan nieuwe inzichten (voor methodiek zie paragraaf 2.5).

Bij de kartering van de Paleocene eenheden werden een aantal geologische concepten aangehouden:

- Doorheen de tijd bedekken de opeenvolgende eenheden steeds grotere delen van Vlaanderen van het oosten naar het westen.
- De eenheden verdunnen algemeen richting de as van het Massief van Brabant.
- De eenheden liggen discordant bovenop de Krijtgroep
- De eenheden worden opgebroken, maar hun dikte veranderd niet of slechts beperkt (syn-sedimentair) over breuken.

Tabel 3-5. Overzicht van de verschillende G3Dv3-modeleenheden van Paleocene ouderdom, exclusief de Formatie van Houthem die tot de onderliggende Krijtgroep gerekend wordt. De cijfers in de kolom "Oorsprong" duiden op de manier waarop de basisrasters van de corresponderende eenheden tot stand kwamen: ofwel door aanpassing of overname van de bestaande G3Dv2-, H3O-De Kempen of HCOV-modellen, ofwel nieuw gemodelleerd (zie kolom "Opmaak basisrasters").

Formatie G3D	Lid G3D	Oorsprong
Hannut	Grandglise	4
	Chercq, Lincent en Halen	4
	Waterschei	4
	Beselare	1 + 4
Heers	Maaseik	4
	Gelinden	4
	Orp	1 + 2 + 3 + 4
Opglabbeek	Eisden	4
	Opoeteren	2 + 4

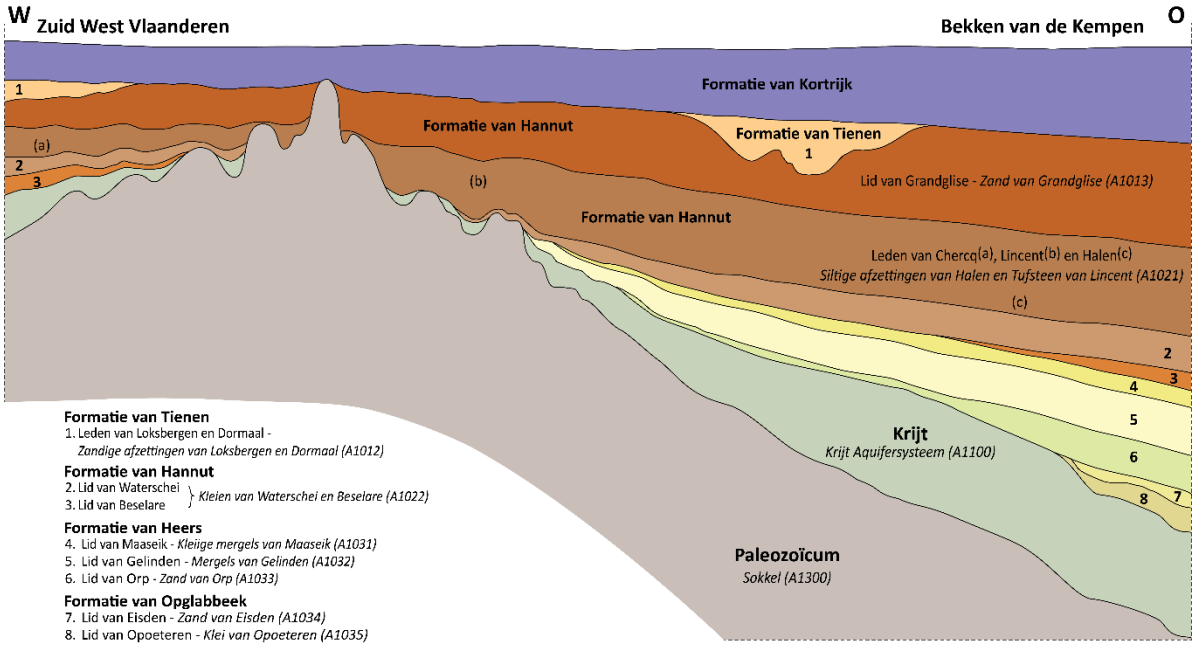
Opmaak basisrasters
1 = Aanpassing G3Dv2-model
2 = H3O-De Roerdalslenk
3 = H3O-De Kempen
4 = Volledig nieuw (G3Dv3)

3.3.6.2 FORMATIE VAN HANNUT MET:

- *Lid van Grandglise*
- *Leden van Chercq, Lincent en Halen*
- *Lid van Waterschei*
- *Lid van Beselare*

De Formatie van Hannut bestaat uit mariene sedimenten die afgezet werden gedurende het bovenste Paleoceen (Thanetiaan) in een gebied dat quasi geheel Vlaanderen omvat. Het ontbreekt lokaal op de as van het Brabant Massief, waarschijnlijk als gevolg van zeespiegeldaling en erosie voorafgaand aan de afzetting van de Formatie van Kortrijk, en in het zuidoosten van de provincie Limburg als gevolg van tektoniek en daarmee gepaard gaande erosie voorafgaand aan de afzetting van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern. Ze rust op gesteenten van Paleozoïsche ouderdom (Brabant Massief), Krijt ouderdom en op de sedimenten van de Formatie van Heers. De formatie wordt afgedekt door de Eocene formaties van Tienen, Kortrijk en Brussel en door de Oligocene Formatie van Sint-Huibrechts-Hern (zie Figuur 3-19). Het sedimentpakket bereikt zijn maximale dikte (ongeveer 140 m) in het Bekken van de Kempen. De basis van de formatie wordt gekenmerkt door een pakket van grind en zand. Ter hoogte van de as van het Brabant Massief, waar Paleozoïsche gesteenten rechtstreeks bedekt worden door de Formatie van Hannut, bestaat dit basispakket uit hoekig erosiemateriaal van de Sokkel, zwarte gerolde silexkeien uit het Krijt en glauconiethoudend zand. Meer oost- en westwaarts van de voornoemde as, op de flanken van het Brabant Massief, waar de Formatie van Hannut op gesteenten van het Krijt rust, wordt het basispakket gevormd door zwarte gerolde silexkeien, als restant van geërodeerde Krijtsedimenten. In het Bekken van de Kempen, waar de gesteenten van de Sokkel en het Krijt bedekt worden door de Formatie van Heers, bestaat het pakket aan de basis van de Formatie van Hannut uit een glauconiethoudend zand met sporadisch enkele kleine zwarte silexkeien, gekend als het 'Zand van Overbroek'.

Verder bekken inwaarts in noordelijk en oostelijke richting wordt aan de basis van de Formatie van Hannut in de klei glauconiethoudend zand aangetroffen. Dit grove basispakket heeft een diachroon karakter en komt bijgevolg onderaan de verschillende leden van de Formatie van Hannut voor. De Formatie van Hannut wordt voor het huidige model opgedeeld in zes leden, zijnde vijf formeel gedefinieerde leden en één informeel lid. Van onder naar boven gaat het om de leden van Beselare, Waterschei, Chercq, Lincent, Halen en Grandglise (Figuur 3-38).

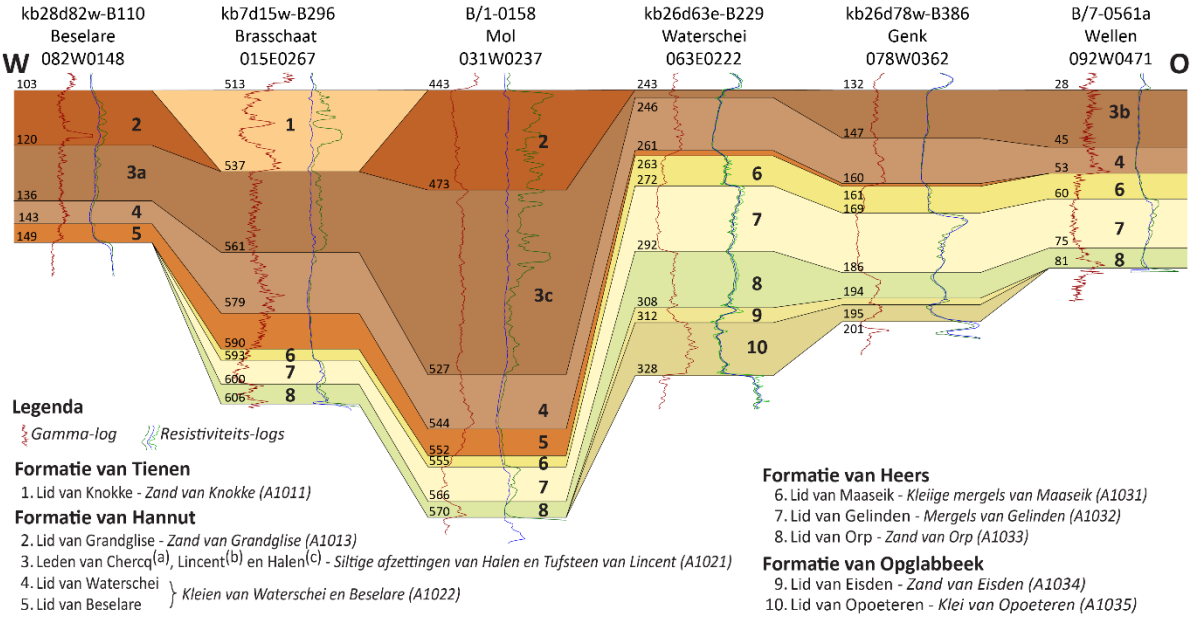


Figuur 3-38. Schematische doorsnede van west (links) naar oost (rechts) doorheen Vlaanderen met de verschillende Paleocene lithostratigrafische eenheden.

Het **lid van Beselare** is een niet formeel gedefinieerde eenheid. Ze bestaat in het typegebied uit een grijsgroene kalkhoudende zandige tot zeer zandige klei met foraminiferen en spiculen. In het westen van Vlaanderen rust dit lid op sedimenten van het Krijt en zeer lokaal op gesteenten van de Sokkel en in het oosten op de Formatie van Heers en op het Krijt. Het lid van Beselare wordt afgedekt door het Lid van Waterschei of de Formatie van Tienen. Het sedimentpakket bereikt een maximale dikte van ongeveer 20 m in de boring Doel (DOV-proefnummer: subcropBM-014E0240). Op boorgatmetingen is de eenheid duidelijk van de onderliggende en bovenliggende sedimenten te onderscheiden. De resistiviteitscurve vertoont ter hoogte van het contact met de Formatie van Heers en het Krijt steevast een sterke afname, terwijl de gammacurve een geleidelijke toename weergeeft (zie Figuur 3-39). De overgang naar het Lid van Waterschei wordt gekenmerkt door het bereik van de maximale gammawaarde en de minimale resistiviteitswaarde.
Het **Lid van Waterschei** wordt gevormd door een grijze tot groengrijze harde stijve klei. Lokaal kan de klei silthoudend zijn en komen er versteende kleibanken voor. Aan de basis worden geregeld spiculen en/of glauconiethoudend zand aangetroffen. Waar deze eenheid rechtstreeks op de Formatie van Heers of Krijtsedimenten ligt wordt de klei onderaan als kalkhoudend beschreven. In het westen van Vlaanderen rust het Lid van Waterschei op gesteenten van de Sokkel, op sedimenten van het Krijt of op het lid van Beselare, in het oosten op de Formatie van Heers en zeer lokaal op gesteenten van het Brabant Massief. Het kleipakket wordt afgedekt door de leden van Chercq, Lincent en Halen en de formaties van Tienen en Sint-Huibrechts-Hern. Het Lid van Waterschei bereikt zijn maximale dikte (ongeveer 25 m) in het Bekken van de Kempen.

De signatuur op boorgatmetingen wordt gekenmerkt door een zeer hoge gammastraling en een zeer lage resistiviteitswaarde (zie Figuur 3-39). Naar boven toe is er een geleidelijke toename in resistiviteit en een geleidelijke afname in gammawaarde tot aan de bovenliggende leden van Chercq, Lincent en Halen.
De leden van Chercq, Lincent en Halen zijn laterale equivalenten. Het Lid van Chercq komt voor ten westen van het Brabant Massief, het Lid van Halen in het Bekken van de Kempen en het Lid van Lincent in het dagzoomgebied van de Formatie van Hannut op de oostelijke en zuidelijke flank van Brabant Massief. Het **Lid van Chercq** werd gedefinieerd nabij Doornik. Deze eenheid bestaat uit een glauconiethoudend en kalkhoudend kleiig zand en zandige klei met lokaal dunne verkiezelde banken. Ze rust op sokkelgesteenten van het Brabant Massief, op gesteenten van Krijt ouderdom of op het Lid van Waterschei. Dit lid bereikt een maximale dikte van ongeveer 40 m. Het **Lid van Halen** werd, evenals het Lid van Waterschei, gedefinieerd in het Bekken van de Kempen in de boring van Loksbergen (DOV-proefnummer: kb25d76w-B285). Dit lid wordt gevormd door grijze silt en grijze, kleiige silt met lokaal verkiezelde siltsteenbanken. Het Lid van Halen dagzoomt niet, maar komt enkel in subcrop voor in het Bekken van de Kempen, waar het rust op het Lid van Waterschei. Dit siltpakket bereikt zijn maximale dikte van ongeveer 70 m in het Bekken van de Kempen. Het **Lid van Lincent** werd oorspronkelijk gedefinieerd in Lincent. De huidige typesectie situeert zich evenwel in Wansin. Het lid bestaat uit een bleke poreuze kiezelrijke kalksteen met opaalcement. Lokaal komen er donkere harde chalcedoonrijke chertbanken en mergellenzen voor. Aan de basis wordt soms een dunne kleilaag beschreven. Mogelijk gaat het hier om een restant van het Lid van Waterschei. In het typegebied wordt aan de basis van het Lid van Lincent meestal het 'Zand van Overbroek' waargenomen. Dit sedimentpakket rust op gesteenten van het Massief van Brabant, op Krijtsedimenten of op het Lid van Waterschei. Het Lid van Lincent bereikt een maximale dikte van ongeveer 40 m.
De leden van Chercq, Lincent en Halen worden afgedekt door het Lid van Grandglise en de formaties van Tienen, Kortrijk, Brussel en Sint-Huibrechts-Hern. Ondanks de verschillende lithologie hebben ze eenzelfde expressie in boorgatmetingen. Op het contact met het onderliggende lid van Waterschei is er een plotse afname in de gammacurve, naar boven toe volgt een korte toename om nadien tot aan de bovengrens een constante of een geleidelijk afnemende gammastraling te vertonen (zie Figuur 3-39). Op dit patroon komen in het Bekken van de Kempen een drietal maxima in gammastraling voor die zich in het centrale deel van de Provincie Limburg dikwijls als sterke gammapieken voordoen. Op de resistiviteitscurve wordt een tegengestelde signatuur gevonden. Op het contact met het Lid van Waterschei is er een plotse toename. Deze wordt gevolgd door een kortstondige afname in resistiviteit om daarna een geleidelijke stijging te vertonen. Op deze geleidelijke stijging zijn overeenkomstig de pieken bij de gammastraling een drietal minima gesuperponeerd. Naar boven toe komen er ook enkele positieve excursies voor. De grens met het bovenliggende Lid van Grandglise is niet steeds duidelijk vast te leggen op boorgatmetingen. De geleidelijke afname van de gammastraling en toename van de resistiviteit lopen meestal zonder merkbare verandering door in het Lid van Grandglise, wat er op wijst dat er een geleidelijke vergroving van het sediment optreedt naar boven toe.
Het **Lid van Grandglise** is oorspronkelijk gedefinieerd in Stambruges in de Provincie Henegouwen. Voor dit model wordt evenwel de definitie van Steurbaut (1998) in de boring van Mol (DOV-proefnummer: B/1-0158) in het Bekken van de Kempen gebruikt. De lithostratigrafische eenheid bestaat uit een glauconiethoudend fijn zand met dunne kleiige intercalaties. Lokaal komen er zandsteenbanken voor. Het lid rust op Paleozoïsche gesteenten van de Sokkel, op sedimenten van Krijt ouderdom of op de leden van Chercq, Lincent en Halen. Het pakket wordt afgedekt door de formaties van Tienen, Kortrijk, Brussel en Sint-Huibrechts-Hern. Dit sedimentpakket bereikt een maximale dikte van ongeveer 40 m in het Bekken van de Kempen. Op boorgatmetingen is dit pakket niet steeds duidelijk af te lijnen. Enerzijds is er onderaan de geleidelijke overgang naar de leden van Chercq, Lincent en Halen (zie boring van Mol op Figuur 3-39).

Anderzijds wordt het zandige pakket geregeld afgedekt door zanden behorend tot de formaties van Tienen en Sint-Huibrechts-Hern en vertoont de signatuur van de gamma- en resistiviteitscurves slechts weinig verandering op het contact tussen de verschillende lithostratigrafische eenheden. Enkel daar waar het Lid van Grandglise gevolgd wordt door kleien behorend tot de formaties van Tienen en Kortrijk is er een duidelijke bovengrens vast te leggen. In beide gevallen is er dan een plotse sterke toename in gammastraling en een sterke afname in elektrische resistiviteit.



Figuur 3-39. Log-correlatiepaneel van west (links) naar oost (rechts) doorheen Vlaanderen met de verschillende Paleocene lithostratigrafische eenheden.

Het model van de basis van de Formatie van Hannut kwam op twee verschillende manier tot stand:

- In het breukengebied werd de basis van de Formatie van Hannut bekomen door diktestapeling van de formaties van Opglabbeek en Heers bovenop de seismisch gemodelleerd top van de Krijtgroep (voor methodiek, zie paragraaf 2.4.7.3).
- Buiten het breukengebied werd het basisvlak op basis van boringen, boorgatmetingen en ontsluitingen gemodelleerd (voor methodiek, zie paragraaf 2.5). Voor het overgrote deel van Vlaanderen werd de basis van de Formatie Hannut opgebouwd rond het concept van een paleoreliëf dat aanwezig is in de top van de Paleozoïsche gesteenten van het Massief van Brabant, dat bovendien ook nog terug te vinden is in de top van de gesteenten van Krijt ouderdom (Matthijs et al, 2005). Dit concept is gebaseerd op waarnemingen van het Sokkelgesteente in ontsluiting, het type Sokkelgesteente in relatie tot de topografische hoogte waarop de top van het Brabant Massief aangeboord werd, de verbreiding van de Krijtgesteenten en de expressie van dit paleoreliëf in of de correlatie tussen dit paleoreliëf en de aëromagnetische kaart van België. Of dit paleoreliëf louter het gevolg is van differentiële erosie tussen verschillende types Sokkelgesteenten (leisteen, kwartsiet, porfier, arkose, …), een gevolg is van de oorspronkelijk structurele opbouw van het Brabant Massief (synclines, anticlines, breuken, shearzones, …), of een gevolg is van tektonische bewegingen tijdens het Mesozoïcum en/of Cenozoïcum, kan moeilijk gezegd worden.

Waarschijnlijk is het paleoreliëf, zoals het zich nu voordoet in de top van de Sokkel, een gevolg van de combinatie van alle voornoemde hypothesen. Dit concept werd in het model van de Formatie van Hannut vertaald als zijnde sedimenten die afgezet werden onder een stijgende zeespiegel en die daarbij geleidelijk aan het bestaand reliëf opvullen.

Beide deelgebieden van de modellen werden vervolgens aaneengesloten volgens de methodiek die in paragraaf 2.7 toegelicht wordt.

De top van de Formatie van Hannut valt meestal samen met de basis van de Formatie van Kortrijk (zie paragraaf 3.3.5.10). In het uiterste zuidoosten wordt de Formatie van Kortrijk weggesneden door de basis van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern, en valt de top van de Formatie van Hannut dan ook samen met deze seismisch gemodelleerde basis van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern (zie paragraaf 3.3.4.7). Verder valt de top van de Formatie van Hannut lokaal in het zuidoosten, maar ook in het noorden en noordwesten samen met de basis van de Formatie van Tienen (zie paragraaf 3.3.5.11). Modelmatig wordt de top van Hannut in eerste instantie gevormd door een aaneenschakeling van het model van de basis van de Formatie van Kortrijk en een uittreksel uit het model van de basis van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern. Op dit model dienen nog enkele bewerkingen uitgevoerd om het te finaliseren. Zo moeten de basis van de formaties van Tienen en Brussel nog toegevoegd worden als onderdeel van de top van de Formatie van Hannut. Maar voorlopig omwille van het verdere modelproces wordt het 3D-model in dit stadium aangenomen als zijnde de top van de Formatie van Hannut. Om een onderscheid te maken met het werkelijke 3D-model van de top van de Formatie van Hannut wordt er in de verdere tekst een * toegevoegd (top*).

Aan de hand van de modellen voor top* en basis van de Formatie van Hannut en de interpretaties van de verschillende leden in de boorgatmetingen en in enkele cruciale ontsluitingen en gekernde boringen wordt de formatie verder intern opgedeeld in leden. Hierbij worden als modeleenheden onderscheiden: het lid van Beselare, het Lid van Waterschei, het Lid van Grandglise en de lateraal van elkaar voorkomende leden van Chercq, Lincent en Halen, die als één modeleenheid verwerkt worden. Voor elk van de modeleenheden wordt er een diktemodel opgesteld. Deze diktemodellen worden ofwel bovenop het 3D-model voor de basis ofwel onderaan het 3D-model voor de top* van de Formatie van Hannut toegevoegd. Er wordt vertrokken van een diktemodel van de Formatie van Hannut, geconstrueerd uit het verschil tussen de 3D-modellen voor de top* en basis. Binnen het bereik van dit diktemodel, zit naast de voornoemde leden, ook nog de Formatie van Tienen. De diktemodellen van de verschillende modeleenheden (inclusief de Formatie van Tienen) worden aangemaakt op basis van proporties die ze volgens de waarnemingen innemen binnen het voornoemde diktebereik. Voor elke modeleenheid wordt er naast deze proporties ook een lijn met proportie 0 ingevoerd (de verbreidingsgrens) en desnoods een lijn met proportie 100 (de grens vanaf waar een modeleenheid alleen de volledige dikte van de formatie uitmaakt). Per modeleenheid worden de proportiewaarden geïnterpoleerd met, boven het Brabant Massief, het gebruik van een zoekellips en een anisotropiefactor met een ratio van 0.5 en een richting van 60° gezien van het noorden naar het westen. Dit om de invloed van de vorm van het paleoreliëf enigszins te laten meespelen of te simuleren tijdens het interpolatieproces. In het Bekken van de Kempen en de Roerdalslenk wordt noch de zoekellips noch de anisotropiefactor toegepast. In beide deelgebieden wordt kriging als interpolatiemethode aangewend. De proportiemodellen worden vermenigvuldigd met het diktemodel van de Formatie van Hannut. Zo wordt er per modeleenheid een diktemodel bekomen. Om een opstapeling van fouten te voorkomen worden er zo weinig mogelijk diktemodellen “opgeteld” bij de basis of de top* van de formatie. Daarom wordt er gewerkt met proportiemodellen van gecombineerde eenheden.

Zo wordt er een proportiemodel gemaakt voor de samengestelde eenheid Beselare/Waterschei en voor de samengestelde eenheid Grandglise/Tienen. Het diktemodel van de eerste samengestelde eenheid wordt aan het 3D-model van de basis van de formatie toegevoegd, het diktemodel van de tweede samengestelde eenheid wordt aan het 3D-model van de top* van de formatie toegevoegd. Op die manier worden de 3D-modellen voor de top en de basis van de modeleenheid van Chercq/Lincent/Halen bekomen. De resterende dikte tussen deze 3D-modellen vormt het diktemodel voor de modeleenheid van Chercq/Lincent/Halen. Dit is de eenheid die de grootste dikteproportie inneemt. Vervolgens worden de samengestelde modeleenheden proportioneel opgesplitst in de onderscheiden leden en wordt er bijgevolg een proportiemodel en een diktemodel voor elk van de modeleenheden bekomen. Uit de 3D-modellen voor top* en basis van de formatie en de diktemodellen voor de interne opdeling kunnen dan de 3D-modellen voor top en basis van elke modeleenheid geconstrueerd worden. Er dient nog vermeld dat voor het opstellen van het proportiemodel van de samengestelde eenheid Grandglise/Tienen de proportiewaarden voor de Formatie van Tienen op de plaatsen waar die volledig door het Lid van Grandglise snijdt met 5% verminderd worden. Op die plaatsen wordt er bijgevolg een proportiemodel aangemaakt waaruit later een 3D-model voor een fictieve basis van het Lid van Grandglise volgt. Bij het opstellen van het proportiemodel van de Formatie van Tienen worden de werkelijke proportiewaarden gebruikt. Zodoende kan er in het verdere modelproces een duidelijke insnijding van de Formatie van Tienen in het Lid van Grandglise gecreëerd worden.

Het basisvlak van het lid van Beselare valt samen met het basisvlak van de Formatie van Hannut. Het lid van Beselare is echter niet overal aanwezig, maar ontbreekt in centraal Vlaanderen op de as van het Massief van Brabant en verder noordelijk ook langsheen een WNW-OZO georiënteerde zone van het noordwesten tot zuidoosten van Vlaanderen.
Het basisvlak van het Lid van Waterschei werd samengesteld door een diktestapeling van het lid van Beselare en (buiten het voorkomen van het lid van Beselare) het basisvlak van de Formatie van Hannut. Net zoals bij het lid van Beselare, ontbreekt ook het Lid van Waterschei in centraal Vlaanderen op de as van het Massief van Brabant en verder noordelijk ook langsheen een WNW-OZO georiënteerde zone van het noordwesten tot zuidoosten van Vlaanderen. Deze WNW-OZO georiënteerde zone is echter smaller dan voor het lid van Beselare, wat getuigt van een geleidelijke overspoeling ervan.
Het basisvlak van de leden van Chercq/Lincent/Halen werd samengesteld door een diktestapeling van de leden van Beselare en Waterschei op hun basis en (buiten het voorkomen van deze laatste leden) het basisvlak van de Formatie van Hannut. Het voorkomen van de leden van Chercq/Lincent/Halen is ruimer dan dat van Waterschei, en ontbreekt enkel nog op de as van het Massief van Brabant, in de regio van Knokke en in het uiterste zuidoosten van Vlaanderen waar het weggesneden wordt door de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern. In het noordwesten van Vlaanderen of langsheen de as tussen Zele in het zuidoosten en Knokke in het noordwesten, blijft de dikte echter beperkt tot meestal minder dan 10 m
Het basisvlak van het Lid van Grandglise werd samengesteld uit het topvlak van de leden van Chercq/Lincent/Halen (of top* van de Formatie van Hannut waarvan de dikte van de samengestelde eenheid Grandglise/Tienen werd afgetrokken) en lokaal ook het basisvlak van de Formatie van Hannut. Het voorkomen van het Lid van Grandglise is ruimer dan dat van de onderliggende leden van de Formatie van Hannut op de as van het Massief van Brabant, maar beperkter in het noordwesten en zuidoosten van Vlaanderen waar het grotendeels afwezig is onder de erosieve basis van de Formatie van Tienen.
De werkelijke top van de Formatie van Hannut werd hierna aangemaakt door de top* van de formatie te laten snijden met de basissen van de formaties van Tienen en Brussel en het niet-tabulaire Quartair. Deze laatste bewerkingen worden ook nog uitgevoerd op de modellen van de verschillende leden van de Formatie van Hannut.

3.3.6.3 FORMATIE VAN HEERS MET:

- *Lid van Maaseik*
- *Lid van Gelinden*
- *Lid van Orp*

De Formatie van Heers werd gedurende het middelste Paleoceen afgezet in de oostelijke helft van Vlaanderen, of het gebied dat de oostelijke as van het Massief van Brabant en het gehele Bekken van de Kempen en de Roerdalslenk omvat. Het bestaat uit ondiep mariene zanden en mergels die algemeen verdikken richting de Roerdalslenk tot een maximale dikte van 64 m. Naar het zuiden toe wordt de Formatie van Heers weggesneden door de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern. De Formatie van Heers wordt van onder naar boven opgedeeld in de leden van Orp, Gelinden en Maaseik (Figuur 3-38).
Het **Lid van Orp** bestaat uit een glauconiethoudend grijs tot groen fijn zand dat schelpen kan bevatten. Naar boven toe wordt het Lid van Orp gevormd door een afwisseling van zandlagen en mergellenzen. Het zand wordt stelselmatig meer kleiig tot mergelig, totdat het uiteindelijk overgaat in de bovenliggende mergels van het Lid van Gelinden (De Koninck et al., 2011). De dikte van het Lid van Orp neemt sterk toe in oostelijke richting van enkele meters in het westelijke voorkomen tot een maximum van 32 m in de Roerdalslenk. Op geofysische boorgatmetingen wordt het Lid van Orp omwille van de aanwezigheid van glauconiet gekenmerkt door een hoge gammastraling (Figuur 3-39). De grens met de boven- en onderliggende glauconietarme Lid van Gelinden en formaties van Houthem of Maastricht en Kunrade valt daarom samen met sterke terugvallen in de gammastraling. Indien het Lid van Orp de Formatie van Opglabbeek bedekt, is de ondergrens minder duidelijk en wordt deze gelegd ter hoogte van een terugval van de gammastraling en de toename van de resistiviteit (Figuur 3-39).
Het **Lid van Gelinden** bestaat uit grijze tot witte mergels die meestal een dikte vertonen tussen 10 en 20 m. In het ontsluitingsgebied in het zuiden van Vlaanderen wordt het Lid van Gelinden afgedekt door het glauconiethoudend 'Zand van Overbroek' dat de basis vormt van het Lid van Lincent van de Formatie van Hannut. Verder noordwaarts in het Bekken van de Kempen wordt het Lid van Gelinden afgedekt door het lithologisch gelijkaardige, meer kleiige Lid van Maaseik van de Formatie van Hannut. Op geofysische boorgatmetingen zijn de leden van Gelinden en Maaseik goed te onderscheiden doordat de eerste karakteristiek een hogere resistiviteit en een lagere natuurlijke gammastraling heeft ten opzichte van de tweede (Figuur 3-39).
Het **Lid van Maaseik** bestaat uit bleekgrijze mergelige klei die zich situeert in de bovenkant van de Formatie van Heers. De eenheid verdikt algemeen in oostelijke richting van enkele meters in het westelijke voorkomen tot een maximale waarde van 9 m in de Roerdalslenk. Op geofysische boorgatmetingen vormt het Lid van Maaseik een overgang tussen de hoge gammastraling en lage resistiviteitswaardes van de bovenliggende Formatie van Hannut en lage gammastraling en hoge resistiviteitswaardes van het onderliggende Lid van Gelinden (Figuur 3-39).

De modellen van de basis en top van de Formatie van Heers kwamen op drie verschillende manier tot stand:

- In het modelgebied van H3O-De Roerdalslenk werd de Formatie van Heers reeds uitgekarteerd op basis van hoofdzakelijk seismische data. Echter, tijdens deze kartering viel de top van de Formatie van Heers nog samen met de top van het Lid van Gelinden. Daarom werd binnen de Roerdalslenk de dikte van het Lid van Maaseik (via een nieuw samengestelde diktekaart) opgeteld bij de top van het gekarteerde Lid van Gelinden om de nieuwe top van de Formatie van Heers te bekomen.

- Ten westen daarvan of in het deel van het Bekken van de Kempen dat gelegen is binnen het breukengebied, werd de basis van de Formatie van Heers gemodelleerd door een diktestapeling op de top van de Formatie van Opglabbeek (in het zuidoosten) en op de top van de Krijtgroep (in het westen en noorden). Door nieuwe inzichten in de interpretatie van het Lid van Maaseik werd het model van de Formatie van Heers uit het H3O-De Kempen gebied niet overgenomen, maar in deze regio opnieuw gemodelleerd.
- Buiten het breukengebied werden de basis en top van de Formatie van Heers overgenomen uit het G3Dv2-model en daar lokaal aangepast aan (her)interpretaties van boringen met geofysische boorgatmetingen (voor methodiek zie paragraaf 2.5)

Na de modellering van de Formatie van Heers, werd deze ingedeeld in de leden van Orp, Gelinden en Maaseik. Eerst werd daarbij een diktekaart van het Lid van Maaseik opgemaakt op basis van de informatie uit boringen met geofysische boorgatmetingen. Deze diktekaart werd van de dikte van de Formatie van Heers afgetrokken om de diktes van de gecombineerde leden van Orp en Gelinden te bekomen. Deze laatste leden werden tenslotte gemodelleerd door het opmaken van een proportiekaart voor het Lid van Orp (voor methodiek, zie paragraaf 2.6). Via deze proportiekaart en de gecombineerde diktekaart van de leden van Orp en Gelinden konden de diktes van deze leden ook apart bepaald worden.

3.3.6.4 FORMATIE VAN OPGLABBEEK MET:

- *Lid van Eisden*
- *Lid van Opoeteren*

De Formatie van Opglabbeek werd gedurende het vroege Paleoceen afgezet in het oostelijke deel van Vlaanderen, of het gebied dat het oostelijke Bekken van de Kempen en de Roerdalslenk omvat. Het bestaat uit continentaal tot ondiep mariene kleien en zanden die algemeen verdikken richting de Roerdalslenk tot een maximale dikte van bijna 40 m. De verdunning vanuit de Roerdalslenk en het oostelijke Bekken van de Kempen richting het Massief van Brabant gaat gepaard met onlap van de top van de Formatie van Opglabbeek op de onderliggende Formatie van Houthem (Deckers & Matthijs, 2014). Naar het zuiden toe wordt de Formatie van Opglabbeek weggesneden door de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern.
De Formatie van Opglabbeek wordt van onder naar boven opgedeeld in de leden van Opoeteren en Eisden (Figuur 3-38). Het **Lid van Opoeteren**, ook wel gekend als de 'Klei van Zwartberg', bestaat hoofdzakelijk uit donker tot roodgekleurde kleien met ligniet. Lokaal worden schelpenlaagjes, plantenfragmenten en zandlenzen aangetroffen (De Koninck et al., 2011). Het **Lid van Eisden** bestaat hoofdzakelijk uit zand met ligniet. Op geofysische boorgatmetingen wordt het Lid van Opoeteren gekenmerkt door hoge gammastraling en lage resistiviteit, terwijl het Lid van Eisden wordt gekenmerkt door lage gammastraling en hogere resistiviteit (De Koninck et al., 2011; Figuur 3-39).

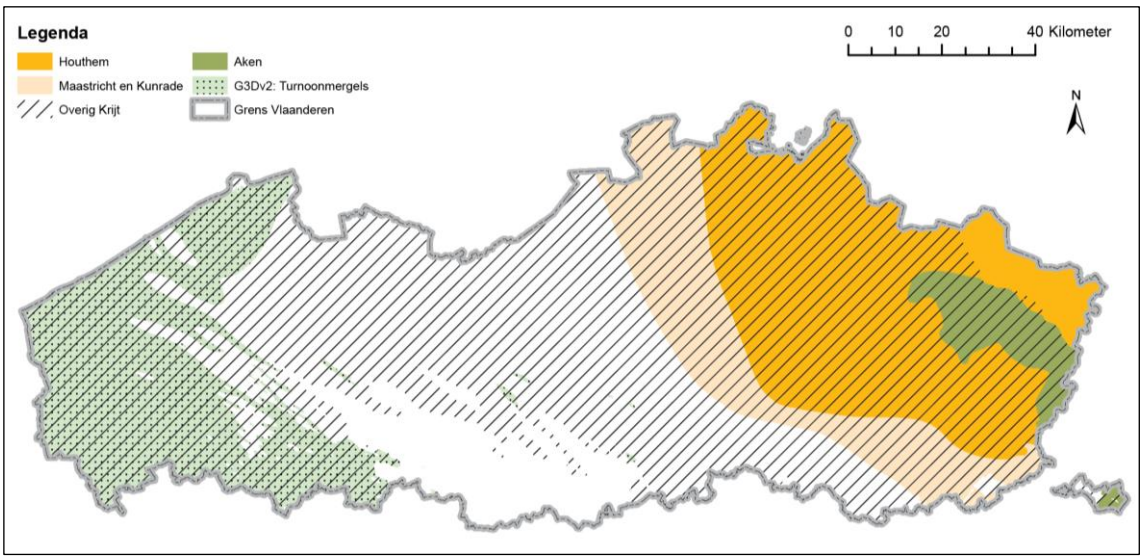
In het modelgebied van H3O-De Kempen werd de Formatie van Opglabbeek reeds uitgekarteerd op basis van hoofdzakelijk seismische data. Ten westen daarvan of in het Bekken van de Kempen, werd de basis van de Formatie van Opglabbeek (die samenvalt met de top van de Krijtgroep) gemodelleerd op basis van seismische data en boringen (zie paragraaf 2.4). Op basis van deze boringen, (hoofdzakelijk diegene voorzien van geofysische boorgatmetingen) werd een diktekaart van de Formatie van Opglabbeek aangemaakt. Deze diktekaart werd bovenop de basis van de Formatie van Opglabbeek geteld om zodanig de top van deze eenheid te bekomen in het Bekken van de Kempen. Voor de bepaling van de westelijke 0-contour of voorkomensgrens werd grotendeels gesteund op de eerder bepaalde voorkomensgrens uit het G3Dv2-model (zie De Koninck et al., 2011). Tenslotte werden de basis-, dikte- en toprasters van de Formatie van Opglabbeek uit de Roerdalslenk en het Bekken van de Kempen op elkaar aangesloten.

Na de modellering van de Formatie van Opglabbeek, werd deze ingedeeld in de Leden van Opoeteren en Eisden. Dit gebeurde op basis van het opmaken van een proportiekaart voor het Lid van Eisden (voor methodiek, zie paragraaf 2.6). Veelal bedroeg de proportie van het Lid van Eisden binnen de Formatie van Opglabbeek tussen 20 en 50 %. Enkel in het uiterste zuidwesten van het voorkomen van de Formatie van Opglabbeek, bleek het Lid van Eisden afwezig.

3.3.7. KRIJT EENHEDEN (INCLUSIEF HOUTHEM)

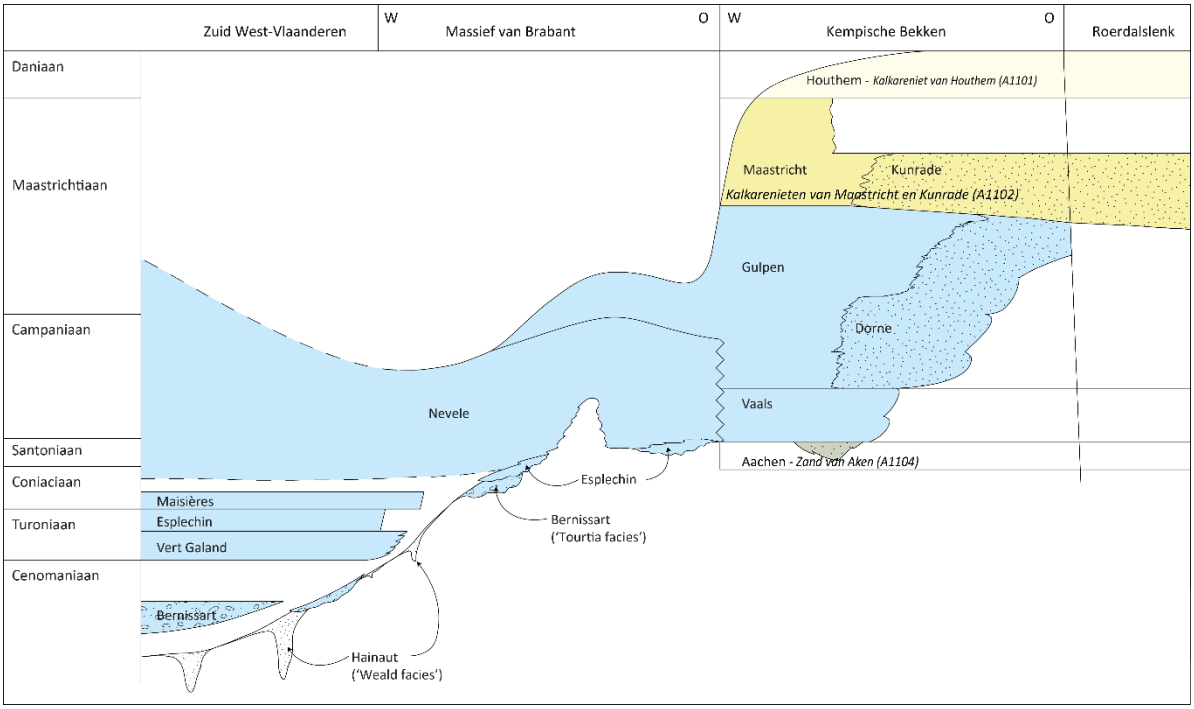
3.3.7.1 ALGEMENE GEOLOGISCHE ACHTERGROND, METHODIEK VAN MODELLEREN EN GEBRUIKTE CONCEPTEN

Tijdens het Laat Krijt en vroegste Paleoceen werden hoofdzakelijk carbonaten afgezet in Vlaanderen. Initieel werden de carbonaten discordant afgezet bovenop oudere Mesozoïsche eenheden in het uiterste oosten en Paleozoïsche eenheden in het centrum en westen van Vlaanderen. Deze lagen van het Boven Krijt en onder Paleoceen (Daniaan) werden afgezet onder invloed van het samenspel van een geleidelijke transgressie over het Massief van Brabant, die zijn oorzaak vond in een wereldwijde zeespiegelstijging, en een tektonische inversie van Jurabekkens (o.a. de Roerdalslenk). Ten gevolge hiervan vertoont het Boven Krijt in Vlaanderen een grote mate van laterale variatie in de lithologie in vooral de oudste afzettingen (Dusar et al., 2005).
In het grootste deel van Vlaanderen wordt de Krijtgroep bedekt door Cenozoïsche sedimenten. In het uiterste zuiden van Vlaanderen dagzomen de eenheden van de Krijtgroep lokaal. Door de noordelijke afhelling van het hele lagenpakket verdiept de top van het Krijt tot -800 m TAW in het uiterste noorden van Vlaanderen.



Figuur 3-40. Een overzicht van de voorkomens van de verschillende eenheden binnen de Krijtgroep. Het "Overig Krijt" omvat de formaties van Dorne, Gulpen, Nevele, Vaals, Bernissart, Vert Galand, Esplechin en Maisière die net zoals de Formatie van Aken afwezig zijn in de Roerdalslenk. Voor het huidige model worden de Turoonmergels (formaties van Bernissart, Vert Galand, Esplechin en Maisière) niet meer onderscheiden; dit in tegenstelling tot het G3Dv2-model waarin dit nog wel gebeurde (zie "G3Dv2: Turoonmergels").

De Krijtsedimentatie vangt in het zuiden van West-Vlaanderen, geologisch ten zuiden van de dorsale as van het Massief van Brabant, reeds aan in het Cenomaniaan of zelfs vroeger. Hiervan getuigen de sedimenten met diverse samenstelling van het continentale Weald-facies (Hainaut Group; Figuur 3-41). Dit zijn geen continue afzettingen, maar schijnen eerder in lager gelegen delen van het paleoreliëf op het Massief van Brabant en vooral in karstholtes in het Dinantiaan van het Bekken van Doornik te zijn afgezet en bewaard gebleven. Deze afzettingen werden niet bij de Krijtgroep uitgekarteerd, maar vanwege het voorkomen tot het onderliggende Dinantiaan gerekend.
De eerste continue Krijtsequenties van Cenomaniaan, Turoon en Santoniaan ouderdom (formaties van Bernissart, Vert Galand, Esplechin en Maisière) werden in het zuiden van West-Vlaanderen afgezet (Figuur 3-40 en Figuur 3-41). Vanaf het latere Santoniaan vond er ook afzetting plaats in het oosten van Vlaanderen met de Formatie van Aken in het oostelijke deel van het Bekken van de Kempen (Figuur 3-40). In het Campaniaan breidden de afzettingen zich uit naar het westen en werd het Massief van Brabant overspoeld met afzetting van de krijtsedimenten van de Formatie van Nevele en het Bekken van de Kempen met de afzettingen van de Formatie van Vaals. Later in het Campaniaan en vroege Maastrichtiaan werd het krijt van de Formatie van Gulpen afgezet in het westelijke deel en de Formatie van Dorne in het oostelijke deel van het Bekken van de Kempen. Tegelijkertijd werden ook de krijtsedimenten van de Formatie van Nevele verder afgezet bovenop het Massief van Brabant. Tijdens het latere Maastrichtiaan werd de Roerdalslenk terug overspoeld en samen met de omliggende regio bedekt door de Formatie van Kunrade in het oosten en de Formatie van Maastricht meer naar het westen (Figuur 3-40).
Het verschil in facies van de eenheden van de Krijtgroep tussen het westen en oosten in het Bekken van de Kempen is waarschijnlijk gerelateerd aan gelijktijdige opheffing van de Roerdalslenk die voor een sterke influx van siliciklastisch materiaal zorgde in het oostelijke deel van het Bekken van de Kempen, terwijl deze het westelijke deel niet bereikten.
Na een hiaat met karstvorming op de grens tussen het Krijt en Cenozoïcum, werden de formaties van Kunrade en Maastricht bedekt met de lithologisch gelijkaardige Formatie van Houthem (Figuur 3-40). Na de afzetting van de Formatie van Houthem ondervond het Massief van Brabant een opheffingsfase waarbij de Krijt eenheden (waaronder de gehele formaties van Maastricht en Houthem) geërodeerd werden langsheen de as van dit massief (Figuur 3-40 en Figuur 3-41).



Figuur 3-41. Correlatieschema van het Krijt in Vlaanderen uit Lagrou & Dreesen (2005). De kleuren duiden op de modeleenheden die onderscheiden werden voor dit model.

Voor het G3Dv2-model werden in 2007 de diepte- en diktekaarten van het Krijt in Vlaanderen opgeleverd (Matthijs & Lagrou, 2007), terwijl de interne opdeling van de Krijtgroep in zes modeleenheden werd opgeleverd in 2010 (Matthijs & Lagrou, 2010). Voor het huidige model werd het Krijt (samen met het vroegste Paleoceen) deels opnieuw gemodelleerd (oosten van Vlaanderen) en deels aangepast van het G3Dv2-model (centrum en westen van Vlaanderen).
Twee grote verschillen met het G3Dv2-model zijn dat er voor het huidige model nu 1) een nieuw breukenmodel gebruikt werd en 2) dat er naast boringen nu ook gesteund werd op het gebruik van seismische data voor de modellering van de top en basis van de Krijtgroep. Door het grote verschil in de ligging van de breuken en het verloop van de top en basis van de Krijtgroep, konden de bestaande rasters van de Krijtgroep van het G3Dv2-model niet herbruikt worden in het oosten van Vlaanderen en dienden deze opnieuw gemodelleerd te worden. De top en basis van de Krijtgroep werd hier aldus eerst seismisch geïnterpreteerd en gemodelleerd volgens de methodiek die beschreven staat in paragraaf 2.4. Daarbij werd de basis van de Krijtgroep verder naar het westen geïnterpreteerd en gemodelleerd op seismische data dan de top van de Krijtgroep. Omdat de kwaliteit van de seismische data vaak te slecht is, werd de top van de Krijtgroep niet verder westelijk gemodelleerd op basis van seismische data (en louter op basis van boorgegevens) dan het H3O-De Kempen modelgebied. De basis van de Krijtgroep werd daarentegen op quasi alle seismische lijnen geïnterpreteerd en gemodelleerd. De set en interpretaties van boringen die gebruikt werden voor deze seismische interpretatie zijn grotendeels dezelfde als diegene die gebruikt werden voor de opmaak van dezelfde vlakken voor het G3Dv2-model. Van een beperkte set van boringen werden in functie van de modelleringen de interpretaties aangepast, toegevoegd of vanwege lage kwaliteit niet als sturend gebruikt.
In het westen en centrum van Vlaanderen werden er geen breuken gemodelleerd of seismiek gebruikt, en kon er wel gesteund worden op de bestaande rasters van de top en basis van de Krijtgroep uit het G3Dv2-model.

Deze laatste rasters werden echter aangepast aan (her)interpretaties van boringen met geofysische boorgatmetingen om nieuwe rasters te bekomen (zie paragraaf 2.5).
In het zuiden van de provincie Antwerpen vallen een aantal depressies op in de basis van de Krijtgroep die zich niet doorzetten in de top van de Krijtgroep. Deze depressies komen ook voor in het onderliggende Namuriaan (soms ook Westfaliaan) en stellen instortingsholtes voor die ontwikkelde in het Dinantiaan. Voor meer toelichting omtrent het ontstaan van deze instortingsholtes verwijzen we naar paragraaf 3.3.9. Sommige van deze instortingsholtes werken door tot boven de top van de Krijtgroep. Echter, in tegenstelling tot de basis van de Krijtgroep, werd de top van de Krijtgroep in deze regio niet meer op basis van seismische data gekarteerd (zie hierboven). Daarom zitten deze karstholtes niet in het model van de formaties van Houthem en Maastricht/Kunrade (zie hieronder) of bovenliggende Paleogene eenheden, maar wel in de modeleenheid van de formaties van Dorne, Gulpen, Nevele, Vaals, Bernissart, Vert Galand, Esplechin en Maisière). Het is aannemelijk dat enkele van deze instortingsholtes - net zoals gekend is ten zuiden van de as van het Massief van Brabant - bij de aanvang van de Krijtgroep sedimentatie opgevuld werden met het continentale Weald-facies. De instortingsholtes lijken voor te komen langsheen breuken (Dreesen et al., 1985; 1987), en kunnen daarbij ook zorgen voor lokale, abrupte toenames van het verzet van de basis van de Krijtgroep langsheen deze breuken.

Na de modellering van de top en basis van de Krijtgroep, werd de interne onderverdeling in modeleenheden gemaakt. Voor het huidige model werd ervoor gekozen om de Krijtgroep op te delen in vier modeleenheden (zie Tabel 3-6):

- Formatie van Houthem
- Formaties van Maastricht en Kunrade
- Formaties van Dorne, Gulpen, Nevele, Vaals, Bernissart, Vert Galand, Esplechin en Maisière
- Formatie van Aken

Ten opzichte van het G3Dv2-model worden daarbij de formaties van Dorne, Gulpen, Nevele, Vaals, Bernissart, Vert Galand, Esplechin en Maisière niet verder onderverdeeld in drie modeleenheden, maar nu dus samengenomen in één modeleenheid (zie ook bespreking Figuur 3-40).

Tabel 3-6. Overzicht van de verschillende G3Dv3-modeleenheden binnen de Krijt ouderdomsgroep. De cijfers in de kolom "Oorsprong" duiden op de manier hoe de opmaak van de basisrasters van de corresponderende eenheden tot stand kwam (zie kolom "Opmaak basisrasters").

Formatie G3D	Oorsprong
Houthem	1 + 2 + 3 + 4
Maastricht en Kunrade	1 + 4
Dorne, Gulpen, Nevele, Vaals, Bernissart, Vert Galand, Esplechin en Maisière	1 + 4
Aken	1 + 4

Opmaak top- en basisrasters
1 = Aanpassing G3Dv2-model
2 = H3O-De Roerdalslenk
3 = H3O-De Kempen
4 = Volledig nieuw (G3Dv3)

Net zoals voor het G3Dv2-model, werden de interne modeleenheden binnen de Krijtgroep opgemaakt op basis van diktekaarten. Voor het G3Dv2-model werden deze kaarten gemaakt op basis van proporties (voor methodiek, zie paragraaf 2.6), terwijl voor het huidige model werd gekozen om deze op te maken op basis van diktes (voor methodiek, zie paragraaf 2.6).

Voor de opmaak van deze diktekaarten werden eerst alle boringen verzameld die gebruikt werden om diezelfde eenheid op te maken voor het G3Dv2-model. Vanuit de diktes volgens deze boringen (met een groter gewicht voor diegene met geofysische boorgatmetingen) werden initiële diktekaarten gemaakt. Uitschieters uit deze kaarten werden kritisch bekeken en waar nodig aangepast. Op locaties waar volgens het G3Dv2-model de betreffende modeleenheden verdwijnen, werden nulwaardes toegekend aan de diktekaarten. Dit gebeurde bijvoorbeeld aan de westgrenzen van de formaties van Houthem, Maastricht en Kunrade, en Aken.
Eens de dikterasters opgemaakt waren, werden deze afgetrokken van of opgeteld bij de boven- of onderliggende niet-ingesneden rasters om de niet-ingesneden (alsof er nog geen post-depositionele erosie had plaatsgevonden) basis- en toprasters van de verschillende modeleenheden te bekomen:

- Het topraster van de Formatie van Houthem valt samen met het topraster van de Krijtgroep. Het dikteraster van de Formatie van Houthem werd afgetrokken van dit topraster om het basisraster ervan te bekomen.
- Het dikteraster van de formaties van Maastricht en Kunrade werd vervolgens afgetrokken van de combinatie van het basisraster van de Formatie van Houthem en (daar waar deze laatste afwezig is) de top van de Krijtgroep om zodanig het basisraster van de formaties van Maastricht en Kunrade te bekomen.
- Het dikteraster van de Formatie van Aken werd opgeteld bij de basis van de Krijtgroep om het topraster ervan te bekomen, dat binnen het voorkomen van de Formatie van Aken dus samenvalt met het basisraster van de formaties van Maisières, Esplechin, Vert Galand, Bernissart, Vaals, Nevele, Gulpen en Dorne.
- Het topraster van de formaties van Maisières, Esplechin, Vert Galand, Bernissart, Vaals, Nevele, Gulpen en Dorne valt dus samen met het basisraster van de formaties van Maastricht en Kunrade of (daar waar deze laatste afwezig zijn) top van de Krijtgroep. Het basisraster van deze modeleenheid valt dan weer samen met het topraster van de Formatie van Aken of (daar waar Aken afwezig is) basis van de Krijtgroep.

Na de opmaak van deze niet-ingesneden top- en basisrasters, werden ze ingesneden met bovenliggende, insnijdende eenheden (de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern en het niet-tabulaire Quartair) om de finale top- en basisrasters te bekomen. De finale dikterasters werden bepaald door het verschil tussen de top- en basisrasters.

De Voerstreek vormde een uitzondering op de hierboven toegelichte methodiek, vermits hier voor het huidige model de bestaande rasters en breuken van het G3Dv2-model volledig werden overgenomen.

Bij de kartering van de eenheden van de Krijtgroep werden een aantal geologische concepten aangehouden:

- Ten noorden en ten zuiden van de as van het Massief van Brabant hellen de lagen algemeen respectievelijk naar het noorden en zuiden.
- De eenheden worden opgebroken door breuken. Lokaal worden de diktes van de eenheden beïnvloed door inverse breukbewegingen, zoals aan het ‘Bree Hoog’ (Figuur 3-3) en ‘Dilsen Hoog’ (voor locatie zie Figuur 3-7). De dikte van de Formatie van Houthem wordt niet meer beïnvloed door breukwerking.
- In het zuiden worden de eenheden weggesneden door het niet-tabulaire Quartair en in het zuidoosten ook door de basis van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern.
- Naar het westen toe worden de eenheden (exclusief de Formatie van Aken) weggesneden of geërodeerd in hun top onder de formaties van Heers en Hannut.
- In de Roerdalslenk zijn enkel de formaties van Houthem, Maastricht en Kunrade aanwezig.

3.3.7.2 FORMATIE VAN HOUTHEM

De Formatie van Houthem werd afgezet gedurende het vroege Paleoceen in een ondiep marien milieu. Het bestaat hoofdzakelijk uit zachte, grove bioklastische kalkstenen (kalkarenieten of tufkrijt) met verschillende “hardgrounds”. Het krijtachtig sediment kan in spoelboringen niet onderscheiden worden van het onderliggende Krijt en wordt daarom tot de Krijtgroep gerekend. De top van de Formatie van Houthem valt zo samen met de basis van het klastische Paleogeen of de top van de Krijtgroep. De ondergrens met de formaties van Maastricht en Kunrade is op basis van boorbeschrijvingen alleen vaak moeilijk te bepalen, en is in boringen met geofysische boorgatmetingen duidelijker vast te leggen op een piek in de gammastraling.
De Formatie van Houthem komt voor in de Roerdalslenk en het Bekken van de Kempen (Figuur 3-40) waar het een redelijk uniforme dikte vertoont tussen 20 en 30 m. Naar het westen toe wordt de eenheid afgesneden door de Formatie van Heers en naar het zuiden toe door de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern en het niet-tabulaire Quartair.

3.3.7.3 FORMATIES VAN MAASTRICHT EN KUNRADE

De formaties van Maastricht en Kunrade werden gedurende het Maastrichtiaan afgezet in een ondiep marien milieu. Ze bestaan hoofdzakelijk uit grove kalkarenieten die voor de Formatie van Kunrade een typische afwisseling van harde en zachte banken vertonen. De Formatie van Kunrade komt voor in het oosten van het Bekken van de Kempen en in de Roerdalslenk en wordt gezien als het kustnabij equivalent van de Formatie van Maastricht meer naar het westen (Figuur 3-40 en Figuur 3-41). Deze formaties vertonen een redelijk uniforme dikte meestal tussen 30 en 50 m. De bovengrens met de Formatie van Houthem is vaak moeilijk te bepalen. De ondergrens is meestal duidelijker, zeker in het oosten van het Bekken van de Kempen waar deze regelmatig samenvalt met het verschijnen van glauconiet.
Naar het westen toe worden de formaties van Maastricht en Kunrade afgesneden door de formaties van Heers en Hannut. Naar het zuiden toe worden ze dan weer afgesneden door de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern en het niet-tabulaire Quartair. In de regio Tongeren worden de formaties van Maastricht en Kunrade ook ingesneden door grootschalige inzakking (van ongeveer 15 m) aan de basis van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern (zie paragraaf 3.3.4.7) die volgens het gehanteerde concept doordrukt in de onderliggende Krijtgroep.

3.3.7.4 FORMATIES VAN DORNE, GULPEN, NEVELE, VAALS, BERNISSART, VERT GALAND, ESPLECHIN EN MAISIÈRE

Deze modeleenheid bestaat uit een groepering van ondiep mariene afzettingen van Turoon tot Maastrichtiaan ouderdom. De afzettingen vangen aan in het westen van Vlaanderen, ten zuiden van de as van het Massief van Brabant, met de formaties van Bernissart, Vert Galand, Esplechin en Maisière van Cenomaniaan, Turoon en Coniaciaan ouderdom. Deze eenheden werden afgezet tijdens een geleidelijke transgressie van het Massief van Brabant van zuid naar noord. De **Formatie van Bernissart** bestaat uit glauconiethoudende kalksteen, lokaal met zandige, glauconiethoudende mergelige lagen en een grove basis. De **Formatie van Vert Galand** bestaat uit een onderste groenachtig (glauconiethoudend) pakket en bovenste pakket met bleekgrijs deels gesilicifieerde siltige mergels. De daaropvolgende **Formatie van Esplechin** bestaat uit grofkorreliger krijt met grijze silexen. In een beperkt aantal boringen kan nog een dun groen krijtzandpakket worden aangetroffen tussen de Formatie van Esplechin en de bovenliggende Formatie van Nevele: de **Formatie van Maisières**.
In het Campaniaan werd het Massief van Brabant uiteindelijk overspoeld en bedekt met de krijtsedimenten van de **Formatie van Nevele** en het Bekken van de Kempen met de mergelig zanden (uiterste oosten) tot siltige mergels (meer westelijk) van de **Formatie van Vaals**.

Later in het Campaniaan en vroege Maastrichtiaan werd het krijt van de **Formatie van Gulpen** afgezet in het westelijke deel van het Bekken van de Kempen, terwijl de mergelige zanden van de **Formatie van Dorne** werden afgezet in het oostelijke deel van het Bekken van de Kempen. Tegelijkertijd werden ook de krijtsedimenten van de Formatie van Nevele afgezet bovenop het Massief van Brabant.

Deze modeleenheid is afwezig in de Roerdalslenk die tijdens de afzetting ervan opheffing onderging (Figuur 3-40 en Figuur 3-41). In het oosten van het Bekken van de Kempen bereikt de eenheid zijn maximale dikte van meer dan 300 m. Op de grens tussen het Bekken van de Kempen en de Roerdalslenk verdunt de eenheid lokaal abrupt door inverse breukwerking, zoals op het 'Bree Hoog' (zie Figuur 3-3) en het 'Dilsen Hoog' (voor locatie zie Figuur 3-7). In het westen en centrum van Vlaanderen wordt de top van deze eenheid ingesneden door de basis van de Formatie van Hannut en in het zuidoosten van Vlaanderen door de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern en het niet-tabulaire Quartair.

3.3.7.5 FORMATIE VAN AKEN

De Formatie van Aken werd gedurende het late Santoniaan afgezet in een ondiep marien tot continentaal milieu. Het bestaat hoofdzakelijk uit - lokaal organisch-rijke - kleien en zandsteen. Deze formatie komt enkel voor in het zuidoostelijke deel van het Bekken van de Kempen (Figuur 3-40), waar het een dikte van 20 m bereikt. De ondergrens van de Formatie van Aken met Paleozoïsche of Mesozoïsche eenheden is meestal duidelijk. De bovengrens met de Formatie van Vaals is daarentegen vaak heel moeilijk te bepalen, vermits beide eenheden uit zandstenen kunnen bestaan. Hierdoor is het gemodelleerde (dikte)verloop van de Formatie van Aken onregelmatig (zie aandachtspunt 1.1 in Bijlage F). Binnen of buiten het gemodelleerde "continue" voorkomen van de Formatie van Aken uit het G3Dv2-model zaten zo bijvoorbeeld "vlekken" van observaties waar deze eenheid niet of net wel zou voorkomen. Deze vlekken zijn herbekeken en er voor dit model uitgehaald indien de argumenten om ze te behouden onvoldoende sterk waren. Zodoende werd er een meer "continu" voorkomen van de Formatie van Aken bekomen (buiten de Voerstreek). De Formatie van Aken lijkt te verdwijnen via onlap naar het westen toe op de top van de onderliggende eenheden van Meso- en Paleozoïsche ouderdom. In het uiterste zuiden van het voorkomen of in de Voerstreek wordt het ingesneden door de niet-tabulaire Quartaire eenheden.

3.3.8. JURA TOT PERM EENHEDEN

De eenheden van Perm tot en met Jura ouderdom zijn nu uitsluitend nog terug te vinden op grotere diepte binnen de Roerdalslenk en deels in het (noord)oostelijke deel van het Bekken van de Kempen. Ten tijde van afzetting was het verbreidingsgebied echter veel ruimer. Ze werden discordant afgezet bovenop de sedimenten van Carboon ouderdom. Gedurende het Perm en Trias werden overwegend zandstenen, schalies, kalkstenen en evaporieten afgezet in continentale tot ondiep mariene milieus, terwijl gedurende het bovenste Trias en Jura hoofdzakelijk schalies werden afgezet in een dieper marien milieu. Dit sterke contrast in afzettingsmilieu en lithologie binnen de Jura tot Perm eenheden valt ook samen met een belangrijke verandering in seismische snelheden en seismisch facies. Hierdoor werden de Jura tot Perm eenheden onderverdeeld in twee modeleenheden. De onderste omvat de continentale tot ondiep mariene formaties van Helchteren, Buntsandstein, Röt, Muschelkalk en Keuper en de bovenste omvat de dieper mariene formaties van Sleen en Aalburg.

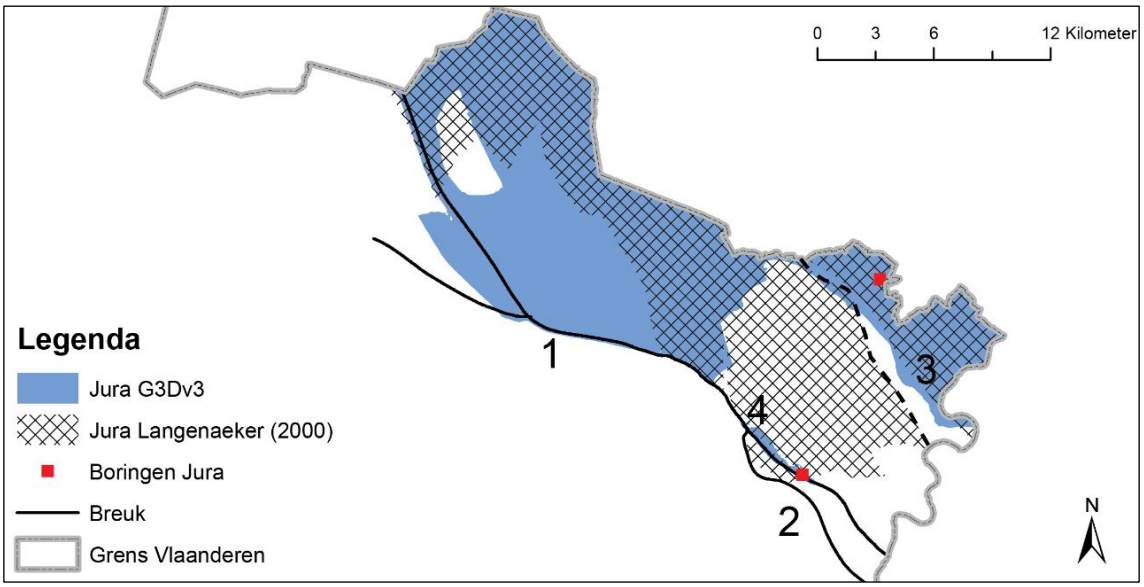
3.3.8.1 FORMATIES VAN AALBURG EN SLEEN

De schalies van de formaties van Aalburg en Sleen werden gedurende het laatste Trias en Vroeg Jura afgezet in een (soms zuurstofarm) marien milieu. Ondanks dat het huidige voorkomen van deze eenheden beperkt is tot de Roerdalslenk, wordt verondersteld dat deze eenheden ook het Bekken van de Kempen ooit bedekten. Omdat de eenheden hoofdzakelijk uit homogene schalies bestaan (met enkele dunne kalkbankjes), vormen ze een seismisch transparant pakket dat duidelijk onderscheidbaar is van de onderliggende, meer reflectieve afwisseling van evaporieten, kalkstenen en schalies van de Formatie van Keuper. Lokaal is het seismische facies zodanig transparant, dat het de reflectiviteit van de bovenliggende pakketten - van Laat Krijt ouderdom - overneemt. De diktes van de formaties van Aalburg en Sleen fluctueren sterk binnen het Vlaamse deel van de Roerdalslenk: in het uiterste oosten (tegen de Nederlandse grens) bereiken ze samen een dikte van meer dan 500 m, terwijl ze 4 km verder naar het westen afwezig zijn.

De basis, dikte- en topvlakken van de formaties van Aalburg en Sleen werden op basis van seismische data gemodelleerd. Slechts twee boringen (DOV-proefnummers: kb26d64w-B221 en kb18d49w-B226) hebben deze formaties aangeboord binnen Vlaanderen. Deze boringen lieten toe om een correlatie te maken met de seismische data.

De Formaties van Aalburg en Sleen werden in het G3Dv2-model niet onderscheiden binnen de modeleenheid *'Perm-Trias-Jura'*.
Binnen Vlaanderen werd er eerder wel reeds een voorkomenskaart opgemaakt van de formaties van Aalburg en Sleen door Wouters en Vandenberghe (1994), die later verder werd aangepast en aangevuld met profielen door Langenaeker (2000). Deze kaarten dateren echter van voor de seismische campagne in Limburg van 2007, die het zuidelijke deel van de Roerdalslenk in Vlaanderen bedekt. De nieuwe voorkomenskaart van de formaties van Aalburg en Sleen voor het huidige model, die grotendeels gebaseerd is op deze nieuwe seismische data, toont daarom enkele duidelijke verschillen met de voorgaande voorkomenskaarten. De meest opvallende verschillen zijn:

- De formaties van Aalburg en Sleen zijn nu aanwezig ten noorden van de Breuk van Grote Brogel (zie nummer 1 in Figuur 3-42). Op basis van hun kenmerkend transparant seismisch facies, werden deze formaties nog geïnterpreteerd in de hangingwall van de Breuk van Grote Brogel. In de footwall van diezelfde breuk (of in het Bekken van de Kempen) zijn de formaties van Aalburg en Sleen echter nog steeds afwezig.
- De formaties van Aalburg en Sleen ontbreken nu in de hangingwall van de Breuk van Rotem (zie nummer 2 in Figuur 3-42).
- De formaties van Aalburg en Sleen ontbreken nu ten westen van de Breuk van Maaseik (zie nummer 3 in Figuur 3-42). In de eerdere modellen verdikken deze formaties sterk over (naar het westen toe) de Breuk van Maaseik. Uit de nieuwe seismische data blijkt er echter weinig netto spronghoogte op de Breuk van Maaseik aanwezig te zijn (waardoor deze ook niet in het model werd opgenomen) en verdwijnen de formaties van Aalburg en Sleen sneller in westelijke richting. Enkel in de directe hangingwall van de Breuk van Neeroeteren (zie nummer 4 in Figuur 3-42) komen de formaties van Aalburg en Sleen lokaal terug voor (wat ook ondersteund wordt door hun aanwezigheid in boring Neeroeteren; DOV-proefnummer: kb26d64w-B221; zie rode vierkant op de Breuk van Neeroeteren in Figuur 3-42). Door de moeilijke seismische interpretatie in de sterk vervormde hangingwall van de Breuk van Neeroeteren, zit er op de locatie van deze laatste boring een afwijking van (50 m) tussen het basisvlak van de formaties van Aalburg en Sleen en de interpretaties ervan in deze boring en op seismiek (zie Aandachtspunt 2.7 in Bijlage F).



Figuur 3-42. De voorkomensgebieden van het Jura volgens het huidige model (G3Dv3) en volgens Langenaeker (2000). De twee boringen (DOV-proefnummers: kb26d64w-B221 en kb18d49w-B226) die het Jura bereiken zijn ook weergegeven, samen met enkele belangrijke breuken die ook in dit rapport vermeld worden: 1= Breuk van Grote Brogel; 2= Breuk van Rotem; 3= Breuk van Maaseik volgens Langenaeker (2000) die niet voor het huidige model overgenomen werd; 4= Breuk van Neeroeteren.

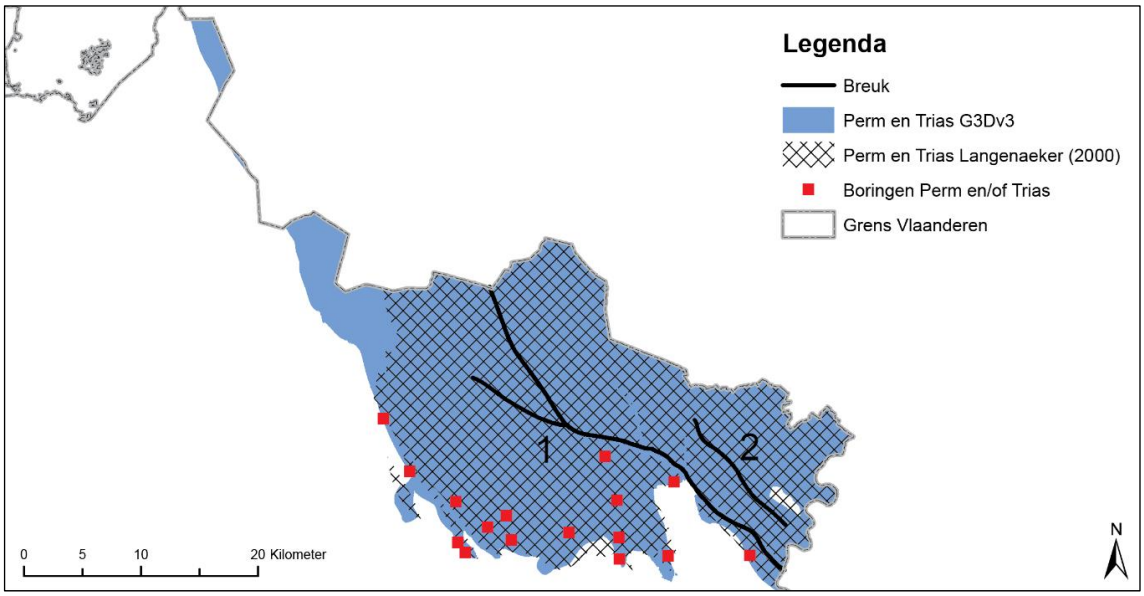
3.3.8.2 Formaties van Keuper, Muschelkalk, Röt, Buntsandstein en Helchteren

De zandstenen, kalkstenen, evaporieten en schalies van de formaties van Keuper, Muschelkalk, Röt, Buntsandstein en Helchteren werden tussen het laat Perm en laat Trias afgezet in een sterk variërend milieu (marien tot continentaal). Ondanks dat het huidige voorkomen van deze eenheden beperkt is tot het oostelijke Bekken van de Kempen en de Roerdalslenk, wordt verondersteld dat ze ooit een groter gedeelte van Vlaanderen bedekten. Dit beperktere voorkomen is namelijk een gevolg van post-depositionele erosie die waarschijnlijk tijdens het latere Jura en vroege Krijt optrad. In het Bekken van de Kempen is de dikte van deze modeleenheid hierdoor beperkt tot meestal minder dan 500 m onder de Krijtgroep, terwijl dit in de Roerdalslenk oploopt tot lokaal 1000 m onder de formaties van Aalburg en Sleen.

De basis-, dikte- en topvlakken van de modeleenheid van de formaties van Keuper, Muschelkalk, Röt, Buntsandstein en Helchteren werden hoofdzakelijk op basis van seismische data gemodelleerd. De basis van dit pakket vormt een belangrijke discordantie en is daardoor goed seismisch te vervolgen. In het Vlaamse deel van de Roerdalslenk hebben amper vier boringen deze eenheid aangeboord, waarvan slechts één de basis bereikte. In het Bekken van de Kempen zijn er daarentegen heel wat boringen die deze eenheid aangeboord hebben. In deze boringen komen (ten gevolge van erosie aan de top) echter enkel de onderste pakketten (formaties van Helchteren en Buntsandstein) voor.
Het geheel van de formaties van Keuper, Muschelkalk, Röt, Buntsandstein en Helchteren bestaat uit een aantal deelpakketten met een dominante lithologie die ook op seismische data tot expressie komt. De Formatie van Helchteren is erg variabel qua lithologie, terwijl de formaties van Buntsandstein en Röt hoofdzakelijk uit zandsteen bestaan. Deze formaties stemmen overeen met een overwegend transparant seismisch facies met lokaal aan de basis enkele sterkere reflectoren, waar de Formatie van Helchteren dikker is. De formaties van Muschelkalk en Keuper bestaan

hoofdzakelijk uit een afwisseling van evaporieten, kalksteen en schalies waardoor ze overeenstemmen met een sterker reflectief pakket.
De formaties van Keuper, Muschelkalk, Röt, Buntsandstein en Helchteren werden in het G3Dv2-model niet onderscheiden binnen de modeleenheid *'Perm-Trias-Jura'*.
Binnen Vlaanderen werd er eerder wel reeds een voorkomenskaart opgemaakt van de formaties van Keuper, Muschelkalk, Röt, Buntsandstein en Helchteren door Wouters en Vandenberghe (1994), die later verder werd aangepast en aangevuld met profielen door Langenaeker (2000). Deze kaarten dateren echter van voor de seismische campagne in Limburg uit 2007, die het zuidelijke deel van de Roerdalslenk in Vlaanderen bedekt. De nieuwe voorkomenskaart van deze formaties voor het huidige model, die wel mede gebaseerd is op de recente seismische data, toont veel gelijkenissen, maar ook enkele duidelijke verschillen met de voorgaande voorkomenskaarten. De meest opvallende verschillen zijn:

- De eenheid komt nu ook nog voor in de regio's van Ravels en Arendonk in het noorden van Vlaanderen (zie Figuur 3-43). Deze aanwezigheid werd hoofdzakelijk ingeschat op basis van het seismische facies op Vlaamse seismische lijnen en het aanvullend gebruik van Nederlandse seismische data.
- De eenheid is nu quasi volledig aanwezig ten noorden van de Breuk van Grote Brogel (zie nummer 1 in Figuur 3-43), vermits hier nu ook nog de bovenliggende formaties van Aalburg en Sleen geïnterpreteerd werden (en dus geen sterke erosie aan de top plaatsvond).
- De eenheid is nu volledig afwezig in de zuidelijke footwall van de Breuk van Siemkensheuvel (zie nummer 2 in Figuur 3-43). Dit deel van de footwall lijkt sterk omhoog te zijn gekomen en daardoor extra erosie te hebben ondervonden voor de afzetting van de Krijtgroep.



Figuur 3-43. De voorkomensgebieden van het Perm en Trias volgens het huidige model (G3Dv3) en volgens Langenaeker (2000). De boringen die doorheen de basis van het Perm en Trias gaan zijn ook weergegeven, samen met enkele belangrijke breuken die ook in dit rapport vermeld worden: 1= Breuk van Grote Brogel; 2= Breuk van Siemkensheuvel.

3.3.9. CARBOON EENHEDEN

3.3.9.1 ALGEMENE GEOLOGISCHE ACHTERGROND, METHODIEK VAN MODELLEREN EN GEBRUIKTE CONCEPTEN

- **Algemene geologische achtergrond**

Tijdens de vroeg Carboon of Dinantiaan transgressie werden hoofdzakelijk carbonaten afgezet in Vlaanderen. In de regio tussen Heibaart en Poederlee werden deze afgezet als een carbonaatplatform inclusief bijhorende rifopbouw, met biohermen die met de stijgende zeespiegel meegroeiden. Hierdoor ontstonden sterke reliëfverschillen nabij platformranden en de meer lokale rifstructuren. Tijdens het latere vroeg Carboon of Namuriaan, verminderde de afzetting van carbonaten en werden siliciclasten afgezet. De siliciclasten werden eerst afgezet in de laagstgelegen delen en bedekten geleidelijk aan ook de hoger gelegen delen van de eerdere rifstructuren. Het Namuriaan werd gedomineerd door schalies die werden afgezet als onderdeel van een noordwaarts propagerend deltaïsch systeem. Hierdoor verminderde geleidelijk aan de mariene invloed in de regio tot de regio gedomineerd werd door continentale invloeden. De overgang van het vroeg Carboon of Namuriaan naar het laat Carboon of Westfaliaan valt samen met de verandering van een milieu met frequente mariene invloed naar een milieu met heel beperkte mariene invloed. De afzettingen van het Westfaliaan worden gedomineerd door hoofdzakelijk schalies, zandsteen en steenkoollagen. Deze laatste werden in de 20^{e} eeuw volop ontgonnen in het centrale deel van de Provincie Limburg of wat in dit rapport het Mijngebied genoemd wordt. Ten gevolge van post-depositionele tektonische fases zijn de gesteenten van het Carboon afwezig op de as van het Massief van Brabant, zijn ze sterk opgebroken door breuken en verdiepen ze algemeen in noordoostelijke richting.

Lokaal kunnen er depressies zijn in de lagen van het Westfaliaan en Namuriaan die gerelateerd zijn aan karst in de onderliggende Dinantiaan kalkstenen (Dreesen et al., 1985; 1987). Deze laatste auteurs veronderstellen dat de karstholtes een gevolg zijn van oplossing van zoutlagen aanwezig in het Dinantiaan, of een gelijkaardig proces als datgene dat aan de oorzaak ligt voor karstholtes aan de zuidflank van het Massief van Brabant (Wallonië). Net zoals deze in Wallonië, kunnen de karstputten in het Bekken van de Kempen (deels) opgevuld zijn met sedimenten van het Namuriaan of hebben ze vaak ook nog een invloed tot in de top van het Westfaliaan en dus de basis van de Krijtgroep (zie paragraaf 3.3.7). Sommige van deze karstputten in het Bekken van de Kempen zijn niet meer actief na de start van de afzetting van de Krijtgroep, terwijl andere nog door hebben gewerkt tot in het Oligoceen (De Batist & Versteeg, 1999). Dit duidt op verschillende episodes van karstvorming. In overeenstemming met Dreesen et al. (1985; 1987) werd voor deze studie een sterke overeenkomst gevonden tussen het voorkomen van karstholtes en breuken. De beweging of migratie van fluïda langsheen breuken zou dan ook voor zoutmigratie of -oplossing nabij deze breuken kunnen zorgen. De karstholtes zorgen dan ook voor een sterke, lokale toename in het verzet langsheen breuken. Voor het huidige model zijn de karstholtes daarom soms beperkt tot de hangingwall van bepaalde breuken of - indien de betreffende breuk(en) niet uitgekarteerd of geobserveerd werden - als lokale depressies in de basissen van de Krijtgroep, het Westfaliaan en het Namuriaan.

Tabel 3-7. Overzicht van de verschillende G3Dv3-modeleenheden binnen de Carboon ouderdomsgroep. De cijfers in de kolom "Oorsprong" duiden op de manier hoe de opmaak van de basisrasters van de corresponderende eenheden tot stand kwam (zie kolom "Opmaak basisrasters").

Formatie G3D	Oorsprong
Westfaliaan	2
Namuriaan	2
Dinantiaan	1 (westen) + 2 (oosten)

Opmaak rasters
1 = Dikteraster G3Dv2-model
2 = Volledig nieuw (G3Dv3)

- **Methodiek van modelleren**

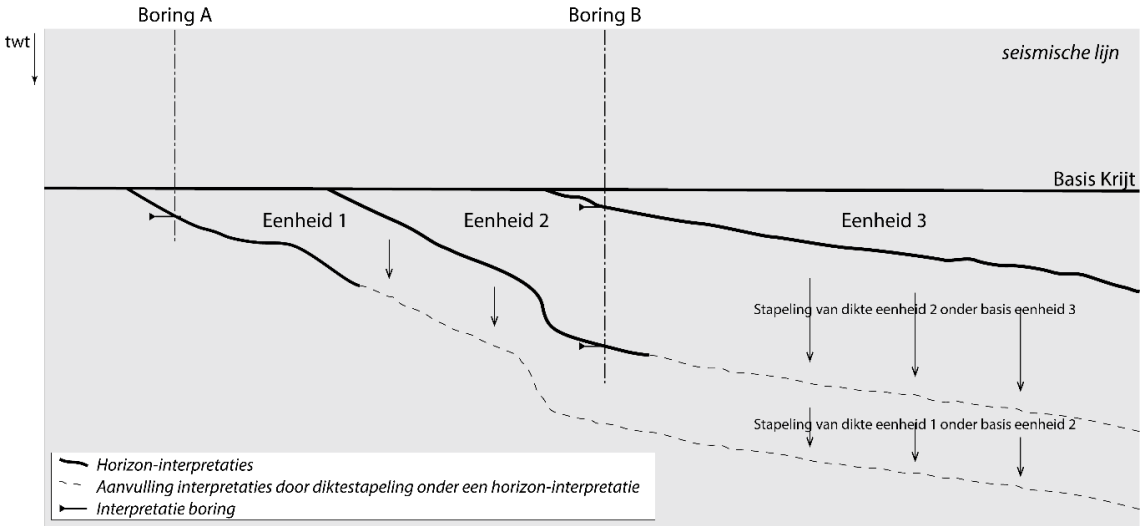
Voor het huidige model worden, net zoals voor het G3Dv2-model, de grote eenheden binnen het Carboon onderscheiden, namelijk het Dinantiaan, Namuriaan en Westfaliaan (zie Tabel 3-7). De basissen van het Namuriaan en Westfaliaan werden slechts in een beperkte set van boringen geïnterpreteerd en werden daarom hoofdzakelijk op basis van seismische data geïnterpreteerd en gemodelleerd. Echter, in het oosten van het Bekken van de Kempen en in de Roerdalslenk zijn deze basissen meestal niet meer seismisch te interpreteren vanwege het verstoorde seismische beeld of omdat ze zelfs dieper zitten dan het seismische beeld. Daarom werd in dit oostelijke deel een alternatieve methode van modelleren toegepast. Deze methodiek, die schematisch weergegeven wordt op Figuur 3-44, is de volgende:

1) Eerst werden de horizons binnen het Westfaliaan seismisch geïnterpreteerd op basis van de beschikbare interpretaties van boringen. Dit zijn dus de horizons boven de basis van het Westfaliaan (die daar niet meer seismisch te interpreteren is) en net onder de Krijtgroep of de Jura tot Perm eenheden (waar het seismische beeld meestal het beste is alsook het meeste boorgegevens beschikbaar zijn). Omdat het Westfaliaan van noordoost naar zuidwest afgesneden wordt door de basis van de Krijtgroep, zijn dit in het uiterste noordoosten de jongste Westfaliaan eenheden en naar het zuidwesten toe geleidelijk aan oudere Westfaliaan eenheden. Van noordoost naar zuidwest werden zo de basissen van de Formatie van Neeroeteren, het lid van Neerglabbeek en de Formatie van Flénu, de leden van Eikenberg, As en de Formatie van Charleroi, het Lid van Floriffoux en de Formatie van Châtelet seismisch geïnterpreteerd (zie ook paragraaf 2.4.5.1 of Bijlage A voor een beschrijving van hun seismische kenmerken).
2) De diktes tussen de verschillende geïnterpreteerde horizons van het Westfaliaan in de boringen werden via het snelheidsmodel voor het Westfaliaan (zie paragraaf 2.4.6.1) omgezet tot tijdsdiktes.
3) De tijdsdiktes in de boringen werden geïnterpoleerd en conceptueel op basis van trends in boringen geëxtrapoleerd tot tijdsdikte-kaarten voor alle geïnterpreteerde horizons. Het belangrijkste concept hierin is een progradatie vanuit het zuidoosten. Deze progradatie is vooral merkbaar vanaf de afzetting van de leden van Eikenberg en As naar boven toe.
4) De tijdsdikte-kaarten werden opgeteld bij de eerder geïnterpreteerde seismische horizons om de daaronder liggende eenheid te bekomen. Zo werd bijvoorbeeld de tijdsdikte van het Lid van Neerglabbeek opgeteld bij de seismische geïnterpreteerde basis van de bovenliggende Formatie van Neeroeteren om op de plaatsen waar deze laatste geïnterpreteerd werd, ook een basis voor de eerste eenheid te bekomen. Vervolgens werden de horizoninterpretaties van het Lid van Neerglabbeek enerzijds en de interpretaties van het Lid van Neerglabbeek die uit de tijdsdikte-stapeling vanuit de bovenliggende Formatie van Neeroeteren bekomen werden anderzijds, gecombineerd tot één set van interpretaties voor het Lid van Neerglabbeek.

Deze stapeloefening werd vervolgens herhaald voor de onderliggende eenheden. Zodoende werd steeds dieper gestapeld tot aan de basis van het Westfaliaan of de basis van de Formatie van Châtelet.

5) De aldus bekomen interpretatieset voor de basis van het Westfaliaan, alsook de interpretaties van de basis van het Namuriaan (waar het mogelijk was deze te interpreteren) werden samen met de 3D breukvlakken die ze opbreken (zie paragraaf 3.2) gemodelleerd tot 3D laagvlakken in tijd. Voor de modellering van deze laagvlakken werden enkel breukvlakken meegenomen die een verticale sprong vertoonden van meer dan 50 milliseconden.
6) Deze 3D laagvlakken voor de basissen van het Westfaliaan en Namuriaan in tijd werden via het snelheidsmodel (zie paragraaf 2.4.6.1) omgezet tot dieptemodellen. Deze dieptemodellen van de laagvlakken werden consistent gemaakt met de 3D breukvlakken die ze opbreken om de finale basissen (van het Westfaliaan en delen van het Namuriaan) te bekomen.
7) In gebieden waar de basis van het Namuriaan niet seismische geïnterpreteerd en dus ook niet gemodelleerd kon worden, werd deze opgemaakt door een hypothetische dikte van het Namuriaan van de basis van het Westfaliaan af te trekken. De dikte-inschatting voor het Namuriaan vond plaats op basis van diktetrends uit boringen of uit gebieden waar wel seismische interpretaties van de basissen van zowel het Namuriaan als Westfaliaan gemaakt konden worden en waar deze data ontbraken op basis van geologische concepten. Het hiervoor gehanteerde concept wordt hieronder besproken.
8) De aldus bekomen basis van het Namuriaan werd vervolgens consistent gemaakt met de 3D breukvlakken die het opbreken om de finale basis van het Namuriaan te bekomen.

De basis van het Dinantiaan kon - vanwege het vaak verstoorde seismische beeld en het gebrek aan boringen die deze basis doorsnijden - niet gebiedsdekkend seismisch uitgekarteerd worden. Daarom werd deze bekomen door een dikte van het Dinantiaan op basis van de boorgegevens en geologische concepten (zie hieronder) op te tellen bij de basis van het Namuriaan. Vanwege de gebrekkige kennis van het verloop van de 3D breukvlakken doorheen het Dinantiaan, werd de basis van het Dinantiaan (in tegenstelling tot de top) niet meer aangesloten op de 3D breukvlakken. Hierdoor lopen volgens het model de breuken dus verticaal naar beneden toe vanaf de top van het Dinantiaan.



Figuur 3-44. Schematisch overzicht van de methodiek waarmee de Paleozoïsche eenheden in het oosten van Vlaanderen geïnterpreteerd werden op de seismische lijnen. Seismische interpretaties van horizons worden weergegeven als volle lijnen, terwijl afgeleide interpretaties door tijddikte stapeling onder de bovenliggende horizon weergegeven worden via streepjeslijnen.

Voor het G3Dv2-model werden de basis- en topvlakken van het Carboon ook reeds gemodelleerd; Voor het huidige model werd het Carboon opnieuw gemodelleerd. Vier grote verschillen met het G3Dv2-model zijn dat er voor het huidige model nu 1) een nieuw breukenmodel gebruikt werd, 2) dat breuken nu hellend zijn voor het Westfaliaan en Namuriaan, terwijl deze voor het G3Dv2-model verticaal waren, 3) dat er rechtstreeks gebruik werd gemaakt van seismische interpretaties en 4) bedekking is van geheel het Bekken van de Kempen en de Roerdalslenk, terwijl in het G3Dv2-model geen modellen van het Carboon waren ten noorden van de Breuk van Hoogstraten en in de Roerdalslenk. Hierdoor zijn er aanzienlijke verschillen tussen de nieuwe modellen binnen het Carboon en deze van het G3Dv2-model.
Net zoals in het G3Dv2-model, werden de Carboon eenheden niet gemodelleerd in de Voerstreek.

Niet alle breuken die de Carboon eenheden doorsnijden, werden meegenomen in de modellering ervan. Zo werden enkel breuken met een sprong groter dan 50 milliseconden (80-100 m) meegenomen in de modellering. Verder werd het Lineament van Donderslag niet in de modellen verwerkt als een breukvlak. De segmenten van dit lineament zorgen namelijk voor een brede oostwaartse neerbuiging van de lagen eerder dan een afgelijnde breuksprong (zie ook Langenaeker, 2000; Figuur 3-5) en werden als dusdanig verwerkt in de Paleozoïsche lagen.

- **Gehanteerde concepten**

In het noordoosten van Vlaanderen zijn geen rechtstreekse data beschikbaar om de dieptes of diktes van het Namuriaan en Dinantiaan te modelleren. Hun modellen zijn daarom volledig conceptueel in dit deel van Vlaanderen. Het concept dat gevolgd werd om deze modellen op te maken is hoofdzakelijk gebaseerd op een extrapolatie van sedimentologische en seismische trends naar het noordoosten van Vlaanderen, de interpretatie van gravimetrische data alsook het tektonische kader:

1) Sedimentologische trends Dinantiaan: In de regio Loenhout-Turnhout-Lille vond er tijdens het vroege Viseaan afzetting plaats in een beschermd marien tot sublagunair afzettingsmilieu, terwijl het late Viseaan er overeenstemt met een hiaat (Dreesen et al., 1987; Langenaeker & Dusar, 1992). In de regio Loenhout is volgens de boringen het Dinantiaan daarom het dunst ontwikkeld van het Bekken van de Kempen, met een dikte van iets meer dan 300 m (Figuur 3-45). Meer naar het zuidoosten, in boring Poederlee (DOV-proefnummer: KOEN-B181) is het late Viseaan wel nog deels aanwezig en bestaat het uit een opeenstapeling van verschillende cycli van microbiële rifgroei afgezet in een ondiep marien milieu variërend van net onder tot net boven de golfbasis (Muchez et al., 1991). Nog verder naar het oosten en zuidoosten, in de boringen Halen (DOV-proefnummer: kb25d76e-B246), Mol-GT-03 (DOV-proefnummer: B/1-102784) en in de Nederlandse boring Geverik-01, werden er tijdens het late Viseaan fijne, lokaal schalierijke dikke pakketten calcimudstones afgezet. Deze worden op logs gekenmerkt door hoge gamma-pieken die typisch zijn voor het Nederlandse Lid van Goeree. Volgens boring Geverik-01 werd dit Lid van Goeree afgezet in diepere mariene milieus, van outer ramp tot diepe shelf (Van Tongeren, 1987; Nyhuis et al., 2016). In deze boringen is het Dinantiaan ook het dikst ontwikkeld, rond 1000 m dikte (Figuur 3-45). Het dikke pakket aan laat-Viseaan afzettingen in combinatie met het diepere afzettingsmilieu in het oosten tonen aan dat er tijdens het late Viseaan sterke differentiële subsidentie optrad ten opzichte van het westen waar tijdsequivalente afzettingen afwezig zijn. Als deze verdiepende trend richting het oosten verder geëxtrapoleerd wordt, is het mogelijk dat we in het uiterste oosten van Vlaanderen terecht komen in een dieper gelegen bekken (Figuur 3-45). Boringen uit omliggende landen hebben aangewezen dat in dergelijke diepe bekkens sediment-starvation kan optreden met weinig of geen carbonaatafzettingen, maar hoofdzakelijk kalkrijke schalies, die duidelijk minder dik ontwikkeld zijn dan de kalkstenen op de omliggende carbonaatplatformen (i.e. Kulm facies; Kombrink, 2008).

Zo werden er in dergelijke diepere bekkens in een aantal Duitse boringen (Münsterland-1, Versmold-1 en Vingerhoets-92) minder dan 100 m dikke kalkrijke schalies van Dinantiaan ouderdom aangeboord en in boring Winterswijk in Nederland nog zo'n 200 m (Figuur 3-45), maar ook daar zijn geen oplosbare carbonaten meer aangetroffen (Kimpe, 1978). Daarom kan in het uiterste oosten van het Bekken van de Kempen (ten oosten van boring Mol-GT-03 en ten noorden van boring Geverik) een verdunnende trend van het Dinantiaan richting het oosten vermoed worden.

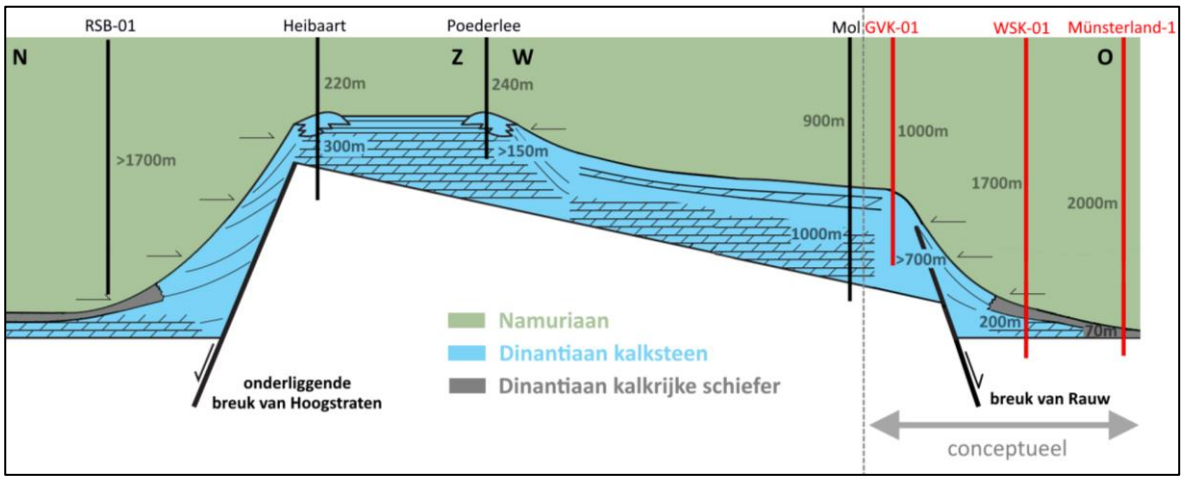
2) Sedimentologische en seismische trends Namuriaan: Tijdens het Namuriaan werd de achtergebleven accommodatieruimte van het Dinantiaan opgevuld. Het bewijs hiervan is lokaal te zien als onlap op seismische data (Vandenberghe, 1984; Dreesen et al., 1987; Reijmer et al., 2017; deze studie; Figuur 3-45). Dit zien we tevens in de ouderdom en de dikte van de bedekkende Namuriaan sedimenten, die in het westen jonger en dunner zijn dan verder oostwaarts in het Bekken van de Kempen (Langenaeker & Dusar, 1992). Nog verder naar het oosten vond continue sedimentatie plaats tijdens de Dinantiaan-Namuriaan overgang zoals aangetoond in Geverik-01 (Van Tongeren, 1987; Nyhuis, 2016). Deze meer continue sedimentatie kenmerkt zich door een overgangsfacies van de Formatie van Souvré op de grens tussen het Dinantiaan en Namuriaan. In de Mol-GT-boringen werd ook het jongste Dinantiaan aangetroffen en is de Formatie van Souvré ongeveer even dik ontwikkeld, waardoor vermoed wordt dat ook hier een meer continue sedimentatie plaatsvond over de Dinantiaan/Namuriaan-grens heen.
Naast het opvullen van de accommodatieruimte, lijkt de sterkere subsidentie in het oosten ten opzichte van het westen tijdens het Viseaan zich ook verder te hebben gezet tijdens het Namuriaan. Deze combinatie van opvullen van achtergebleven accommodatieruimte van het Dinantiaan en extra subsidentie zorgen voor een toename van dikte van het Namuriaan van amper 200 m in de regio van Loenhout en Poederlee tot 1000 m verder oostelijk in de boringen Mol en Geverik (Figuur 3-45). Als deze trend van toenemende subsidentie richting het oosten zich verderzet zal dit – in combinatie met de resterende accommodatieruimte na sediment-starvation in het Dinantiaan – resulteren in afzettingen van Namuriaan die nog véél dikker zijn dan dat in boringen Mol-GT en Geverik. Dergelijke grote diktes worden ook bereikt in het uiterste noorden van Vlaanderen zoals aangetoond door seismische data alsook boring Rijsbergen, waarin meer dan 1700 m Namuriaan werd aangeboord zonder zelfs de basis ervan te bereiken (Figuur 3-45).

3) Gravimetrische interpretaties: Er werd vastgesteld dat grote diktes van het Dinantiaan en Namuriaan respectievelijk een positief en negatief effect hebben op de graviteit. Dit kan verklaard worden doordat de kalkstenen van het Dinantiaan een hogere densiteit hebben dan de schalies van het Namuriaan. Zo zal volgens het concept hierboven een Dinantiaan bekken (met dunne Dinantiaan carbonaatafzetting en dikke Namuriaan schalies erboven) voor een sterke negatieve graviteitsanomalie zorgen en een dik ontwikkeld Dinantiaan platform (met dikke Dinantiaan carbonaatafzetting en dunne Namuriaan schalies erboven), voor een positieve graviteitsanomalie. In het noordoosten van Vlaanderen is een negatieve graviteitsanomalie vastgesteld die vrij abrupt start vanaf de NNW-ZZO georiënteerde Breuk van Rauw, gelijkaardig aan diegene die start ten noorden van de Breuk van Hoogstraten. Deze anomalie kan niet verklaard worden door Cenozoïsche, Mesozoïsche of laat-Carboon strata, die geen of maar een kleine toename in dikte kennen over de Breuk van Rauw. Daarom lijkt het ons waarschijnlijker dat deze negatieve anomalie veroorzaakt wordt door dikteveranderingen in afzettingen van het Dinantiaan en Namuriaan, waarvan geweten is dat ze een sterke invloed hebben op de gravimetrie. Verder zou volgens het concept hierboven besproken, de dikte van het Dinantiaan vrij abrupt kunnen afnemen en deze van het Namuriaan nog verder kunnen toenemen ten oosten van de boringen van Mol-GT. Het is juist deze combinatie van een dunner Dinantiaan en een dikker Namuriaan dat kan leiden tot de geobserveerde sterke negatieve graviteitsanomalie. De Breuk van Rauw zou daarom de grens kunnen voorstellen tussen een Dinantiaan platform en een dieper gelegen bekken (Figuur 3-45).

4) Tektonische argumenten: Omdat het Dinantiaan en Namuriaan verder ook zijn gekenmerkt door breukenactiviteit langsheen NW-ZO georiënteerde breuken (Muchez & Langenaeker, 1993; Reijmer et al., 2017) die lokale Dinantiaan hogen van diepere bekkens scheiden (Kombrink, 2008), lijkt het ons aannemelijk dat de Breuk van Rauw en verder naar het zuidoosten de Breuk van Neeroeteren een diep, sediment-starved Dinantiaan bekken kunnen aflijnen (Figuur 3-45). Volgens dit concept verdunt het Dinantiaan sterk over de Breuken van Rauw en Neeroeteren richting de Roerdalslenk, terwijl het Namuriaan in dezelfde richting sterk verdikt. Ook zou een diepe breuk onder de listrische Breuk van Hoogstraten ("onderliggende Breuk van Hoogstraten" in Figuur 3-45) een verklaring kunnen vormen voor de afbakening van het carbonaatplatform ten zuiden ervan en de steile "rimmed ramp" met sterke verdikking van het Namuriaan ten noorden ervan.

Ter illustratie van het hierboven beschreven concept toont Figuur 3-45 een schematisch dwarsprofiel van de Dinantiaan en Namuriaan afzettingen in het Bekken van de Kempen met:

- Aan de linkerzijde een N-Z doorsnede over de Heibaart dome en de onderliggende Breuk van Hoogstraten, dewelke de afbakening van een "rimmed platform" zou vormen richting een dieper gelegen bekken waarin boring Rijsbergen gelegen is;
- Aan de rechterzijde een W-O doorsnede over de Poederlee dome, regio Mol en de Breuk van Rauw waarop een "ramp" model (platform met een beperkte helling) gesuggereerd wordt, waarbij de Breuk van Rauw volgens het concept de overgang vormt naar een dieper gelegen bekken. In dit bekken zijn boringen Geverik-01, Winterswijk-01 en Münsterland-1 conceptueel geplot (rode kleur).

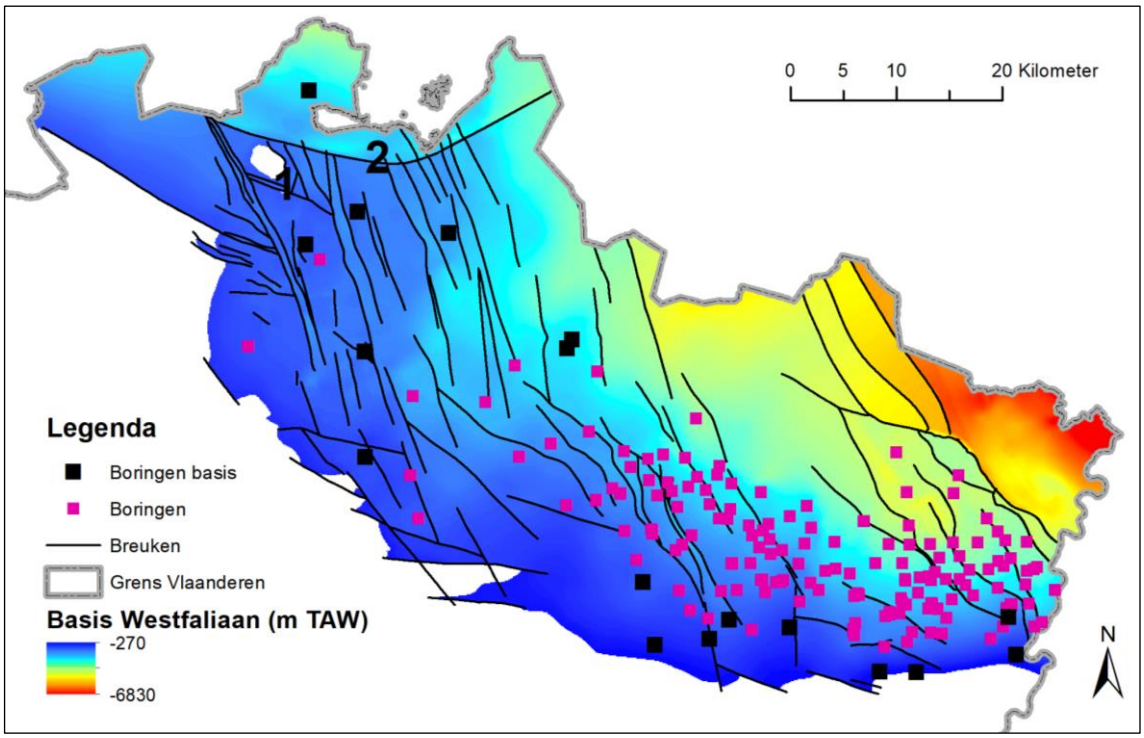


Figuur 3-45. Een schematische doorsnede (van N-Z naar W-O) van afzetting van het Dinantiaan en Namuriaan in het noorden van het Bekken van de Kempen. De belangrijkste boringen (zwart in het studiegebied; rood geprojecteerd van buiten het studiegebied) met hun benaderde diktes voor het Dinantiaan (blauwe kleur) en Namuriaan (groene kleur) zijn aangegeven. Het meest oostelijke deel van deze doorsnede is volledig conceptueel. GVK-01= boring Geverik; RDS-01= boring Rijsbergen en WSK-01= boring Winterswijk. De locatie van deze doorsnede is weergegeven op Figuur 3-48.

3.3.9.2 WESTFALIAAN

Het Westfaliaan of het steenkoolhoudende boven Carboon wordt in vier eenheden onderverdeeld: van onder naar boven A, B C en D. De grenzen tussen deze eenheden worden bepaald door horizonten die mariene fauna bezitten (zoals Sarnsbank, Wasserfall en Maurage voor de basissen van Westfaliaan A, B en C respectievelijk). Deze mariene horizonten kunnen over geheel Noordwest-Europa vervolgd worden en hebben dus een belangrijke stratigrafische waarde.
De Westfaliaangesteenten werden kustnabij afgezet, met een typische afwisseling van zoetwater (fluviatiel of meer) en ondiepe mariene condities. De lithostratigrafische indeling beantwoordt aan deze geleidelijke verschillen in sedimentatiemilieu, van een deltafacies met doorlopende steenkoollagen en massieve strand-zandsteenbanken (**Formatie van Châtelet**, Westfaliaan A, zo'n 500-600 m dik), over een deltaïsche aanslibbingsvlakte met talrijke koollagen en een sterk overwicht van siltige kleisteen op zandsteen (**Formatie van Charleroi,** Westfaliaan A en B, 1000-1100 m dik in het zuiden), naar alluviale afzettingen door rivieren met een grotere gradiënt en met ongelijk verdeelde, maar soms dikke steenkoollagen en een groter aandeel van de zandfractie (**Formatie van Flénu**, Westfaliaan C, 700-800 m in het zuiden). In het laatste Westfaliaan (Westfaliaan D) ontstond een systeem van vlechtende rivieren met afzetting van witte, overwegend grofkorrelige, poreuze zandsteen, met ook bleekgrijze tot bleekrode siltige kleisteen en siltsteen met dunne koollagen (**Formatie van Neeroeteren**, aangeboorde dikte 300 m, op basis van seismische interpretatie wordt maximale dikte geschat op zo'n 500 m).

Het aantal boringen dat de top van het Westfaliaan bereikt is groot en hun spreiding tamelijk goed (zie "Boringen" op Figuur 3-46). Het aantal boringen dat de basis van het Westfaliaan bereikt is daarentegen beperkt en qua ruimtelijke verspreiding beperkt tot het westelijke en zuidelijke deel van het Bekken van de Kempen (of waar deze basis ook het ondiepst gelegen is; zie "Boringen basis" op Figuur 3-46). Daarom werd de basis van het Westfaliaan, zoals hierboven beschreven (zie paragraaf 3.3.9.1), grotendeels gemodelleerd op basis van seismische data. Het seismische facies van het Westfaliaan kent een sterke variatie. Onderaan (Formatie van Châtelet) is het seismisch facies veelal weinig reflectief, en wordt hogerop (formaties van Charleroi en Flénu) sterker reflectief. De sterkere reflectiviteit is gerelateerd aan de afwisseling van de verschillende lithologiën (kleisteen, zandsteen en steenkool). De aanwezigheid van steenkoolhoudende lagen lijkt nefast voor het seismische beeld van de onderliggende reflectoren. Zo verminderen de amplitudes van reflecties soms abrupt bij het verschijnen van bovenliggende, steenkoolhoudende lagen. De jongste Westfaliaaneenheden (Formatie van Neeroeteren) hebben vanwege hun eerder homogenere lithologische samenstelling terug een weinig reflectief seismisch facies.
De top van het Westfaliaan valt in het westen en zuiden van het Bekken van de Kempen samen met de basis van de Krijtgroep (zie paragraaf 3.3.7), en in het oosten van het Bekken van de Kempen en de Roerdalslenk met de basis van de Formatie van Helchteren van Perm ouderdom (zie paragraaf 3.3.8.2).



Figuur 3-46. De diepte van de basis van het Westfaliaan volgens het huidige model. De niet-confidentiële boringen zijn weergegeven die het Westfaliaan bereiken ("Boringen") en de basis ervan ook nog doorsnijden ("Boringen basis"). Let op het grote aantal boringen dat de top, maar niet de basis van het Westfaliaan bereikt in het oosten van het Bekken van de Kempen. Dit was de reden om de hierboven toegelichte modelleermethode te hanteren. 1= Loenhout; 2= Breuk van Hoogstraten.

Binnen het Bekken van de Kempen en de Roerdalslenk is het Westfaliaan overal aanwezig, met uitzondering van de regio Loenhout, waar het bovenop het Dinantiaan rif (zie paragraaf 3.3.9.4) wordt afgesneden door de basis van de Krijtgroep (zie nummer 1 op Figuur 3-46). In de regio rond dit rif is de basis van het Westfaliaan meestal tussen 1 en 1,5 km diepte gelegen. Van hieruit vindt naar het noorden en oosten toe een verdieping en verdikking plaats.
Het diepte- en dikteverloop van het Westfaliaan wordt sterk beïnvloed door een algemeen naar het zuidwesten toe progressieve afsnijding, waardoor de subcrop van het Westfaliaan onder de Krijtgroep ook in die richting veroudert. De maximale diktes en dieptes worden daarom teruggevonden in het oostelijke deel van het Bekken van de Kempen en in de Roerdalslenk (zie Figuur 3-46). Het Westfaliaan bereikt een dikte van meer dan 2 km en de basis een diepte van meer dan 3 km in het deel van het Bekken van de Kempen ten westen van de Roerdalslenk. Over de breuken van de Roerdalslenk heen verdiept de basis van het Westfaliaan nog verder tot het zijn maximale diepte en dikte bereikt van 6,5 en 4 km respectievelijk in het centrale deel van de Roerdalslenk. Deze totale diktes en dieptes zijn echter slechts inschattingen op basis van stapeling van diktemodellen naar onder toe, en werden door afwezigheid van boringen en seismische resolutie niet rechtstreeks vastgesteld.
De progressieve zuidwestwaartse afsnijding van het Westfaliaan vond waarschijnlijk hoofdzakelijk plaats tijdens een erosiefase in het vroege Krijt. Naast deze erosiefase was er tijdens ongeveer dezelfde periode een belangrijke extensiefase die het Westfaliaan sterk opbrak (Kimmerische fases). Tijdens deze extensiefase werden tal van hoofdzakelijk (N)NW-(Z)ZO tot WNW-OZO-breuksystemen actief of gereactiveerd met spronghoogtes tot meerdere 100-en meters (zie ook paragraaf 3.2.2.5).

Eén van de belangrijke breuken die mogelijks tijdens deze periode werkte is de Breuk van Hoogstraten (zie ook paragraaf 3.2.2.3; Figuur 3-4). Over deze listrische breuk vindt naar het noorden toe een sterke verdieping (tot 800 m; zie nummer 2 op Figuur 3-46) en daardoor ook verdikking (door minder erosie aan de top, maar niet door breukwerking zelf) plaats. Van daaruit blijft de noordwaartse verdikking en verdieping van de basis aanhouden tot waardes van 2 en 3,3 km respectievelijk ten noorden van de regio Meer.
Door de combinatie van inzakking langsheen breuken en afsnijding tijdens de Kimmerische fases, is het voorkomen van het Westfaliaan sterk breukgebonden. Zo is het Westfaliaan vaak nog aanwezig in de hangingwall, maar weg geërodeerd in de footwall. Hierdoor kent de voorkomensgrens van het Westfaliaan een onregelmatig verloop dat vaak samenvalt met WNW-OZO en NW-ZO georiënteerde breuklijnen (zie Figuur 3-46).

3.3.9.3 NAMURIAAN

De sedimentatie van het Namuriaan startte met een zeespiegelstijging die het Dinantiaan karstlandschap overspoelde. In een zuurstofarm, afgesloten marien bekken werden dungebankte koolstofrijke, fijnkorrelige carbonaten van de **Formatie van Souvré** op de Dinantiaan kalksteen afgezet. Dit pakket met beperkte dikte en verbreiding is niet aanwezig op de in reliëf staande hoger gelegen carbonaatplatformen, die toen eilanden vormden. Tijdens de afzetting van de hieropvolgende **Formatie van Chokier** werd, met uitzondering van de hoogste rifstructuren, het hele Bekken van de Kempen overspoeld. Het bereikt een maximale dikte van 25 m. Deze mariene formatie omvat zwarte, bitumineuze kleistenen. De fossielrijke kleistenen, die rijk zijn aan pyriet en uraniumhoudende mineralen, en daardoor grote pieken geven op natuurlijke gammastralingslogs, worden ook ampelieten of *'hot shales'* genoemd. De Formatie van Chokier wordt concordant bedekt door de **Formatie van Andenne** die het bovenste en veruit dikste deel van het Namuriaan omvat. Deze Formatie van Andenne bedekt in tegenstelling tot de onderliggende eenheden van Namuriaan ouderdom, ook de hoogste toppen van de Dinantiaan riffen. De Formatie van Andenne bestaat uit grijze, siltige kleistenen en zandstenen. Het sedimentatiemilieu was dat van een cyclisch aangroeiende delta die de beschikbare accommodatieruimte opvulde. De dikte neemt toe in noordelijke en oostelijke richting van ca. 500 m in Turnhout tot 800 m richting Nederlandse grens. Diktes tot lokaal meer dan 2 km worden verondersteld ten noorden van de listrische breuk van Hoogstraten en in de Roerdalslenk.

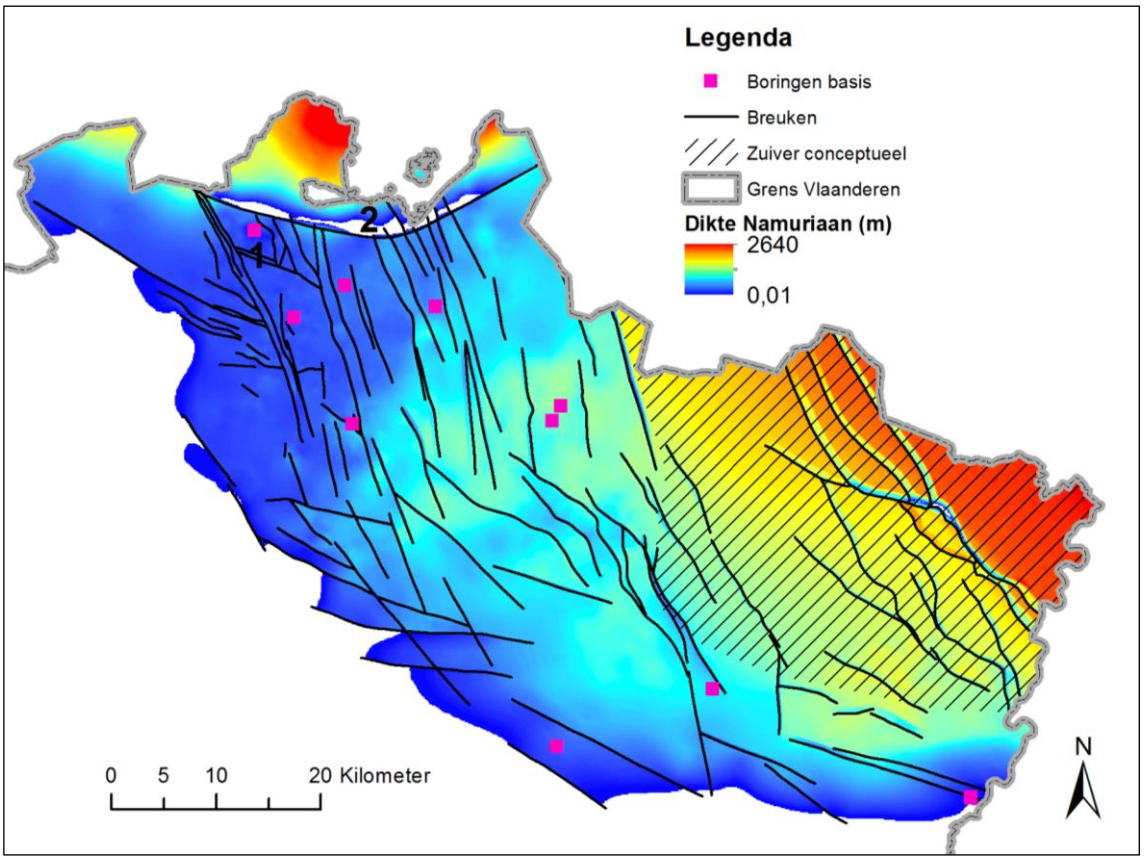
Het aantal boringen dat de basis van het Namuriaan bereikt is zéér beperkt in aantal (zie Figuur 3-47) en hoofzakelijk geconcentreerd in de regio rond het dorp Loenhout (zie nummer 1 Figuur 3-47; de confidentiële boringen worden echter niet getoond op deze figuur). Daarom werd de basis van het Namuriaan in het westen van het Bekken van de Kempen gemodelleerd op basis van seismische data (zie paragraaf 3.3.9.1). Op seismische data is het Namuriaan in het westen van het voorkomen, of waar deze het dunst ontwikkeld is, algemeen weinig reflectief. Op de Dinantiaan riffen (zie paragraaf 3.3.9.4) onder Loenhout en Poederlee bereikt het Namuriaan zijn minimale dikte van 200-300 m (waar nog Westfaliaan aanwezig is). Het Namuriaan kent van hieruit een sterke verdikking naar het noorden en oosten. De verdikking lijkt op basis van de seismische interpretaties plaats te vinden door een interactie van een aantal factoren:

- Paleoreliëf van het Dinantiaan platform en rifstructuren die geleidelijk aan overspoeld werden door Namuriaan afzettingen. Hierdoor is het Namuriaan het dunst op de riffen in de regio Loenhout en Poederlee. Ook zal dit paleoreliëf waarschijnlijk een deel van de sterke verdikking van het Namuriaan ten noorden ervan (ten noorden van de Breuk van Hoogstraten) verklaren.

- Kanteling van het Bekken van de Kempen richting het oosten en het noorden. De sterkste oostwaartse verdikking van het Namuriaan vindt plaats langs een ZW-NO-lijn tussen Turnhout en Poederlee (Figuur 3-47). Ten oosten van deze lijn, vindt de verdikking meer geleidelijk plaats richting het oosten. Verder verdikt het Namuriaan ook sterk ten noorden van de Breuk van Hoogstraten. Deze listrische breuk was naar alle waarschijnlijkheid pas na het Namuriaan (tijdens de Kimmerische fases; paragraaf 3.2.2.3) actief, maar vertoont vermoedelijk wel zijn listrische verloop door een “décollement” of ontkoppeling in de relatief zachte - sterk naar het noorden hellende - schalies aan de basis van het Namuriaan. Door de inzakking langsheen de Breuk van Hoogstraten werd in de hangingwall zelf het Namuriaan deels verwijderd (zie nummer 2 op Figuur 3-47; Figuur 3-4). De verdikking van het Namuriaan ten noorden van de Breuk van Hoogstraten moet dus ook niet zozeer door actieve breukwerking verklaard worden tijdens het Namuriaan, maar door een samenspel van paleoreliëf van het Dinantiaan (zie hierboven) en kanteling van het bekken.
- Breukwerking die na het Dinantiaan doorwerkt in het Namuriaan. Op of boven een aantal breukstructuren vinden er namelijk verdikkingen plaats van het Namuriaan. Het samenspel van paleoreliëf, kanteling van het bekken (zie hierboven) en deze breukenactiviteit vormt een verklaring voor de sterke zuidoostwaartse verdikking van het Namuriaan langs de ZW-NO-lijn tussen Turnhout en Poederlee.

Waar het Namuriaan dikker is afgezet, wordt het centrale deel van dit pakket veelal matig tot zelfs sterk reflectief. Correlaties met boringen tonen aan dat deze sterke reflecties een gevolg zijn van dikker ontwikkelde zandsteen-niveaus binnenin de kleistenen (Figuur 2-10). In de regio rond Mol is de reflectiviteit van de zandsteen-niveaus binnen het Namuriaan zelfs sterker dan deze van de basis van het Namuriaan. Deze zandstenen ontwikkelden zich in de top van grootschalige coarsening-upwards sequenties in het Namuriaan. In deze zandstenen kunnen dunne koollagen voorkomen. Lokaal, zoals in de regio van Olmen, kan ook de bovenkant van het Namuriaan sterker reflectief worden.

In het uiterste oosten van Vlaanderen is de basis van het Namuriaan vanwege de grote diepte niet meer duidelijk te interpreteren op de seismische lijnen of valt deze zelfs onder het bereik van bepaalde seismische lijnen. Daarom werd in deze regio de basis van het Namuriaan gemodelleerd op basis van een stapeling van een diktekaart ervan onder de basis van het Westfaliaan (zie Figuur 3-47). Omdat er in deze regio geen boringen zijn om de diktekaart op te baseren, is deze volledig conceptueel. Het belangrijkste concept dat daarbij gebruikt werd, wordt toegelicht in paragraaf 3.3.9.1. Op basis van dit concept werd een maximale dikte van 2200 m voor het Namuriaan toegekend in het uiterste oosten van Vlaanderen of ten oosten van de Breuken van Rauw en Neeroeteren. Ten westen van deze breuken werd een dikte tot 1500 m aangehouden (zie Figuur 3-47).

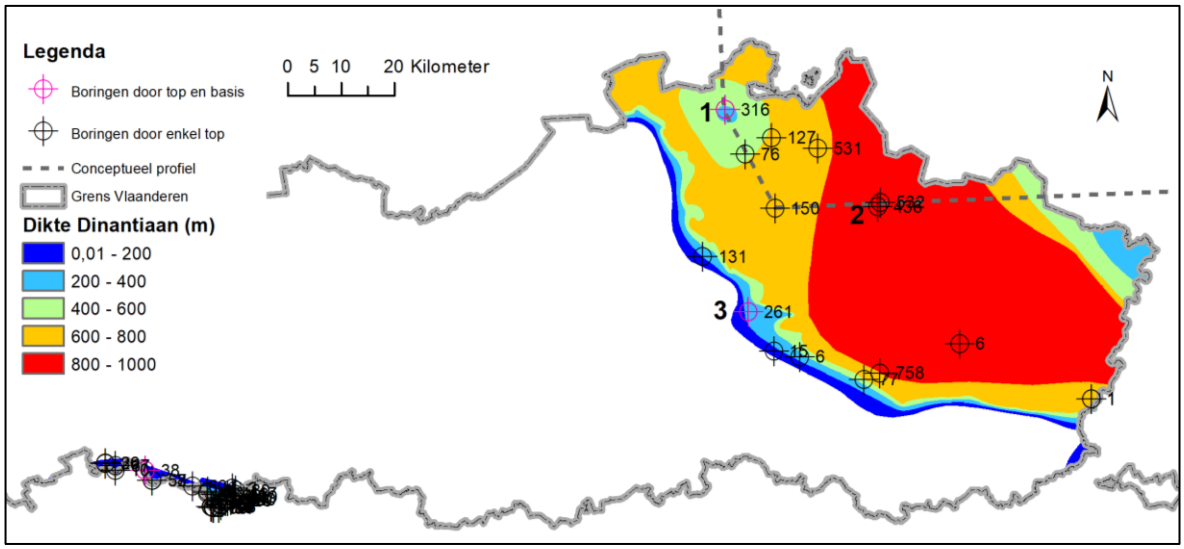


Figuur 3-47. De dikte van het Namuriaan volgens het huidige model. Ook zijn de niet-confidentiële boringen weergegeven die de basis van het Namuriaan bereiken. De arcering in het oostelijke voorkomen duidt op het gebied dat louter conceptueel werd gemodelleerd. 1=Loenhout; 2=Breuk van Hoogstraten.

Zoals toegelicht in paragraaf 3.3.9.2, wordt het Westfaliaan progressief afgesneden naar de rand van het Bekken van de Kempen of het zuidwesten toe onder de Krijtgroep. Eens het Westfaliaan is weggesneden of ten zuidwesten van diens subcrop, is het de beurt aan het Namuriaan om progressief afgesneden te worden onder de Krijtgroep. Zoals ook toegelicht werd bij paragraaf 3.3.9.2 over het Westfaliaan, vond deze aan het Massief van Brabant gerelateerde opheffingsfase vermoedelijk plaats in het vroege Krijt tijdens of na een belangrijke periode van breukenactiviteit (Kimmerische fases; zie 3.2.2.5). Door de combinatie van zuidwestelijke opheffing en erosie en breuk-gerelateerde inzakking richting het noordoosten, is het zuidwestelijke voorkomen van het Namuriaan grotendeels begrensd door WNW-OZO en NW-ZO georiënteerde breuken met vaak grote spronghoogtes (soms meer dan 200 m) ontstaan tijdens de Kimmerische fases. De voorkomensgrens wordt dus bepaald door breuken die pas na de afzetting actief waren. Over enkele grote NW-ZO tot WNW-OZO georiënteerde breuken die het Namuriaan en Westfaliaan opbreken, is echter ook een verdikking van het Namuriaan vastgesteld. Deze verdikking is wel duidelijk beperkter dan de spronghoogte veroorzaakt door breukwerking tijdens de Kimmerische fases. Dit geeft aan dat er in het Namuriaan wel breukenactiviteit plaatsvond in het Bekken van de Kempen, maar dat deze duidelijk meer lokaal en beperkter in grootte was dan tijdens de Kimmerische fases.

3.3.9.4 DINANTIAAN

Het Dinantiaan wordt onderverdeeld in onderaan het Tournaisiaan en bovenaan het Viseaan. In het Bekken van de Kempen is het Tournaisiaan enkel aangetroffen in boringen Booischot, Halen en Mol (DOV-proefnummers: kb24d59e-B160, kb25d76e-B246 en B/1-102784), maar is afwezig in meer westelijke richting te wijten aan de relatief hogere ligging van dit gebied in combinatie met een lage zeespiegelstand tijdens het Tournaisiaan (Laenen, 2003). Het bestaat uit tot 200 m dikke dolomieten van de **Formatie van de Vesder** met daaronder lokaal nog de enkele tientallen meters dikke kleisteen van de **Formatie van Pont-d'Arcole** en de kalkrijke schiefers van de **Formatie van Bosscheveld**. Deze formaties bedekken de typisch rode zandstenen van de Formatie van Evieux (zie paragraaf 3.3.10 hieronder). Het afzettingsmilieu in het begin van het Viseaan varieert sterk, hiervan getuigen de fossiele bodems in de 80 m dikke sequentie van kalksteen, zandsteen en kleisteen van de **Formatie van Kessel** (boring Kessel-bij-Lier; DOV-proefnummer: kb16d44w-B16; BGD-code 044W0011), die dieper in het Bekken van de Kempen niet bekend zijn. De transgressie zet zich echter verder in westelijke richting gedurende het Viseaan dat is opgebouwd uit 100-en m zuivere kalkstenen van de **Formaties van Steentje-Turnhout, Velp en Loenhout**. Er kunnen verschillende faciessen worden onderscheiden: echte rifkalkstenen en algaire matten, oölietische en bioklastische kalkstenen die wijzen op een sterkere stroming, en donkere fijnkorrelige organische rijke kalkstenen, afgezet in een meer afgeschermd milieu. In het gebied ten zuidoosten van de lijn Turnhout-Poederlee getuigen de dikke Laat-Viseaan carbonaatsedimenten van een verdieping dewelke gepaard gaat met de afzetting van een fijnkorreliger, klei- en kiezelrijker facies, behorende tot de **Formatie van Goeree**. Het einde van het Viseaan wordt tevens gekenmerkt door tektonische opheffing van het Massief van Brabant, wat leidt tot een intense karstwerking die tot 200 m diep doordringt in de hoogstgelegen kalkstenen te Heibaart en Poederlee (nummer 1 op Figuur 3-48).
Het Dinantiaan in West-Vlaanderen behoort tot het Bekken van Doornik waar in tegenstelling tot het Bekken van Kempen niet het Viseaan, maar het Tournaisiaan goed ontwikkeld is, met een maximale dikte tot 400 m. Hier heeft het Dinantiaan een diverse lithologie met verschillende dunnere formaties. De sequentie start met een 25 m dikke terrigene basis (**Formatie van Samme**), 20 m dun gebankte kalkstenen van de **Formatie van Landelies** (**Pont d'Arcole**) en 25 m kalkige kleistenen van de **Formatie van Orient**. De **Formatie van Tournai**, van het Boven-Tournaisiaan bereikt een dikte van 40 m en bestaat uit gedolomitiseerde crinoïdenkalkstenen. De belangrijkste eenheid in Dinantiaan in West-Vlaanderen is de 200 m dikke **Formatie van Antoing**, opgebouwd uit fijnkorrelige kalkstenen met chertnodules. De Dinantiaansequentie eindigt met de **Formatie van Pecq** bestaande uit 50 m massieve dolomieten.



Figuur 3-48. Een overzicht van de dikte van het Dinantiaan volgens het huidige model en de locaties van de niet-confidentiële boringen erin. Bij de verschillende boringen zijn ook de minimum diktes aangegeven van het Dinantiaan dat werd aangeboord. Enkel voor de boringen die door de top en basis gaan, zijn deze minimum diktes ook de werkelijke diktes van het Dinantiaan. De locatie van het conceptueel profiel van Figuur 3-45 is als een streepjeslijn weergegeven. 1= Heibaart (DOV-proefnummer: kb8d7e-B216); 2= Mol-GT-01 en -02 (DOV-proefnummers: B/1-102786 en B/1-102785). Mol-GT-03 (DOV-proefnummer: B/1-102784) ligt op ongeveer dezelfde locatie als de twee andere Mol-GT-boringen, maar werd vanwege de recente uitvoering nog niet toegevoegd; 3=Booischot (DOV-proefnummer: kb24d59e-B160).

In het zuidwesten van Vlaanderen zijn geen seismische data beschikbaar en in het Bekken van de Kempen valt de basis van het Dinantiaan moeilijk of niet te vervolgen op seismische lijnen. Daarom werd de basis van het Dinantiaan in beide regio's op basis van grotendeels conceptuele diktekaarten van het Dinantiaan opgemaakt:

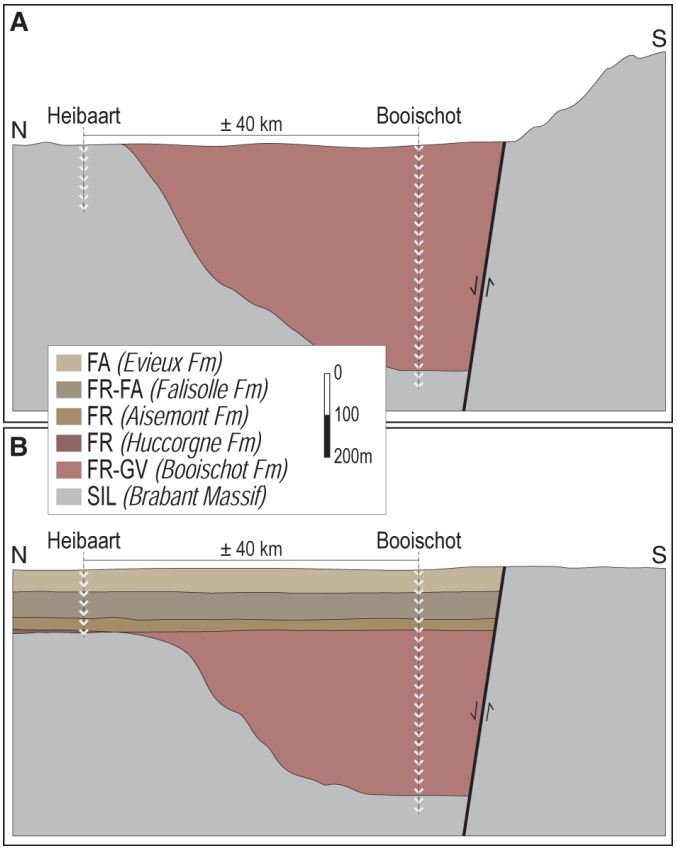
- In het zuiden van West-Vlaanderen werd de diktekaart overgenomen die reeds opgemaakt werd voor het G3Dv2-model van het Dinantiaan. Deze diktekaart werd veelal van de basis van de Krijtgroep afgetrokken om de basis van het Dinantiaan te bekomen, maar lokaal ook van enkele Paleogene eenheden of zelfs het niet-tabulaire Quartair.
- In het Bekken van de Kempen werd een nieuwe diktekaart aangemaakt. In deze regio zijn er slechts drie boringen die doorheen de basis van het Dinantiaan gaan en dus werkelijke diktes van het Dinantiaan aangeven (nummers 1, 2 en 3 op Figuur 3-48). Op basis van deze boringen varieert de dikte van het Dinantiaan hier sterk van 316 m in boring Heibaart (regio Loenhout; DOV-proefnummer: kb8d7e-B216; nummer 1 op Figuur 3-48) tot een maximum van ongeveer 1000 m in boring Mol-GT-03 (regio Mol; DOV-proefnummer: B/1-102784; nummer 2 op Figuur 3-48). Buiten deze boringen werd de diktekaart hoofdzakelijk conceptueel aangemaakt op volgende manieren:
    - Eerst werd een inschatting gemaakt van de voorkomensgrens van het Dinantiaan aan de zuidwestelijke rand van het Bekken van de Kempen op basis van seismische data. Op basis van deze seismische indicaties, de boorgegevens alsook de voorkomensgrens van het Namuriaan, werd een nieuwe voorkomensgrens gemaakt van het Dinantiaan. Op deze voorkomensgrens werden voor de diktekaart nulwaardes toegekend.

- Net ten oosten van deze voorkomensgrens werd de diktekaart gestuurd door werkelijke of minimale diktes van het Dinantiaan uit boringen. Ook werd rekening gehouden met de voorkomensgrens van het Namuriaan. Waar het Namuriaan afwezig is, veronderstellen we namelijk een sterkere afname van de dikte van het Dinantiaan in westelijke richting dan wanneer het Namuriaan er nog bovenop gelegen is.
  De sterkste dikteafname is namelijk een gevolg van post-depositionele erosie voor het late Krijt, en wanneer het Namuriaan afwezig is, werd het Dinantiaan het sterkst blootgesteld aan deze erosie. Lokaal wordt de voorkomensgrens van het Namuriaan bepaald door breuken met vaak grote (> 100 m) verticale spronghoogtes. Voor de opmaak van de diktekaart van het Dinantiaan werd ook rekening gehouden met deze diktesprongen. Zo werden langs beide kanten van deze breuken isopachen ingetekend met een verschil dat ongeveer gelijk is aan de ingeschatte breuksprong.
- Verder ten oosten van de voorkomensgrens werden bij de opmaak van de diktekaarten drie concepten gebruikt. Het eerste concept is een verdunning van het Dinantiaan van 600 m (minimum inschatting nabij boring Turnhout met DOV-proefnummer: kb8d17e-B272) naar 300 m in de regio Loenhout (boring Heibaart met DOV-proefnummer: kb8d7e-B216). Het tweede concept is een algemene verdikking van het Dinantiaan van het westen naar het oosten van het Bekken van de Kempen. Zo toont boring Mol-GT-03 dat het Dinantiaan duidelijk dikker is in het oosten ten opzichte van meer westelijke boringen in het Bekken van de Kempen. Opmerkelijk hierbij is dat er een zo goed als continue afzettingssequentie is in boring Mol-GT-03. Dit verwacht men voornamelijk nabij platformranden, waarbij de carbonaatsedimentatie de zeespiegelstijging nog net kan bijhouden. Het is daarom niet te verwachten dat het Dinantiaan elders nog veel dikker zal zijn. Het derde concept is een verdunning van het Dinantiaan van het Bekken van de Kempen naar de Roerdalslenk. Dit concept wordt in detail uitgelegd in paragraaf 3.3.9.1. Op basis van dit concept werd een minimale dikte van 300 m voor het Dinantiaan toegekend in het uiterste oosten van Vlaanderen of ten oosten van de Breuken van Rauw en Neeroeteren. Ten westen van deze breuken werd een dikte van 1000 m aangehouden (Figuur 3-48).

Op enkele seismische lijnen onder de geïnterpreteerde top van het Dinantiaan werden nog duidelijk vervolgbare reflectiepatronen waargenomen die zouden kunnen wijzen op lokale dikteveranderingen in het Dinantiaan (Figuur 3-51). Doordat ze vanwege tijdsgebrek onvoldoende bestudeerd konden worden, werden deze mogelijke lokale dikteveranderingen niet in het huidige diktemodel van het Dinantiaan verwerkt. Het huidige model van het Dinantiaan is daarom met zekerheid een oversimplificatie van de geologische werkelijkheid.

3.3.10. DEVOON EENHEID

Na de Caledonische gebergtevorming hernam de sedimentatie in het Bekken van de Kempen tijdens het Midden-Devoon. Vanaf het Givetiaan ving de sedimentatie op de noordflank van het Massief van Brabant aan met de afzetting van een continentaal basisconglomeraat van de **Formatie van Booischot**. Deze afzetting varieert sterk in dikte, met een maximum van bijna 400 m in boring Booischot (DOV-proefnummer: kb24d59e-B160; nummer 2 op Figuur 3-50) en is dan weer volledig afwezig in boring Heibaart (DOV-proefnummer: kb8d7e-B216), wat wijst op een horst-grabentopografie (Muchez & Langenaeker, 1993; Figuur 3-49; Tabel 3-8). Het Booischot conglomeraat wordt bedekt door een mariene Frasniaan sequentie bestaande uit kleiige en dolomiethoudende kalkstenen (**Aisemont Formatie**) en schiefers (**Falisolle Formatie**) tesamen zo'n 90 m dik (Tabel 3-8). Hierboven bevinden zich de Famenniaan zandstenen (**Evieux Formatie**). Deze tot meer dan 100 m dikke groen-rode zandstenen met paleobodems zijn voornamelijk alluviale afzettingen.



Figuur 3-49. Half-graben-model voor het Devoon in het Bekken van de Kempen volgens Muchez en Langenaeker (1993). A) Op het einde van de afzetting van de Formatie van Booischot of tijdens de Frasniaan/Givetiaan grens; B) Op het einde van de afzettingen van het Devoon of het einde van het Famenniaan. SIL=Siluur, GV=Givetiaan, FR=Frasniaan en FA=Famenniaan. Deze figuur werd overgenomen uit Lagrou en Coen-Aubert (2017).

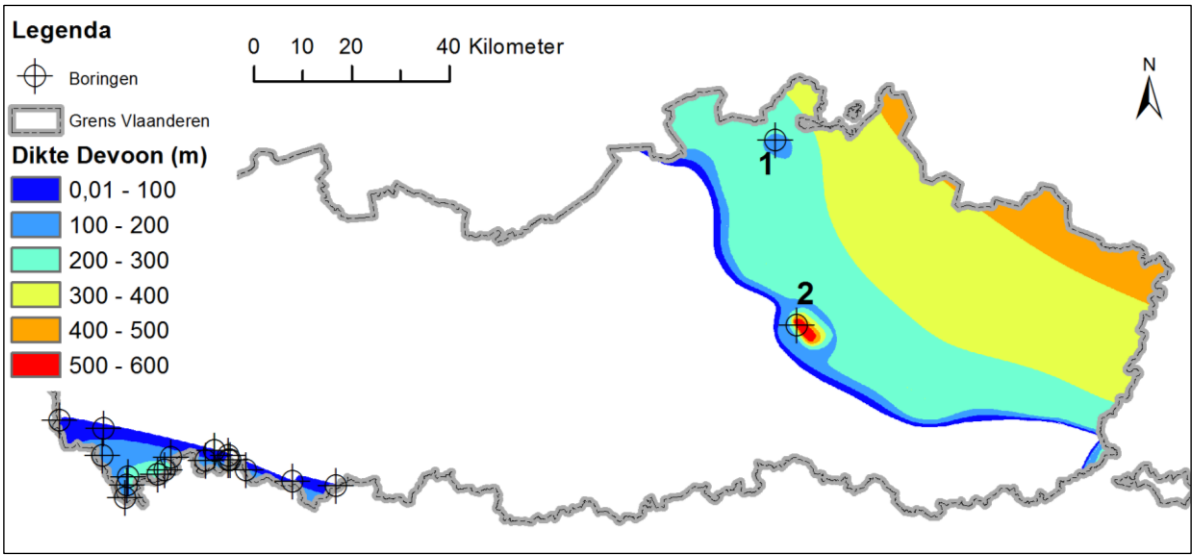
In het zuiden van West-Vlaanderen sluit de stratigrafische opeenvolging van het Devoon aan op het Bekken van Doornik. De oudste bekende afzetting zijn paarse en grijze schalies van de **Formatie van Mazy** (boring Nieuwkerke; DOV-proefnummer: kb28d95w-B19), gevolgd door voornamelijk schalierijke siltstenen van de **Formatie van Bovesse** van het Onder-Frasniaan. In boring Wervik (DOV-proefnummer: kb28d96w-B82) is 20 m massief gedolomitizeerde **Formatie van Rhines** aangetroffen. In de top van deze carbonaten wordt een paleobodem aangetroffen, geassocieerd met de **Franc-Waret Formatie**. De siltige schalies van de **Formatie van Famenne** werd aangetroffen in enkele boringen. De Condroz zandstenen van het Famenniaan (**Evieux Formatie**) werden enkel in de boring Bellegem (DOV-proefnummer: kb29d97e-B985) aangeboord waar ze rechtstreeks rusten op de Siluurgesteenten. De jongste afzettingen van Devoon ouderdom zijn de zandstenen en carbonaatbanken die behoren tot de **Formatie van Etroeungt**.

Tabel 3-8. Overzicht van de verschillende formaties van het Devoon en hun diktes in boringen in het Bekken van de Kempen, namelijk Booischot (DOV-proefnummer: kb24d59e-B160), Heibaart (DOV-proefnummer: kb8d7e-B216) en Mol-GT-03 (DOV-proefnummer: B/1-102784). Deze tabel is vertaald uit Lagrou en Coen-Aubert (2017) en werd verder aangevuld voor deze studie met de nieuwe gegevens uit boring Mol-GT-03.

Ouderdom	**Formatie**	**Top - basis (in m)**			**Dikte B/H/M (in m)**
		Boring Booischot	**Boring Heibaart**	**Boring Mol-GT-03**	
Devoon	Evieux	700 – 802	1461 – 1533	4057 - 4210.7	102 / 72/ >153.7
	Falisolle	802 – 867	1533 – 1594.6	niet bereikt	65 / 61.6
	Aisemont	867 - 892	1594.6 – 1624.8		25 / 30.2
	Huccorgne	/	1624.8 -1628		0 / 3.2
	Booischot	892 – 1288	/		396 / 0
Siluur	Ronquières	1288 – 1330	1628 – 1638.65		>42 / >10.65

In het zuidwesten van Vlaanderen is geen seismische data en in het Bekken van de Kempen valt de basis van het Devoon moeilijk of niet te vervolgen op seismische lijnen. Daarom werd de basis van het Devoon in beide regio's op basis van diktekaarten van het Devoon opgemaakt:
- In het zuiden van West-Vlaanderen werd de diktekaart overgenomen die reeds opgemaakt werd voor het G3Dv2-model van het Devoon. Deze diktekaart werd veelal van de basis van het Dinantiaan en de Krijtgroep afgetrokken om de basis van het Devoon te bekomen, maar lokaal ook van enkele Paleogene eenheden of zelfs het niet-tabulaire Quartair.
- In het Bekken van de Kempen werd een nieuwe diktekaart aangemaakt. Op basis van een beperkte set van beschikbare boringen en seismische lijnen alsook de voorkomensgrens van het Dinantiaan werd een conceptuele voorkomensgrens van het Devoon opgemaakt waaraan nuldiktes gegeven werden. Verder bekkenwaarts van deze voorkomensgrens zijn er slechts twee boringen (Heibaart en Booischot; DOV-proefnummers: kb8d7e-B216 en kb24d59e-B160; nummers 1 en 2 respectievelijk op Figuur 3-50) die doorheen de basis van het Devoon gaan en dus werkelijke diktes van het Devoon aangeven. In boring Booischot is het Devoon veel dikker dan in boring Heibaart (respectievelijk 589 en 175 m). Dit dikteverschil wordt verklaard doordat de conglomeraten van de Formatie van Booischot, die in totaal bijna 400 m dik zijn in boring Booischot, ontbreken in boring Heibaart. Volgens Muchez en Langenaeker (1993) kan dit dikteverschil verklaard worden doordat de conglomeraten van de Formatie van Booischot afgezet werden in een breukgebonden depocenter of half-graben op de rand van het Bekken van de Kempen (Figuur 3-49). Boring Booischot zou in deze half-graben geboord zijn en boring Heibaart erbuiten. In het G3Dv2-model werd dit concept verwerkt door drie smalle NW-ZO georiënteerde half-grabens in de diktekaart van het Devoon te verwerken, waarvan de meest zuidelijke half-graben boring Booischot omvat. Voor het huidige model werden deze drie half-grabens gereduceerd tot één half-graben (Figuur 3-50) op basis van seismische interpretaties op één seismische lijn die boring Booischot snijdt. De kwaliteit van deze seismische lijn is echter slecht, waardoor de interpretatie ervan onzeker blijft.

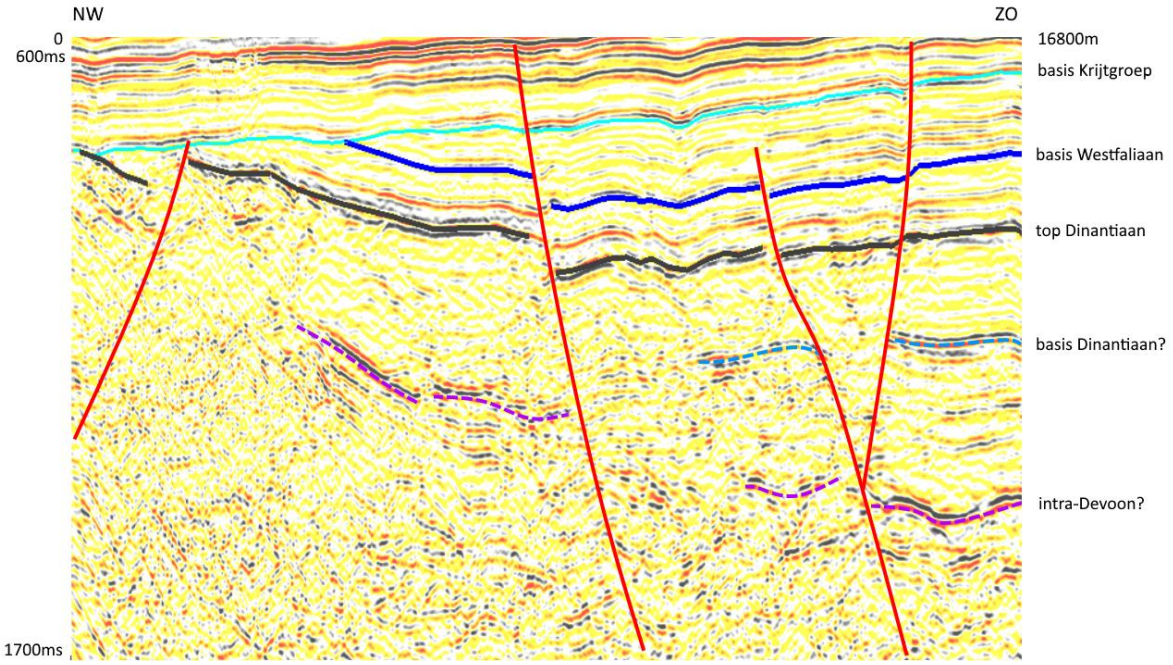
Doordat de half-graben maar op één seismische lijn zichtbaar is, zijn ook de oriëntatie en de lengte ervan onzeker. De oriëntatie werd parallel gelegd aan deze uit het G3Dv2-model of NW-ZO (Figuur 3-50), en ook voor de lengte is gesteund op het G3Dv2-model.



Figuur 3-50. Een overzicht van de dikte van het Devoon volgens het huidige model en de locaties van de boringen die de basis ervan bereiken. 1 = boring Heibaart (DOV-proefnummer: kb8d7e-B216); 2= boring Booischot (DOV-proefnummer: kb24d59e-B160).

De bedekking van de conglomeraten, of de Formaties van Aisemont, Falisolle en Evieux, hebben een gelijkaardige dikte in boringen Booischot en Heibaart (zie Tabel 3-8), waardoor de half-graben activiteit voorbij lijkt in het latere Devoon. Zo ook werd buiten de regio Booischot een tamelijk uniforme dikte voor het Devoon aangehouden in het huidige model. Bovenop deze trend werd een minimale dikte (buiten het voorkomensgebied waar de top Devoon ingesneden wordt door de basis van de Krijtgroep) aangehouden in de regio rond Heibaart, dat verondersteld wordt een relatief hoog te zijn geweest tijdens het Devoon dat ook nog doorwerkte tijdens het Dinantiaan (zie paragraaf 3.3.9.4). Daarbovenop is er in het huidige model een geleidelijke verdikking richting het zuidoosten, vermits de zandstenen van de Evieux Formatie in boring Mol-GT-03 dikker zijn (zelfs zonder dat de basis ervan aangeboord werd) dan in boringen Booischot en Heibaart (zie Tabel 3-8).
Op een beperkt aantal seismische lijnen werden onder de geïnterpreteerde top van het Dinantiaan echter nog duidelijk vervolgbare reflectiepatronen waargenomen die zouden kunnen duiden op lokale dikteveranderingen in het Devoon (Figuur 3-51). In het kader van deze studie konden ze onvoldoende bekeken worden, waardoor deze mogelijke lokale dikteveranderingen niet in het diktemodel van het Devoon verwerkt werden. Het huidige model van het Devoon is daarom met zekerheid een oversimplificatie van de geologische werkelijkheid.

Net zoals in het G3Dv2-model, werd de Devoon eenheid niet gemodelleerd in de Voerstreek.



Figuur 3-51. Een seismische lijn met onder de geïnterpreteerde top van het Dinantiaan lokaal nog duidelijk vervolgbare reflectiepatronen. Mogelijke (maar nog zéér onzekere) seismische interpretaties van de basis Dinantiaan en een intra-Devoon reflectie zijn weergegeven. In het kader van deze studie konden ze onvoldoende bekeken worden, als gevolg werden deze mogelijke interpretaties niet in de diktemodellen van het Dinantiaan en Devoon verwerkt. De huidige modellen van het Dinantiaan en Devoon zijn daarom met zekerheid een oversimplificatie van de geologische werkelijkheid.

3.3.11. SILUUR-ORDOVICIUM-CAMBRIUM EENHEID

De oudste gesteenten in Vlaanderen worden teruggevonden in het Massief van Brabant, een oude, geërodeerde gebergteketen in de ondergrond van Vlaanderen. De algemene structuur lijkt op een grote anticline met een kern van Cambriumsedimenten, ten noorden en ten zuiden geflankeerd door Ordovicium, met aan de randen Siluur. In de sedimentatiegeschiedenis van het Onder-Paleozoïcum kunnen drie megasequenties worden onderscheiden. De eerste, meer dan twee km dikke megasequentie (Cambrium tot Onder Ordovicium) bestaat voornamelijk uit zandsteen en resistente kwartsiet met silt en klei intercalaties. Hierboven ligt een zeer homogeen pakket schiefers (**Formatie van Oisquercq**), gevolgd door de zwarte kleistenen en siltstenen van de **formaties van Jodoigne en Mousty**. De eerste megasequentie wordt afgesloten door de zandsteen, kleisteen en siltstenen van **Formatie van Chevlipont**. Tussen de eerste en de tweede megasequentie (Midden Ordovicium tot Boven Ordovicium) bevindt zich een belangrijk tijdshiaat van 8 tot 15 miljoen jaar. De tweede sequentie is 600-1000 m dik en wordt opgedeeld in verschillende formaties waaronder **Abbaye-de-Villers, Tribotte** (voornamelijk zandsteen) en **Rigenée en Ittre** (silt- en kleisteen). Gedurende de derde megasequentie (Boven Ordovicium tot boven Siluur) ontwikkelde zich een voorlandbekken. De sequentie vangt aan met een ondiep mariene afzetting (**Formatie van Huet**), rijk aan macrofossielen, gevolgd door een dieper mariene turbidieteenheid met donkergrijze kleisteen (**Formatie van Fauquez**). Hierop volgt een pakket dat zowel siltsteen, donkergrijze kleisteen, als lokaal dikke vulkanosedimentaire gesteenten bevat (**Formatie van Madot**).

Het kleisteen-interval dat hierop volgt behoort tot de **Formatie van Brutia**, en bevindt zich op de Ordovicium-Siluurgrens. Hierop volgt een tot meer dan drie km dik turbidietpakket van de **formaties van Corroy, Vichenet en Ronquières**. De jongste Siluurafzetting wordt enkel in het zuiden van West-Vlaanderen teruggevonden als de 10-tal meters dikke siltige kleistenen van de **Formatie van Rekkem**.

Vanwege de beperkte boorgegevens en grote complexiteit door de vervorming, werd het Siluur-Ordovicium-Cambrium niet onderverdeeld of apart gemodelleerd. Enkel de top ervan vormt een modeleenheid die werd samengesteld uit de basissen van het bovenliggende eenheden van het Devoon, de Krijtgroep, Cenozoïsche Formaties van Hannut en Kortrijk en tenslotte ook het niet-tabulaire Quartair. Deze modeleenheid vormt daarmee de basis van het G3Dv3-model.

Net zoals in het G3Dv2-model, werden de Siluur-Ordovicium-Cambrium eenheid niet gemodelleerd in de Voerstreek.

3.4. RESULTAAT LAGENMODEL H3D

3.4.1. INLEIDING

In dit hoofdstuk worden de resultaten van de modelleringen van de H3D hoofd-, sub- en basiseenheden toegelicht. Eerst worden daarbij de hoofdeenheden opgesomd en kort besproken.
Per hoofdeenheid volgt een opsomming (volgens oplopende HCOVv2-codering) van de verschillende subeenheden die erin aanwezig zijn. Per subeenheid worden de eventueel aanwezige basiseenheden opgesomd en apart besproken volgens oplopende HCOVv2-codering. Deze bespreking omvat:

- Een algemene beschrijving van de kenmerken van de modeleenheden.
- De methodiek waarop de (deelgebieden van de) modeleenheden gemodelleerd werden en de eventuele concepten die daarvoor gebruikt werden.
- De verschillen van de eenheid ten opzichte van de eerdere HCOV-modellen. Tenzij anders vermeld, wordt de vergelijking gemaakt met het meest recente HCOV-model, namelijk dat van Vancampenhout et al. (2007).

In bepaalde gevallen kunnen methodieken van modelleren, concepten of verschillen met het H3D-model gemeenschappelijk zijn voor alle modeleenheden binnen dezelfde hoofdeenheid. In dat geval worden deze reeds besproken bij de inleiding van de hoofdeenheid.
Voor de figuren van het diepte- en dikteverloop van de verschillende modeleenheden wordt verwezen naar de Bijlage F2.

Bij de opmaak van het H3D-model werd er gestreefd naar zoveel mogelijk consistentie met het G3Dv3-model. Zo stemt het overgrote deel van de H3D-modeleenheden overeen met G3Dv3-modeleenheden waaruit ze dan ook werden overgenomen (zie Bijlage C). Echter, het modelgebied van de G3Dv3-modeleenheden is beperkt tot Vlaanderen, terwijl heel wat H3D-modeleenheden een ruimer voorkomen hebben in het H3D-modelgebied. Omdat er buiten de grenzen van Vlaanderen niet steeds modellen beschikbaar zijn van eenheden binnen Vlaanderen of omdat deze niet goed aansluiten, werden de H3D-modeleenheden buiten de grenzen van Vlaanderen meestal nieuw aangemaakt. Een uitzondering hiervan zijn de H3O-projectgebieden waarbij hydrogeologische eenheden reeds grensoverschrijdend gemodelleerd werden. De opmaak van de nieuwe H3D-modellen buiten Vlaanderen gebeurde gelijktijdig met de opmaak van de G3Dv3-eenheden binnen Vlaanderen.
Daarbij werd meestal data van binnen Vlaanderen geëxtrapoleerd tot het H3D-modelgebied buiten Vlaanderen, zonder rekening te houden met datapunten buiten Vlaanderen (zie paragraaf 2.7.4). De betrouwbaarheid van de H3D-modellen neemt daarom al snel af buiten de Vlaamse grens, behalve in de H3O-modelgebieden.

Net zoals het voorgaande HCOV-model, is het nieuwe H3D-model hoofdzakelijk gebaseerd op data uit boringen (paragraaf 2.3). Echter, in het oosten van Vlaanderen werd er voor het H3D-model nu ook een grote set aan seismische data gebruikt (paragraaf 2.4). Door het aanvullende gebruik van seismiek zijn er nu meer datapunten beschikbaar dan bij boringen alleen, wat meer detaillering en dus een verdere verbetering van de modellen mogelijk maakt. Hierdoor is de diepteligging van heel wat laagvlakken en de positie van breukvlakken lokaal sterk verschillend tussen het HCOV- en H3D-modellen in het oosten van Vlaanderen. In het centrum en westen van Vlaanderen, waar hoofdzakelijk op basis van boringen gemodelleerd werd (zie paragraaf 2.5), zijn deze verschillen meestal beperkter.

Als topvlak van het H3D-model werd er gekozen voor een topografie met menselijke ingegrepen. Het topvlak van het model werd daarom hoofdzakelijk samengesteld uit het Digitaal Hoogtemodel van Vlaanderen (DHMV II) versie 2016 (www.agiv.be). Op de locatie van bevaarbare rivieren (categorie 0, zie Figuur 3-10) werden de rastercellen uit het DHMV II vervangen door waterbodemhoogtes die gemodelleerd werden door Foncke et al. (2012).
Het basisvlak van het H3D-model is de basis van de hoofdeenheid *Sokkel (A1300)* of top van de subeenheid *Cambro-Siluur Massief van Brabant (A1340).* Deze modeleenheid *Sokkel (A1300)* is niet geheel gebiedsdekkend. Aan de zuidwestelijke en zuidoostelijke randzones van het modelgebied is er namelijk geen model van de (onderste) subeenheden ervan.

3.4.2. GEBIEDSDEKKENDHEID VAN DE MODELLEN

Alle Quartaire, Cenozoïsche en Mesozoïsche H3D-hoofd, -sub en -basiseenheden werden volledig gebiedsdekkend gemodelleerd. De Paleozoïsche eenheid *Sokkel (A1300)* en de subeenheden erbinnen werden daarentegen niet volledig gebiedsdekkend gemodelleerd. Aan de uiterste zuidwestelijke randzone van het H3D-modelgebied in Frankrijk en in westelijke delen van Wallonië alsook de regio rond de Voerstreek is er namelijk geen model van deze hoofdeenheid en de subeenheden erbinnen. Dit omdat er geen G3Dv2- of HCOV-modellen van de *Sokkel (A1300)* voor deze regio's bestaan en omdat de structurele complexiteit er zodanig groot is, dat een modellering ervan te tijdrovend zou zijn.

3.4.3. QUARTAIRE AQUIFERSYSTEMEN (A0100)

3.4.3.1 ALGEMENE GEOLOGISCHE ACHTERGROND EN METHODIEK VAN MODELLEREN

De modeleenheid *Quartaire Aquifersystemen (A0100)* werd afgezet in sterk variërende milieus, uiteenlopende van marien, estuarien, naar fluviatiel en eolisch. Een overzicht van alle Quartaire modeleenheden wordt weergegeven in Tabel 3-9. De mariene en estuariene *Polderafzettingen (A0130)* werden gedurende het Midden Pleistoceen tot Holoceen afgezet in het westen van Vlaanderen. De fluviatiele afzettingen werden over het gehele land afgezet en gedurende het Pleistoceen hoofdzakelijk als grindrijke grove zanden in brede verwilderde riviersystemen die de terrassen vormden, met als grootste systemen deze langs de Schelde (zie *Pleistocene afzettingen (A0170)* en langs de Maas (*Maas- en Rijnafzettingen (A0180)*. Gedurende het Holoceen vond de afzettingen van de *Alluviale deklagen (A0140)* plaats in smallere riviervalleien.
De eolische deklagen werden gedurende het Pleistoceen afgezet als *Zandige dekzanden (A0151)* in het noorden van Vlaanderen, geleidelijk overgaand via *Zand-lemige deklagen (A0152)* naar *Lemige deklagen (A0153)* op de plateau's in het zuiden van Vlaanderen. In de Roerdalslenk kunnen er ook nog kleiige, fluviatiele afzettingen binnen de eolische deklagen voorkomen (zie *Fluvio-eolische deklagen binnen de Roerdalslenk (A0160)*. In het Holoceen werden tenslotte *Duinen (A0120)* afgezet, zowel aan de kuststrook als verspreid in het binnenland.
De top van *Quartaire Aquifersystemen (A0100)* valt samen met het maaiveld waaruit voor deze studie de meest opvallende menselijke *Ophogingen (A0110)* onderscheiden werden.

Het topvlak van *Quartaire Aquifersystemen (A0100)* is voornamelijk samengesteld uit het Digitaal Hoogtemodel van Vlaanderen (DHMV II) versie 2016 (www.agiv.be). Buiten Vlaanderen en het bereik van DHMV II werd het topraster overgenomen uit de H3O-modellen in het oosten en voorgaande HCOV-model (versie 2007) op andere plekken.

Op de locatie van bevaarbare rivieren (categorie 0) werden de rastercellen uit het DMHV II vervangen door waterbodemhoogtes die gemodelleerd werden door Foncke et al. (2012).
Het basisvlak van *Quartaire Aquifersystemen (A0100)* valt binnen Vlaanderen samen met het basisvlak van het niet-tabulaire Quartair (zie paragraaf 3.3.2). Voor het H3D-modelgebied buiten Vlaanderen werd binnen de H3O-modelgebieden het basisvlak van *Quartaire Aquifersystemen (A0100)* uit de H3O-modellen gehaald. Buiten deze modellen werd de basis van *'Quartaire Aquifersystemen 0100'* uit het HCOV-model overgenomen als de basis van het nieuwe *Quartaire Aquifersystemen (A0100)*.
In tegenstelling tot de onderliggende, oudere eenheden, werden de H3D-subeenheden en H3D-basiseenheden binnen *Quartaire Aquifersystemen (A0100)* niet systematisch overgenomen uit de overeenstemmende G3Dv3-modeleenheden. Verschillende basissen van sub- en basiseenheden werden namelijk uit bestaande HCOV- en H3O-modellen samengesteld (zie Tabel 3-9).
De overgenomen basissen werden consistent ingepast binnen de nieuwe top en basis van *Quartaire Aquifersystemen (A0100).* Deze inpassing van de interne basisrasters gebeurde volgens drie stappen, zoals eerder beschreven in paragraaf 3.3.2. Na de inpassing van de basisrasters werden finaal de top- en dikterasters van de verschillende modeleenheden berekend.
Sommige van deze H3D-eenheden werden vervolgens overgenomen voor de opmaak van de overeenstemmende G3Dv3-modeleenheden (zie paragraaf 3.3.2).

Tabel 3-9. Overzicht van de verschillende H3D sub- en basiseenheden binnen Quartaire Aquifersystemen (A0100).

Code subeenheid	Naam subeenheid	Code basiseenheid	Naam basiseenheid	Oorsprong subeenheid / basiseenheid
A0110	Ophogingen	/		4 + 5 (HCOV 0110)
A0120	Duinen	/		1 (Fm Gent: leden Achterbos en De Panne) + 5 (HCOV 0120)
A0130	Polderafzettingen	A0131	Kleiige polderafzettingen	5 (HCOV 0131 + HCOV 0132 + HCOV 0133)
		A0132	Zandige Kreekruggen	5 (HCOV 0134)
		A0133	Veen-kleiige poelgronden	5 (HCOV 0135)
		A0134	Strandafzettingen	1 (Fm. Vlaanderen: Lid De Haan)
A0140	Alluviale deklagen	/		2 (HL) + 3 (HL) + 5 (HCOV 0140) + 7 (HL)
A0150	Eolische deklagen buiten de Roerdalslenk	A0151	Zandige deklagen	1 (Fm Gent: leden Dilsen, Tisselt en Opgrimbie) + 3 (Boxtel) + 7 (deklaag)
		A0152	Zand-lemige deklagen	1 (Fm Gent: leden Dilsen, Tisselt en Opgrimbie) + 7 (deklaag)
		A0153	Lemige deklagen	6 (“leem”)
A0160	Fluvio-eolische deklagen binnen de Roerdalslenk	A0161	Boxtel zand 1	2 (bx-z-2)
		A0162	Boxtel klei 1	2 (bx-k-1)
		A0163	Boxtel zand 2	2 (bx-z-3)
		A0164	Boxtel klei 2	2 (bx-k-2)
		A0165	Boxtel zand 3	2 (bx-z-4)
A0170	Pleistocene afzettingen	/		5 (HCOV 0160)
A0180	Maas- en Rijnafzettingen	A0181	Beegden zand 1	2 (BE-z-1)
		A0182	Beegden klei 1	2 (BE-k-1)
		A0183	Beegden zand 2	2 (BE-z-2)
		A0184	Beegden klei 2	2 (BE-k-2)
		A0185	Beegden zand 3	2 (BE-z-3)
		A0186	Beegden ongedifferentieerd	5 (HCOV 0170) + 7 (Beegden)
		A0187	Sterksel zand 1	2 (ST-z-1) + 3 (ST-z-1+2) + 7 (Sterksel)
		A0188	Sterksel klei 1	2 (ST-k-1)
		A0189	Sterksel zand 2	2 (ST-z-2)

Opmaak basisrasters
1 = G3Dv3
2 = H3O-De Roerdalslenk
3 = H3O-De Kempen
4 = Volledig nieuw
5 = HCOV-model, versie 2007
6 = Thematisch delfstoffenmodel voor (niveo-)eolische leemvoorkomens in Vlaanderen
7 = Thematisch delfstoffenmodel voor zand- en grindafzettingen van Maas en Rijn in Vlaanderen

3.4.3.2 OPHOGINGEN (A0110)

Ophogingen (A0110) vormt een aparte H3D-modeleenheid. De eenheid is afkomstig uit de HCOV-kartering van 2007 en werd als dusdanig overgenomen. De eenheid is in het huidige model uitgebreid ter hoogte van positieve hoogte-veranderingen tussen DHMV I (2004) en DHMV II (2016). Indien de waardes van DHMV II meer dan +3 m (2x standaard deviatie van het verschil tussen beide topvlakken) hoger lagen dan deze van DHMV I, werden ze beschouwd als 'indicatief nieuwe ophoging". Deze nieuwe ophoging is indicatief, aangezien het naast menselijke aanvullingen ook verschillen omvat die veroorzaakt zijn door bijvoorbeeld het gebruik van een nieuwe methodiek voor hoogtemetingen. Ter hoogte van de locaties waar deze voorwaarde geldt is de hoogte van DHMV I als nieuwe basis genomen waar een nieuw deel *Ophogingen* is toegevoegd. In totaal voldeden 2.373 gridpunten in het model aan deze voorwaarde.

3.4.3.3 DUINEN (A0120)

Duinen (A0120) omvatten de zandige eolische afzettingen die gedurende het Pleistoceen en Holoceen werden afgezet aan de kust en in het binnenland (grotendeels centrum en oosten van Vlaanderen). Ze vormen bij hun voorkomen steeds de top van *Quartaire Aquifersystemen (A0100)*.
Ze werden voor het huidige model binnen Vlaanderen nieuw gemodelleerd als de G3Dv3-modeleenheden leden van Achterbos en De Panne van de Formatie van Gent (zie paragraaf 3.3.2.3) en daaruit overgenomen. Buiten Vlaanderen werden ze reeds gemodelleerd uit de HCOV-karteringen en daaruit overgenomen.
In vergelijking met de HCOV-modeleenheid van *Duinen ('0120'*), is er een grotere geografische spreiding van de huidige modeleenheid *Duinen (A0120)* en zijn de lokale voorkomens minder groot (meer gefragmenteerd).

3.4.3.4 POLDERAFZETTINGEN (A0130) MET:

- *Kleiige polderafzettingen (A0131)*
- *Zandige kreekruggen (A0132)*
- *Veen-kleiige poelgronden (A0133)*
- *Strandafzettingen (A0134)*

Polderafzettingen (A0130) bestaan grotendeels uit zanden, kleien en veen die gedurende het Holoceen werden afgezet als kustnabije en kustafzettingen in het uiterste westen van Vlaanderen en ten noorden van Antwerpen. Ze worden op basis van hun genese in vier basiseenheden onderverdeeld, namelijk *Kleiige polderafzettingen (A0131), Zandige kreekruggen (A0132), Veen-kleiige poelgronden (A0133)* en *Strandafzettingen (A0134). Strandafzettingen (A0134)* komt overeen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van de Haan (zie paragraaf 3.3.2.4) en werd daaruit ook overgenomen. De overige drie basiseenheden werden reeds eerder gemodelleerd voor de HCOV-karteringen en overgenomen uit de meest recente HCOV-kartering. Echter, om binnen het huidige model te passen, dienden enkele aanpassingen hierop uitgevoerd te worden:

- *'Kleiige polderafzettingen van de Kustvlakte (0131), het Meetjesland (0132) en het Waasland-Antwerpen (0133)'* werden gecombineerd tot één nieuwe basiseenheid *Kleiige polderafzettingen (A0131)*.
- Het voorkomen van *Polderafzettingen (A0130)* werd verder west- of zeewaarts geëxtrapoleerd onder *Duinen (A0120)* tot aan de modelrand van het H3D-modelgebied. Hiermee werd de basis gecreëerd voor *Strandafzettingen (A0134)*.

In vergelijking met voorgaande HCOV-karteringen, wordt in het huidige model binnen *Polderafzettingen (A0130)* nu ook *Strandafzettingen (A0134)* onderscheiden als aparte modeleenheid. Anderzijds worden ten opzichte van de HCOV-karteringen in dit model de voormalige '*kleiige polderafzettingen van de Kustvlakte (0131), het Meetjesland (0132) en het Waasland-Antwerpen (0133)'* gecombineerd tot één H3D-basiseenheid, genaamd *Kleiige polderafzettingen (A0131)*.

3.4.3.5 ALLUVIALE DEKLAGEN (A0140)

Alluviale deklagen (A0140) bestaan uit fluviatiele afzettingen die gedurende het Holoceen in riviervalleien afgezet werden in het gehele H3D-modelgebied. Binnen hun voorkomen vormen ze de top van *Quartaire Aquifersystemen (A0100)*.

Alluviale deklagen (A0140) werden onder dezelfde naam reeds gemodelleerd voor de HCOV-modellen en daaruit overgenomen. In de modelgebieden van de H3O-projecten en de Thematische delfstoffenmodellen werden de resultaten van de HCOV-modellen echter vervangen door de overeenkomstige lagen in deze meer recente modellen. In de H3O-projecten werden de *Alluviale deklagen (A0140)* namelijk apart gekarteerd onder de term *'HL-C'* en in het Thematisch delfstoffenmodel voor zand- en grindafzettingen van Maas en Rijn onder de term '*HL'*. Het basisvlak van de '*Alluviale deklagen (0140)'* uit de HCOV-karteringen bleek in het bijzonder in enkele heuvelzones in het zuiden van Vlaanderen soms te ruim voor te komen tot buiten de riviervalleien. Om dit te corrigeren, werd het basisvlak enkel weerhouden binnen de voorkomens van de riviervalleien volgens de samengestelde Quartairgeologische kaart van Vlaanderen van Bogemans (2005). Op locaties waar het basisvlak van de '*Alluviale deklagen (0140)'* doorheen de basis van het niet-tabulaire Quartair sneed, werden de dieptes uit dit laatste model overgenomen als nieuwe basis.

Ten opzichte van de modellen uit de HCOV-karteringen, hebben de huidige modellen van de *Alluviale deklagen (A0140)* een beperkter voorkomen omdat ze nu enkel voorkomen binnen de riviervalleien uit de samengestelde Quartairgeologische kaart van Vlaanderen van Bogemans (2005).

3.4.3.6 EOLISCHE DEKLAGEN BUITEN DE ROERDALSLENK (A0150) MET:

- *Zandige deklagen (A0151)*
- *Zand-lemige deklagen (A0152)*
- *Lemige deklagen (A0153)*

De subeenheid *Eolische deklagen buiten de Roerdalslenk (A0150)* omvat het Pleistocene eolische zand, zand-leem en leem dat buiten de Roerdalslenk in het grootste deel van Vlaanderen (buiten de polders) werd afgezet. Het komt hoofdzakelijk voor in de top van *Quartaire Aquifersystemen (A0100)*, maar worden lokaal ook bedekt door *Duinen (A0120;* zie paragraaf 3.4.3.3*)* en in de riviervalleien weggesneden door *Alluviale deklagen (A0140;* zie paragraaf 3.4.3.5*)*.

Het basisvlak van *Eolische deklagen buiten de Roerdalslenk (A0150)* werd als volgt opgesteld:
- Binnen het modelgebied van H3O-De Kempen werden ze grensoverschrijdend gekarteerd (op basis van boringen) onder de Nederlandse formatienaam '*Boxtel'* en vandaaruit overgenomen.
- Binnen het Thematisch delfstoffenmodel voor zand- en grindafzettingen van Maas en Rijn werden ze binnen Vlaanderen gekarteerd (op basis van boringen) onder de naam *'Deklaag'*.

Het basisvlak van deze *'Deklaag'* werd binnen het modelgebied van het betreffende Thematische delfstoffenmodel, en buiten het modelgebied van H3O-De Kempen (die hierboven verkozen werden), overgenomen als basisvlak van de *Eolische deklagen buiten de Roerdalslenk (A0150).*
- Buiten de modelgebieden van de H3O-projecten en het Thematisch delfstoffenmodel voor zand- en grindafzettingen van Maas en Rijn, werd binnen Vlaanderen het basisvlak van de *Eolische deklagen buiten de Roerdalslenk (A0150)* nieuw gemodelleerd (deze modellering wordt toegelicht in Bijlage E).
- Buiten Vlaanderen en buiten de H3O-modelgebieden werd het basisvlak van de '*Deklagen (0150)*' uit de HCOV-karteringen overgenomen.

Van het noorden naar het zuiden van Vlaanderen kunnen binnen *Eolische deklagen buiten de Roerdalslenk (A0150)* de basiseenheden *Zandige deklagen (A0151), Zand-lemige deklagen (A0152) en Lemige deklagen (A0153)* onderscheiden worden. Dit onderscheid werd voor het huidig model bepaald volgens de methodiek die in Bijlage E omschreven staat.

In tegenstelling tot het huidige model, werden *Zandige deklagen (A0151), Zand-lemige deklagen (A0152)* en *Lemige deklagen (A0153)* niet apart gemodelleerd tijdens de HCOV-karteringen.

3.4.3.7 FLUVIO-EOLISCHE DEKLAGEN BINNEN DE ROERDALSLENK (A0160) MET:

- *Boxtel zand 1 (A0161)*
- *Boxtel klei 1 (A0162)*
- *Boxtel zand 2 (A0163)*
- *Boxtel klei 2 (A0164)*
- *Boxtel zand 3 (A0165)*

De subeenheid *Fluvio-eolische deklagen binnen de Roerdalslenk (A0160)* omvatten de Pleistocene fluvio-eolische zandige, lemige en kleiige afzettingen die binnen de Roerdalslenk werden afgezet. Ze komen hoofdzakelijk voor in de top van *Quartaire Aquifersystemen (A0100)*, maar worden in de riviervalleien weggesneden door *Alluviale deklagen (A0140)*.

Deze subeenheid wordt op basis van het onderscheid tussen de enerzijds kleiige/lemige en anderzijds zandige pakketten onderverdeeld in basiseenheden *Boxtel zand 1 (A0161), Boxtel klei 1 (A0162), Boxtel zand 2 (A0163), Boxtel klei 2 (A0164) en Boxtel zand 3 (A0165).* Ondanks dat er sprake is van klei-eenheden binnen de deklagen *(Boxtel klei 1 en 2*), lijkt het weinig waarschijnlijk dat deze eenheden in werkelijkheid ook lateraal continue doorlopen als kleipakketten, maar eerder gezien moeten worden als een interval waarbinnen frequent kleilenzen of discontinue kleilaagjes voorkomen.

In het modelgebied van H3O-De Roerdalslenk werden *Fluvio-eolische deklagen binnen de Roerdalslenk (A0160)* apart grensoverschrijdend gekarteerd (op basis van boringen) onder de Nederlandse formatienaam '*Boxtel*'. De '*Formatie van Boxtel'* werd binnen het H3O-De Roerdalslenk-project nog verder onderverdeeld in vier hydrogeologische eenheden (genaamd '*Boxtel zand 2', 'Boxtel klei 1', 'Boxtel zand 3', 'Boxtel klei 2' en 'Boxtel zand 4')* die overeenstemmen met de H3D-basiseenheden *Boxtel zand 1 (A0161), Boxtel klei 1 (A0162), Boxtel zand 2 (A0163), Boxtel klei 2 (A0164) en Boxtel zand 3 (A0165).* De basisvlakken van de *'Formatie van Boxtel'* en kleiige en zandige eenheden daarbinnen worden lokaal opgebroken door breuken.

Omdat de breuksprong in deze deklagen echter klein is, werden na afwerking van het model van H3O-De Roerdalslenk de zones rondom deze verticaal veronderstelde breuken eruit geknipt en terug geïnterpoleerd op basis van de omliggende rasterpunten. Zodanig werden de breuksprongen verwijderd uit de modellen van *Fluvio-eolische deklagen binnen de Roerdalslenk (A0160).*
In tegenstelling tot het huidige model, werden de *Fluvio-eolische deklagen binnen de Roerdalslenk (A0160)* niet onderscheiden van de overige deklagen in de HCOV-karteringen en werden de basiseenheden ook niet onderscheiden in de HCOV-karteringen.

3.4.3.8 PLEISTOCENE AFZETTINGEN (A0170)

Pleistocene afzettingen (A0170) maken deel uit van het Scheldebekken, waarbij de oudste eenheden de hoger gelegen terrassen vormen, terwijl de jongere eenheden vallei/geulopvulling voorstellen. In de polders omvat het ook mariene tot estuariene afzettingen van de kustvlakte.
Het basisvlak van deze modeleenheid is nieuw vastgelegd door het - binnen het voorkomen volgens de HCOV-kartering - overal samen te laten vallen met de basis van *Quartaire Aquifersystemen (A0100)*. Binnen Vlaanderen is het voorkomen in vergelijking met de voorgaande HCOV-karteringen ook lokaal aangepast (verkleind) naar de voorkomens volgens de Quartairgeologische kaart van Bogemans (2005). Enkel ter hoogte van de polders en buiten Vlaanderen is geopteerd om de oorspronkelijke voorkomens van *'Pleistocene afzettingen (0170)'* uit de HCOV-karteringen over te nemen.

3.4.3.9 MAAS- EN RIJNAFZETTINGEN (A0180) MET:

- *Beegden zand 1 (A0181)*
- *Beegden klei 1 (A0182)*
- *Beegden zand 2 (A0183)*
- *Beegden klei 2 (A0184)*
- *Beegden zand 3 (A0185)*
- *Beegden ongedifferentieerd (A0186)*
- *Sterksel zand 1 (A0187)*
- *Sterksel klei 1 (A0188)*
- *Sterksel zand 2 (A0189)*

De *Maas- en Rijnafzettingen (A0180)* omvatten de grofzandige, grindrijke Pleistocene afzettingen van Rijn- en Maas-oorsprong in het oosten van Vlaanderen, ten oosten van de Breuk van Rauw. Lokaal kunnen deze eenheden een meer kleiig/lemig karakter vertonen, wat de aanleiding vormt om ze verder te differentiëren in meer zandrijke en meer kleirijke basiseenheden.

Het model van de *Maas- en Rijnafzettingen (A0180)* en diens basiseenheden werd samengesteld uit de resultaten van de H3O-projecten, de Thematisch delfstoffenmodellen en daarbuiten de HCOV-karteringen:

- *Sterksel zand 1 (A0187)*, de *Sterksel klei 1 (A0188)* en het *Sterksel zand 2 (A0189)* werden in het H3O-De Roerdalslenk project grensoverschrijdend gemodelleerd onder dezelfde namen en hieruit overgenomen voor het huidige model.
- *Beegden zand 1 (A0181), Beegden klei 1 (A0182), Beegden zand 2 (A0183), Beegden klei 2 (A0184), Beegden zand 3 (A0185)* werden in het H3O-De Roerdalslenk project grensoverschrijdend gemodelleerd onder dezelfde namen en daaruit overgenomen voor het huidige model.

- *Sterksel zand 1 (A0187)* werd in het H3O-De Kempen project grensoverschrijdend gemodelleerd onder de Nederlandse naam *'Formatie van Sterksel'* en van daaruit overgenomen. Het onderscheid van hydrogeologische eenheden binnen de *'Formatie van Sterksel'* uit het H3O-De Kempen project werd niet overgenomen, omdat deze binnen Vlaanderen toch enkel uit twee zandige eenheden bestaat waartussen een louter modelmatige (niet op hydrogeologische data gebaseerd) grens getrokken werd.
- *Beegden ongedifferentieerd (A0186)* werd binnen Vlaanderen gemodelleerd in de Thematische delfstoffenmodellen en daaruit overgenomen.
- Buiten Vlaanderen en het modelgebied van H3O-De Roerdalslenk werd het basisvlak van *Beegden ongedifferentieerd (A0186)* uit de HCOV-karteringen (hierin genaamd '*Maas en Rijnafzettingen (0170)'*) overgenomen.

Ten opzichte van de '*Afzettingen Hoofdterras (0171)'*, '*Afzettingen Tussenterrassen (0172)'* en *Afzettingen Maasvlakte (173)'* uit de HCOV-kartering, wordt in het huidige model een verder onderscheid daarbinnen gemaakt in hydrogeologische basiseenheden (*A0181-0185 en A0187-0189*) in de Roerdalslenk. Buiten de Roerdalslenk is er nu enkel *Sterksel zand 1 (A0187)* aanwezig op het Kempisch Plateau en *Beegden ongedifferentieerd (A0186)* ten zuiden hiervan. Deze laatste basiseenheid komt ongeveer overeen met de delen van de '*Afzettingen Tussenterrassen (0172)'* en *'Afzettingen Maasvlakte (173)'* van de HCOV-kartering buiten de Roerdalslenk. Het voorkomen van *Sterksel zand 1 (A0187)* is nu beperkter op het Kempisch Plateau (naar het zuiden toe) ten opzichte van de overeenkomstige '*Afzettingen Hoofdterras (0171)'* uit de HCOV-kartering.

3.4.4. KEMPENS AQUIFERSYSTEEM (A0200)

3.4.4.1 ALGEMENE GEOLOGISCHE ACHTERGROND

Kempisch Aquifersysteem (A0200) werd afgezet in mariene, estuariene en fluviatiele milieus in het noorden en noordoosten van Vlaanderen. Gedurende het Boven-Oligoceen en Mioceen werden hoofdzakelijk (glauconiethoudende) mariene zanden afgezet van *Mioceen Aquifersysteem (A0250;* zie Tabel 3-10*).* Tijdens het laatste Mioceen werden de oudere grove laat Miocene zanden in het noorden van de centrale Kempen bedekt door *Kleiige zanden van Kattendijk en Kasterlee (A0240;* zie Figuur 3-15*).*
Gedurende het Plioceen en Pleistoceen werden er in het westelijke deel van het Bekken van de Kempen - algemeen progressief ondiepere - mariene tot estuariene zanden en kleien afgezet (*Pleistoceen en Plioceen Aquifersysteem – west (A0220))* en in het oostelijke deel van de Kempen estuariene en fluviatiele zanden en kleien (*Pleistoceen en Plioceen Aquifersysteem – oost (A0230)).* Later in het Pleistoceen nam het aandeel in estuariene kleien toe en werd het *Klei-zand complex van de Kempen (A0210)* afgezet in het uiterste noorden van Vlaanderen. Algemeen trekt het voorkomen van de Pleistoceen- en Plioceenafzettingen zich dus terug in noordelijke richting.

Tabel 3-10. Overzicht van de verschillende H3D sub- en basiseenheden binnen het Kempisch Aquifersysteem (A0200) en hun oorsprong.

Code Subeenheid	Naam Subeenheid	Code Basiseenheid	Naam basiseenheid	Overeenstemmende G3Dv3-eenheid	Oorsprong
A0210	Klei-zand complex van de Kempen			Fm. v. Weelde	1 + 3 + 4
A0220	Pleistoceen en Plioceen Aquifersysteem - west	A0221	Kleiig zand van Malle	Fm. v. Malle	1 + 4
		A0222	Zand van Merksplas	Fm. v. Merksplas	1 + 3 + 4
		A0223	Zanden van Zandvliet en Merksem	Ldn. v. Zandvliet en Merksem	1 + 4
		A0224	Kleiig zand van Kruisschans	Ld. v. Kruisschans	1 + 4
		A0225	Zanden van Oorderen en Luchtbal	Ldn. v. Oorderen en Luchtbal	1 + 4
		A0226	Ongedifferentieerde zanden van Lillo en Poederlee	Ongedifferentieerd deel fms. v. Lillo en Poederlee	1 + 3 + 4
A0230	Pleistoceen en Plioceen Aquifersysteem - oost	A0231	Zand van Mol	Fm. v. Mol	1 + 3 + 4
		A0232	Kiezeloöliet zand 1	Ongedefinieerd ld. Fm. v. Kiezeloöliet	2
		A0233	Kiezeloöliet klei 1	Ld. v. Brunssum	2
		A0234	Kiezeloöliet zand 2	Ld. v. Brunssum	2
		A0235	Kiezeloöliet klei 2	Ld. v. Brunssum	2
		A0236	Kiezeloöliet zand 3	Ld. v. Brunssum	2
		A0237	Kiezeloöliet klei 3	Ld. v. Brunssum	2
		A0238	Kiezeloöliet zand 4	Ld. v. Waubach	2
A0240	Kleiige zanden van Kattendijk en Kasterlee			Fms. v. Kattendijk en Kasterlee	1 + 4
A0250	Mioceen Aquifersysteem	A0251	Zand van Diest	Fm. v. Diest	1 + 3 + 4
		A0252	Zanden van Diest en Bolderberg binnen de Roerdalslenk	Fm. v. Diest en Bolderberg	2
		A0253	Zand van Bolderberg buiten de Roerdalslenk	Fm. v. Bolderberg	1 + 3 + 4
		A0254	Zanden van Berchem en Voort buiten de Roerdalslenk	Fms. v. Berchem en Voort	1 + 3 + 4

		A0255	Voort zand 1	Ld. v. Someren	2
		A0256	Voort klei 1	Ld. v. Veldhoven	2
		A0257	Voor zand 2	Ld. v. Voort	1 + 2 + 4
		A0258	Zandig deel van Eigenbilzen	Fm. v. Eigenbilzen (gedeeltelijk)	4 + 5

Opmaak basisrasters
1 = G3Dv3
2 = H3O-De Roerdalslenk
3 = H3O-De Kempen
4 = Buiten Vlaanderen nieuw
5 = Binnen Vlaanderen nieuw

3.4.4.2 KLEI-ZAND COMPLEX VAN DE KEMPEN (A0210)

Klei-zand complex van de Kempen (A0210) omvat een afwisseling van continentale, estuariene en lagunaire kleien en zanden die gedurende het Quartair afgezet werden in het uiterste noorden van Vlaanderen (noorden van de Provincie Antwerpen; zie Figuur 3-15).

Deze H3D-modeleenheid stemt overeen met de G3Dv3-modeleenheid Formatie van Weelde (zie paragraaf 3.3.2.10) waaruit ze in Vlaanderen werd opgebouwd. Buiten Vlaanderen (of in Nederland) werd de basis van deze eenheid opgebouwd op twee verschillende manieren:

- In het westen werd het basisvlak opnieuw gemodelleerd door de trends in de isohypsen van basis van deze eenheid binnen Vlaanderen te extrapoleren tot in het H3D-modelgebied buiten Vlaanderen. Zodoende waren er ook voor deze eenheid geen aansluitingsproblemen langsheen de Vlaamse grens.
- In het oosten werd *Klei-zand complex van de Kempen (A0210)* reeds binnen het H3O-De Kempen project grensoverschrijdend gemodelleerd als kleipakket binnen de Nederlandse '*Formatie van Waalre'*. In het H3O-De Kempen project werd *Klei-zand complex van de Kempen (A0210)* gecorreleerd met het bovenste kleipakket binnen de *'Formatie van Waalre'*, daarin genaamd *'Wa-k-1'.* Van deze correlatie wordt afgestapt en de basis van *Klei-zandcomplex van de Kempen (A0210)* wordt nu gecorreleerd met het onderste kleipakket binnen de *'Formatie van Waalre'* (zie paragraaf 3.3.2.10), genaamd *'Wa-k-2'.* In het Nederlandse deel van H3O-De Kempen wordt *Klei-zand complex van de Kempen (A0210)* opgebroken door enkele breuken, zoals de Breuk van Rauw.

De top van *Klei-zand complex van de Kempen (A0210)* wordt gevormd door de basis van *Quartaire Aquifersystemen (A0100)* en het bedekt zelf *Kleiig zand van Malle (A0221;* zie Figuur 3-15*).*

Het voorkomen van *Klei-zand complex van de Kempen (A0210)* is iets beperkter naar het zuiden en westen toe, maar strekt zich verder naar het oosten toe uit dan dat van het overeenkomstige '*Klei-zand-complex van de Kempen 0220*' uit het HCOV-model. Ook wordt het *Klei-zand complex van de Kempen (A0210)* nu niet verder onderverdeeld in tegenstelling tot het HCOV-model waarin de '*Klei van Turnhout (0221), Zand van Beerse (0222)* en *Klei van Rijkevorsel (0223)'* worden onderscheiden. De argumentatie om van deze eerdere indeling af te stappen wordt gegeven in paragraaf 3.3.2.10.

3.4.4.3 PLEISTOCEEN EN PLIOCEEN AQUIFERSYSTEEM - WEST (A0220):

- *Kleiig zand van Malle (A0221)*
- *Zand van Merksplas (A0222)*
- *Zanden van Zandvliet en Merksem (A0223)*
- *Kleiig zand van Kruisschans (A0224)*
- *Zanden van Oorderen en Luchtbal (A0225)*
- *Ongedifferentieerde zanden van Lillo en Poederlee (A0226)*

De zanden met wisselend kleigehalte van *Pleistoceen en Plioceen Aquifersysteem – west (A0220)* werden tijdens het Plioceen en Pleistoceen afgezet in het noorden van Vlaanderen. Ze vormen het westelijke, meer marien equivalent van de oostelijke, meer continentale zanden van *Pleistoceen en Plioceen Aquifersysteem - oost (A0230).* Algemeen trekt het voorkomen van de basiseenheden erin zich met de tijd of naar boven toe terug in noordelijke richting.

- **Kleiig zand van Malle (A0221)**

Kleiig zand van Malle (A0221) omvat fijne tot zeer fijne zanden met verspreid silt- of kleilenzen die gedurende het Quartair afgezet werden in het uiterste noorden van Vlaanderen (noorden van de Provincie Antwerpen; zie Figuur 3-15).
Deze H3D-modeleenheid stemt overeen met de G3Dv3-modeleenheid Formatie van Malle (zie paragraaf 3.3.2.11) waaruit ze in Vlaanderen werd opgebouwd. Buiten Vlaanderen (of in Nederland) werd de basis van deze eenheid gemodelleerd door de trends in de isohypsen ervan binnen Vlaanderen te extrapoleren tot in het H3D-modelgebied buiten Vlaanderen. In het H3O-De Kempen modelgebied werd *Kleiig zand van Malle (A0221)* niet gemodelleerd. In het Vlaamse deel van dit modelgebied werd het daarom opnieuw gemodelleerd voor het G3Dv3-model (zie paragraaf 3.3.2.11) en vandaaruit overgenomen voor het H3D-model. In het Nederlandse deel van het H3O-De Kempen modelgebied werd het model voor *Kleiig zand van Malle (A0221)* - zoals hierboven toegelicht - gemodelleerd door extrapolatie vanuit Vlaanderen, echter zonder rekening te houden met eventuele breuksprongen. In het bovenliggende *Klei-zand complex van de Kempen (A0210)* werden wel breuksprongen gemodelleerd in het Nederlandse deel van het H3O-De Kempen modelgebied. Daarom wordt *Kleiig zand van Malle (A0221)* hier weggesneden door een neerwaartse sprong van *Klei-zand complex van de Kempen (A0210)* over de Breuk van Rauw, net ten oosten van de Vlaamse grens (zie Aandachtspunt 2.1 in Bijlage F).
De top van *Kleiig zand van Malle (A0221)* wordt gevormd door de basis van *Klei-zand complex van de Kempen (A0210;* zie Figuur 3-15*)* en daarbuiten de basis van *Quartaire Aquifersystemen (A0100)*.

In het HCOV-model werd *Kleiig zand van Malle (A0221)* niet apart onderscheiden, maar samengenomen met het onderliggende *Zand van Merksplas* in de eenheid *'Zanden van Brasschaat en/of Merksplas (0231)'.*

- **Zand van Merksplas (A0222)**

Zand van Merksplas (A0222) omvat een pakket grove zanden die afgezet werden in een estuarien tot ondiep marien milieu in het noorden van Vlaanderen (Provincie Antwerpen), als het westelijke equivalent van de fluviatiele afzettingen van *Zand van Mol (A0231;* zie Figuur 3-15*)*.
Deze H3D-modeleenheid stemt overeen met de G3Dv3-modeleenheid Formatie van Merksplas (zie paragraaf 3.3.3.2) waaruit ze in Vlaanderen werd opgebouwd.

Buiten Vlaanderen (of in Nederland) werd de basis van deze eenheid opgebouwd op twee verschillende manieren:

- In het westen werd het basisvlak opnieuw gemodelleerd door de trends in de isohypsen van deze eenheid binnen Vlaanderen te extrapoleren tot in het H3D-modelgebied buiten Vlaanderen.
- In het oosten werd de basis van het *Zand van Merksplas (A0222)* reeds binnen het H3O-De Kempen project grensoverschrijdend gemodelleerd onder de Nederlandse naam '*Formatie van Maassluis'.*

De top van *Zand van Merksplas (A0222)* wordt gevormd door de basis van *Kleiig zand van Malle (A0221;* zie Figuur 3-15*) en Quartaire Aquifersystemen (A0100)* en in het uiterste oosten (door het ontbreken van de basis van *Kleiig zand van Malle (A0221)*; zie hierboven) door de basis van *Klei-zand complex van de Kempen (A0210).*

Het voorkomen van *Zand van Merksplas (A0222)* is beperkter naar het zuiden en oosten toe in vergelijking met dat van de overeenkomstige '*Zanden van Brasschaat en/of Merksplas (0231)'* uit het HCOV-model.

- **Zanden van Zandvliet en Merksem (A0223)**

Zanden van Zandvliet en Merksem (A0223) komt voor in en ten noorden van de Antwerpse haven, heeft een dikte rond 11 m en bestaat uit matig grove grijsgroene zanden die vergroven en minder kleirijk worden naar de top (Figuur 3-15). Door deze vergroving gaat *Zanden van Zandvliet en Merksem (A0223)* meestal geleidelijk over in *Zand van Merksplas (A0222)* en is de grens tussen beide zanden vaak moeilijk te identificeren (Figuur 3-16). De ondergrens met *Kleiig zand van Kruisschans (A0224)* is daarentegen wel meestal duidelijk waar te nemen.
Zanden van Zandvliet en Merksem (A0223) stemt volledig overeen met de G3Dv3-modeleenheid leden van Zandvliet en Merksem van de formaties van Lillo en Poederlee (zie paragraaf 3.3.3.3) waaruit het dan ook volledig samengesteld werd binnen Vlaanderen. Buiten Vlaanderen werd *Zanden van Zandvliet en Merksem (A0223)* gemodelleerd op basis van de gemiddelde proporties (zoals volgt uit boringen in Vlaanderen; zie paragraaf 2.6) tussen de naar het H3D-gebied doorgetrokken isohypsen van de top en basis van de G3Dv3-modeleenheid formaties van Lillo en Poederlee. Ten oosten van de gemeente Schilde kunnen deze zanden niet meer onderscheiden worden en gaan ze over in *Ongedifferentieerde zanden van Lillo en Poederlee (A0226).*

Zanden van Zandvliet en Merksem (A0223) werd niet onderscheiden in het HCOV-model, al kan het wel beschouwd worden als het equivalent van '*Zandige top van Lillo (0233)'.* Ten opzichte van het model van deze laatste eenheid, heeft *Zanden van Zandvliet en Merksem (A0223)* echter een ruimer voorkomen naar het noordwesten toe en komt het niet voor in het noordoosten van Vlaanderen (daar is het onderdeel van *Ongedifferentieerde zanden van Lillo en Poederlee (A0226;* Figuur 3-15*)*).

- **Kleiig zand van Kruisschans (A0224)**

Kleiig zand van Kruisschans (A0224) komt voor in en ten noorden van de Antwerpse haven, heeft een gemiddelde (en relatief constante) dikte van 3 m en bestaat uit grijsgroene schelpenrijke fijne tot middelmatige zanden rijk aan grijze kleilagen. Door het kleirijke voorkomen is deze eenheid goed te onderscheiden van de minder kleirijke boven- en onderliggende *Zanden van Zandvliet en Merksem (A0223)* en *Zanden van Oorderen en Luchtbal (A0225;* zie Figuur 3-16*).*
Kleiig zand van Kruisschans (A0224) stemt volledig overeen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Kruisschans van de formaties van Lillo en Poederlee (zie paragraaf 3.3.3.3) waaruit het dan ook volledig samengesteld werd binnen Vlaanderen.

Buiten Vlaanderen werd *Kleiig zand van Kruisschans* gemodelleerd op basis van de gemiddelde proporties (zoals volgt uit boringen in Vlaanderen; zie paragraaf 2.6) tussen de naar het H3D-gebied doorgetrokken isohypsen van de top en basis van de G3Dv3-modeleenheid Formaties van Lillo en Poederlee. Ten oosten van de gemeente Schilde kunnen deze zanden niet meer onderscheiden worden en gaan ze over in *Ongedifferentieerde zand van Lillo en Poederlee (A0226;* Figuur 3-15*).*

Kleiig zand van Kruisschans (A0224) werd niet onderscheiden in het HCOV-model, maar komt wel overeen met een deel van *'Kleiig deel van Lillo en/of van de overgang Lillo-Kattendijk (0240)'.* Ten opzichte van deze HCOV-eenheid is het voorkomen van deze H3D-eenheid nu ruimer in westelijke richting, maar beperkter in zuidelijke richting.

- **Zanden van Oorderen en Luchtbal (A0225)**

Zanden van Oorderen en Luchtbal (A0225) komt voor in- en ten noorden van de Antwerpse haven, heeft een gemiddelde dikte van 8 m en bestaat uit grijze schelpenrijke zanden die steeds kleiiger worden naar de top. Door dit kleiiger worden gaat *Zanden van Oorderen en Luchtbal (A0225)* meestal geleidelijk over in *Kleiig zand van Kruisschans (A0223;* Figuur 3-16*).* Onder *Zanden van Oorderen en Luchtbal (A0225)* komt *Kleiige zanden van Kattendijk en Kasterlee (A0240)* voor, dat zich onderscheidt door een hoger glauconiet- en kleigehalte en een meer donkergroene kleur.
Zanden van Oorderen en Luchtbal (A0225) stemt volledig overeen met de G3Dv3-modeleenheid leden van Oorderen en Luchtbal van de Formatie van Lillo (zie paragraaf 3.3.3.3) waaruit het dan ook volledig samengesteld werden binnen Vlaanderen. Buiten Vlaanderen werd *Zanden van Oorderen en Luchtbal (A0225)* gemodelleerd op basis van de gemiddelde proporties (zoals volgt uit boringen in Vlaanderen; zie paragraaf 2.6) tussen de naar het H3D-gebied doorgetrokken isohypsen van de top en basis van de G3Dv3-modeleenheid formaties van Lillo en Poederlee. Ten oosten van de gemeente Schilde kunnen deze zanden niet meer onderscheiden worden en gaan ze over in *Ongedifferentieerde zanden van Lillo en Poederlee (A0226;* Figuur 3-15*).*

Zanden van Oorderen en Luchtbal (A0225) werd niet onderscheiden in het HCOV-model, maar komt wel overeen met het bovenste gedeelte van *'Zand van Kattendijk en/of onderste zandlaag van Lillo (0251)'.*

- **Ongedifferentieerde zanden van Lillo en Poederlee (A0226)**

Ten oosten van de gemeente Schilde wordt *Zanden van Oorderen en Luchtbal (A0225)* kleiiger en kan het niet meer duidelijk onderscheiden worden van het bovenliggende *Kleiig zand van Kruisschans (A0224). Zanden van Zandvliet en Merksem (A0223)* blijft in het oosten wel nog grover dan de onderliggende zanden, maar wordt hier ook steeds moeilijker te herkennen. Daarom werd ervoor gekozen om ten oosten van de gemeente Schilde *Zanden van Zandvliet en Merksem (A0223), Kleiig zand van Kruisschans (A0224)* en *Zanden van Oorderen en Luchtbal (A0225)* samen te voegen tot één modeleenheden, genaamd *Ongedifferentieerde zanden van Lillo en Poederlee (A0226;* Figuur 3-15*).* Algemeen gezien omvat dit gemiddeld 20 m dikke pakket ondiep mariene, fijne (hoofdzakelijk onderaan) tot grove (hoofdzakelijk bovenaan) zanden met een grijze tot groengrijze kleur. Het glauconietgehalte (en de gerelateerde groene tinten) van de zanden neemt toe naar onderen en er komen voornamelijk in de onderste helft regelmatig kleilenzen voor (die echter niet individueel vervolgbaar lijken).

Ongedifferentieerde zanden van Lillo en Poederlee (A0226) stemt volledig overeen met de G3Dv3-modeleenheid "Ongedifferentieerd deel van de formaties van Lillo en Poederlee" (zie paragraaf 3.3.3.3) waaruit het dan ook volledig samengesteld werden binnen Vlaanderen. Buiten Vlaanderen (of in Nederland) werd *Ongedifferentieerde zanden van Lillo en Poederlee (A0226)* opgebouwd op twee verschillende manieren:

- In het westen werd het nieuw gemodelleerd door de trends in de isohypsen van de top en basis van deze eenheid binnen Vlaanderen te extrapoleren tot in het H3D-modelgebied buiten Vlaanderen.
- In het oosten werd *Ongedifferentieerde zanden van Lillo en Poederlee (A0226)* reeds binnen het H3O-De Kempen project grensoverschrijdend gemodelleerd onder de Nederlandse naam 'Formatie van Oosterhout' en als dusdanig overgenomen. Binnen het H3O-De Kempen project wordt de *'Formatie van Oosterhout'* nog verder onderverdeeld in zandige en kleiige niveaus. Echter, binnen Vlaanderen worden deze kleiige niveaus niet duidelijk waargenomen en daarom ook niet overgenomen uit het H3O-project. In het oostelijke voorkomen wordt *Ongedifferentieerde zanden van Lillo en Poederlee (A0226)* opgebroken door breuken.

Ongedifferentieerde zanden van Lillo en Poederlee (A0226) komt in het HCOV-model overeen met (delen van) '*Zandige top van Lillo (0233)', 'Zand van Poederlee en/of zandige top van Kasterlee (0234)*', '*Kleiige deel van Lillo en/of van de overgang Lillo/Kattendijk (0241)'* en '*Zand van Kattendijk en/of onderste zandlaag van Lillo (0251)'.* Een vergelijking van de voorkomens tussen de overeenkomstige HCOV- en H3D-modeleenheden kan hierdoor niet gemaakt worden.

3.4.4.4 PLEISTOCEEN EN PLIOCEEN AQUIFERSYSTEEM - OOST (A0230):

- *Zand van Mol (A0231)*
- *Kiezeloöliet zand 1 (A0232)*
- *Kiezeloöliet klei 1 (A0233)*
- *Kiezeloöliet zand 2 (A0234)*
- *Kiezeloöliet klei 2 (A0235)*
- *Kiezeloöliet zand 3 (A0236)*
- *Kiezeloöliet klei 3 (A0237)*
- *Kiezeloöliet zand 4 (A0238)*

De grove, relatief zuivere zanden met tussenliggende klei/veenlagen van de subeenheid *Pleistoceen en Plioceen Aquifersysteem – oost (A0230)* werden tijdens het Plioceen en Pleistoceen afgezet in het noordoosten van Vlaanderen. Het vormt het oostelijke, meer continentale equivalent van de westelijke, meer mariene zanden van *Pleistoceen en Plioceen Aquifersysteem – west (A0220).* Deze subeenheid verdikt (lokaal over breuken) in oostelijke richting en bereikt zijn maximale dikte in de Roerdalslenk.

- **Zand van Mol (A0231)**

Zand van Mol (A0231) bestaat uit zeer zuivere witte kwartszanden, lokaal gescheiden door klei- en lignietrijke lagen. Het werd gedurende het laatste Mioceen tot vroege Pleistoceen afgezet in een deltaïsch tot fluviatiel milieu in het noordoosten van Vlaanderen. Naar het westen toe gaat *Zand van Mol (A0231)* over in het ondiep mariene tot estuariene *Pleistoceen en Plioceen Aquifersysteem - west (A0220;* zie paragraaf 3.4.4.3) en naar het oosten toe in *Zanden en kleien van de Kiezeloöliet (A0232-0238;* zie hieronder; Figuur 3-15).

Zand van Mol (A0231) stemt volledig overeen met de G3Dv3-modeleenheid Formatie van Mol (zie paragraaf 3.3.3.4) waaruit het dan ook volledig samengesteld werd binnen Vlaanderen. Buiten Vlaanderen werd *Zand van Mol (A0231)* voor het H3O-De Kempen project grensoverschrijdend gekarteerd onder de Nederlandse naam '*Kiezeloöliet Formatie'* en hieruit overgenomen. Binnen deze *'Kiezeloöliet Formatie'* werden in het H3O-De Kempen project nog een aantal hydrogeologische eenheden onderscheiden op basis van het voorkomen van enkele klei- en lignietrijke niveaus. Deze klei- en lignietrijke niveaus konden echter niet overal waargenomen worden, wat duidt op hun onregelmatige karakter en wat de indeling ervan sterk bemoeilijkt. Daarom werd gekozen om deze onderverdeling niet over te nemen voor het H3D-model.

Zand van Mol (A0231) werd in het HCOV-model onder de naam *'Zand van Mol 0232'* uitgekarteerd. Het voorkomen is in het westen gelijkaardig, maar in het oosten beperkter omdat het daar nu sneller overgaat in *Zanden en kleien van de Kiezeloöliet (A0232-0238).*

- **Zanden en kleien van de Kiezeloöliet (A0232-0238)**

Zanden en kleien van de Kiezeloöliet (A0232-0238) werd tijdens dezelfde tijdspanne en in ongeveer hetzelfde milieu afgezet als *Zand van Mol (A0231)*, maar dan verder oostelijk of in de Roerdalslenk (Figuur 3-15). Omdat de Roerdalslenk subsidentie ondervond, zijn de zanden en klei hier dikker ontwikkeld dan verder westelijk in *Zand van Mol (A0231)*. *Zanden en kleien van de Kiezeloöliet (A0232-0238)* werd binnen het H3O-De Roerdalslenk project grensoverschrijdend gemodelleerd onder de Nederlandse namen '*Kiezeloöliet Formatie',* '*Formatie van Stramproy'* en *'Formatie van Inden'.*
In het Vlaamse deel van de Roerdalslenk werden in het H3O-De Roerdalslenk project drie voorname klei- en veenrijke lagen onderscheiden binnen de '*Kiezeloöliet Formatie'.* Deze lagen gaven aanleiding tot de onderverdeling van de '*Kiezeloöliet Formatie'* in enerzijds klei- en veenrijke eenheden en anderzijds hoofdzakelijk zandige eenheden. Zo wordt onderscheid gemaakt tussen *Kiezeloöliet zand 1 (A0232), Kiezeloöliet klei 1 (A0233), Kiezeloöliet zand 2 (A0234), Kiezeloöliet klei 2 (A0235), Kiezeloöliet zand 3 (A0236), Kiezeloöliet klei 3 (A0237)* en *Kiezeloöliet zand 4 (A0238;* Figuur 3-15*). Kiezeloöliet zand 1 (A0232)* komt daarbij overeen met de *'Formatie van Stramproy',* terwijl de overige pakketten dezelfde naam krijgen als in het H3O-De Roerdalslenk project. *'Formatie van Inden'* uit het H3O-De Roerdalslenk project zit vervat in het onderste zandlichaam of *Kiezeloöliet zand 4 (A0238).*
In H3O-De Roerdalslenk werd ook nog een '*Kiezeloöliet klei 5'* en daaronder '*Kiezeloöliet zand 5'* onderscheiden. Omdat deze '*Kiezeloöliet klei 5'* niet voorkomt binnen Vlaanderen, werd deze niet overgenomen en werd '*Kiezeloöliet zand 5'* uit H3O-De Roerdalslenk opgenomen in *Kiezeloöliet zand 4 (A0238)*. Ten opzichte van *Kiezeloöliet klei 1 en 2 (A0233 en A0235)* is *Kiezeloöliet klei 3 (A0237)* beperkter qua voorkomen tot het sterkst inzakkende deel van de Roerdalslenk.
In het modelgebied van H3O-De Roerdalslenk werd de *'Formatie van Stramproy'* nog verder onderverdeeld in zandige en kleiige eenheden op basis van het voorkomen van kleiige eenheden in de top (SY-k-1), centrum (SY-k-2) en nabij de basis (SY-k-3). Deze kleiige eenheden zijn echter dun in Vlaanderen en lijken een discontinu voorkomen te hebben, waardoor ze niet overgenomen werden voor het huidige model.

In het HCOV-model worden slechts twee kleiniveaus onderscheiden binnen de '*Afzettingen ten noorden van de Feldbiss-breukzone (0210)'*, namelijk '*Brunssum I-klei (0212)'* en '*Brunssum II-klei (0214)'*. Volgens de correlaties in H3O-De Roerdalslenk project komen de *Kiezeloöliet klei 1 (A0233)* en *Kiezeloöliet klei 2 (A0235)* algemeen overeen met de '*Brunssum I-klei (0212)'*, terwijl de *Kiezeloöliet klei 3 (A0237)* overeenstemt met de '*Brunssum II-klei (0214)'*, ondanks dat deze vergelijking niet overal eenduidig is.

Uit het H3O-De Roerdalslenk project valt ook op dat de diktes van deze kleiniveaus alsook van de tussenliggende zandniveaus sterk variëren, zelfs tussen boringen die op korte afstand van elkaar gelegen zijn. Dit bemoeilijkt ook de eenduidige correlaties tussen de klei- en zandniveaus uit de HCOV-karteringen en die van het H3O-De Roerdalslenk project.

3.4.4.5 KLEIIGE ZANDEN VAN KATTENDIJK EN KASTERLEE (A0240)

Kleiige zanden van Kattendijk en Kasterlee (A0240) werden gedurende het laatste Mioceen en Plioceen afgezet in een ondiep marien milieu in het noorden en noordoosten van Vlaanderen. Het bestaat uit een pakket van 5 tot 15 m kleiige tot kleirijke fijne tot middelmatige zanden met onderaan vaak een basisgrind. Het werd grotendeels afgezet bovenop *Mioceen Aquifersysteem (A0250*; zie paragraaf 3.4.4.6; Figuur 3-15). In het westen snijdt het de zanden van dit laatste aquifersysteem af en ligt het bovenop *Boom Aquitard (A0300;* zie paragraaf 3.4.5). Het wordt in het westen bedekt door *Zanden van Oorderen en Luchtbal (A0225;* zie paragraaf 3.4.4.3), in het centrum door *Ongedifferentieerde zanden van Lillo en Poederlee (A0226;* zie paragraaf 3.4.4.3) en in het oosten door *Zand van Mol (A0231*; zie paragraaf 3.4.4.4; Figuur 3-15). Het kleirijker en fijnkorreliger karakter maakt het meestal onderscheidbaar van de onder- en bovenliggende zanden door hogere gamma en lagere resistiviteitswaardes. Vanwege het fijne en meer kleirijke karakter van het onderste deel van de *Ongedifferentieerde zanden van Lillo en Poederlee (A0226;* zie paragraaf 3.4.4.3) is het onderscheid met deze eenheid vaak moeilijker te maken.

Kleiige zanden van Kattendijk en Kasterlee (A0240) stemt volledig overeen met de G3Dv3-modeleenheid Formaties van Kasterlee en Kattendijk (zie paragraaf 3.3.3.6) waaruit het dan ook volledig samengesteld werden binnen Vlaanderen. Deze G3Dv3-modeleenheid werd opgemaakt op basis van een diktekaart (die volgt uit boringen) die onder de bovenliggende eenheden geplakt en vervolgens in het ontsluitingsgebied verder aangepast werd. Buiten Vlaanderen werden *Kleiige zanden van Kattendijk en Kasterlee (A0240)* op dezelfde wijze als de G3Dv3-eenheid binnen Vlaanderen gemodelleerd door de diktetrends vanuit Vlaanderen te extrapoleren tot in het H3D-modelgebied buiten Vlaanderen. Zodoende waren er ook voor deze eenheid geen aansluitingsproblemen langsheen de Vlaamse grens.
In het oosten werden *Kleiige zanden van Kattendijk en Kasterlee (A0240)* binnen het H3O-De Kempen project grensoverschrijdend gemodelleerd onder de naam *'Kasterlee (klei)'*. Echter, deze eenheid vertoont een constante dikte, wat niet volledig overeenstemt met de interpretaties uit boringen, waardoor deze niet werd overgenomen. In het H3O-De Roerdalslenk-model kon deze eenheid niet onderscheiden worden.

Kleiige zanden van Kattendijk en Kasterlee (A0240) werden in het HCOV-model onderverdeeld onder verschillende zandige en kleiige eenheden (*'Zand van Poederlee en/of zandige top van Kasterlee (0234)*', '*Kleiige deel van Lillo en/of van de overgang Lillo/Kattendijk (0241)'* en '*Zand van Kattendijk en/of onderste zandlaag van Lillo (0251)'*). Een vergelijking van de voorkomens tussen de overeenkomstige HCOV- en H3D-modeleenheden kan hierdoor niet gemaakt worden.

3.4.4.6 MIOCEEN AQUIFERSYSTEEM (A0250):

- *Zand van Diest (A0251)*
- *Zanden van Diest en Bolderberg binnen de Roerdalslenk (A0252)*
- *Zand Bolderberg buiten de Roerdalslenk (A0253)*
- *Zanden van Berchem en Voort buiten de Roerdalslenk (A0254)*
- *Voort zand 1 (A0255)*
- *Voort klei 1 (A0256)*
- *Voort zand 2 (A0257)*
- *Zandig deel van Eigenbilzen (A0258)*

Mioceen Aquifersysteem (A0250) bestaat hoofdzakelijk uit glauconiethoudende, ondiep mariene, hoofdzakelijk zandige eenheden die vooral gedurende het Mioceen werden afgezet in het noorden en noordoosten van Vlaanderen.

- **Zand van Diest (A0251)**

Zand van Diest (A0251) bestaat uit sterk glauconiethoudende, hoofdzakelijke grove zanden die gedurende het laat Mioceen afgezet werden in een ondiep marien milieu. In het noordwesten van het voorkomensgebied (regio Antwerpen-stad) komen er aan de basis schelpen voor. In het centrum van Vlaanderen is *Zand van Diest (A0251)* grof, bevat het ijzerzandstenen en vult het lokaal WZW-ONO georiënteerde geulvormige insnijdingen in de onderliggende eenheden op. In de regio rond Mol is de basis van *Zand van Diest (A0251)* veeleer fijnkorrelig.
Zand van Diest (A0251) is in het noordwesten gelegen bovenop *Zanden van Berchem en Voort buiten de Roerdalslenk (A0254;* Figuur 3-15*)* en in het zuidoosten bovenop *Zand van Bolderberg buiten de Roerdalslenk (A0253;* Figuur 3-21*)* en bevindt zich onder *Kleiige zanden van Kattendijk en Kasterlee (A0240;* Figuur 3-15*).*
Door de grovere korrelgrootte, het beperkter glauconietgehalte en daarmee samenhangende kleurverandering, kan *Zand van Diest (A0251)* meestal duidelijk onderscheiden worden van *Zanden van Berchem en Voort buiten de Roerdalslenk (A0254)* op boringen met of zonder geofysische boorgatmetingen (Figuur 3-16). De overgang tussen *Zand van Diest (A0251)* en onderliggende *Zand van Bolderberg buiten de Roerdalslenk (A0253)* is daarentegen moeilijker te bepalen op boringen met of zonder geofysische boorgatmetingen.

Zand van Diest (A0251) stemt volledig overeen met de G3Dv3-modeleenheid Formatie van Diest (zie paragraaf 3.3.3.7) waaruit het dan ook volledig samengesteld werden binnen Vlaanderen. In het H3O-De Kempen projectgebied werd deze eenheid reeds grensoverschrijdend gekarteerd. Buiten dit laatste projectgebied, werd *Zand van Diest (A0251)* buiten Vlaanderen uitgekarteerd door een extrapolatie van isohypsen van binnen Vlaanderen. In de Roerdalslenk kon *Zand van Diest (A0251)* niet onderscheiden worden van onderliggende *Zand van Bolderberg (A0253)* in het H3O-De Roerdalslenk-project, waardoor het nu ook samen is genomen in de H3D-modeleenheid *Zanden van Diest en Bolderberg binnen de Roerdalslenk (A0252;* zie hieronder).

Zand van Diest (A0251) werd in het HCOV-model onder de naam '*Zand van Diest 0252'* uitgekarteerd. Het voorkomen is in het westen gelijkaardig (maar iets verder uitgebreid naar het westen toe tot de Vlaamse Ardennen) en in het oosten beperkter omdat het nu niet onderscheiden wordt binnen de Roerdalslenk. Een ander verschil is dat het *Zand van Diest (A0251)* nu wel aanwezig is op het 'Bree Hoog' (zie paragraaf 3.3.3.7; voor locatie zie Figuur 3-7). Op basis van seismische data vertoont dit Bree Hoog namelijk geen grote opheffing tijdens het Cenozoïcum (Figuur 3-3).

- **Zanden van Diest en Bolderberg binnen de Roerdalslenk (A0252)**

Binnen de Roerdalslenk bestaan de zanden van Diest en Bolderberg uit een gelijkaardige lithologie als erbuiten, maar konden ze op basis van de beschikbare data niet onderscheiden worden in het H3O-De Roerdalslenk project. Omwille van deze redenen werden de zanden van Diest en Bolderberg als één (tot meer dan 500 m dikke) eenheid grensoverschrijdend gemodelleerd in het H3O-De Roerdalslenk project. Deze zanden worden bovenaan begrensd door *Pleistoceen en Plioceen Aquifersysteem - oost (A0230)* en onderaan door *Voort zand 1 (A0255;* Figuur 3-15). Deze eenheid werd reeds grensoverschrijdend gemodelleerd in het H3O-De Roerdalslenk project, zodat er geen aansluitingsproblemen aan de Vlaamse grens waren. In het H3O-De Roerdalslenk project werd deze eenheid op basis van het voorkomen van lignietlagen in Nederland verder onderverdeeld in hydrogeologische eenheden. Omdat deze lignietlagen niet duidelijk binnen Vlaanderen onderscheiden konden worden (of afwezig zijn), werd deze onderverdeling ook niet overgenomen.
In het HCOV-model werden de zanden van Diest en Bolderberg wel onderscheiden binnen de Roerdalslenk. Ten opzichte van het HCOV-model, kon voor de opmaak van *Zanden van Diest en Bolderberg binnen de Roerdalslenk (A0252)* voor het huidige model in het zuiden van het Vlaamse deel van de Roerdalslenk nieuwe, hoog kwalitatieve seismiek gebruikt worden.

- **Zand van Bolderberg buiten de Roerdalslenk (A0253)**

Zand van Bolderberg buiten de Roerdalslenk (A0253) bestaat onderaan uit een pakket van meestal 10 m dikke, kleiige, glauconietrijke, licht humeuze, schelphoudende fijne zanden en bovenaan uit een algemeen dikker (tot >50 m) pakket van witte tot licht geelgrijze, humeuze, fijne tot middelmatige kwartszanden. Deze zanden werden gedurende het midden Mioceen afgezet in een ondiep tot marginaal marien milieu. Het bevindt zich bovenop *Voort zand 2 (A0257)* en wordt bedekt door *Zand van Diest (A0251;* Figuur 3-21*).* Naar het noordwesten toe wordt de eenheid rijker in glauconiet en armer in humeuze bestanddelen, waardoor het overgaat in *Zanden van Berchem en Voort buiten de Roerdalslenk (A0254).* Nabij de locatie van deze overgang wordt *Zand van Bolderberg buiten de Roerdalslenk (A0253)* ingesneden door geulen aan de basis van *Zand van Diest (A0251).*

Zand van Bolderberg buiten de Roerdalslenk (A0253) stemt volledig overeen met de G3Dv3-modeleenheid Formatie van Bolderberg (zie paragraaf 3.3.3.8) waaruit het dan ook volledig samengesteld werd binnen Vlaanderen. Buiten Vlaanderen werd deze eenheid uitgekarteerd door een extrapolatie van basisisohypsen van binnen Vlaanderen. In de Roerdalslenk konden de zanden van Diest en Bolderberg niet onderscheiden worden en werden ze samengevoegd tot de H3D-modeleenheid *Zanden van Diest en Bolderberg binnen de Roerdalslenk (A0252;* Figuur 3-15).
Zand van Bolderberg buiten de Roerdalslenk (A0253) werden in het HCOV-model onder de naam '*Zand van Bolderberg (253)'* uitgekarteerd. Ten opzichte van dit HCOV-model is het voorkomen nu in het noorden beperkter omdat het daar sneller overgaat in *Zanden van Berchem en Voort buiten de Roerdalslenk (A0254).* In het oosten is het voorkomen ook beperkter omdat het nu niet onderscheiden wordt binnen de Roerdalslenk. Door een andere ligging van de breuken is er een sterk verschil in diepte van beide laagvlakken. Een ander groot verschil is dat *Zand van Bolderberg buiten de Roerdalslenk (A0252)* nu ongeveer 100 m dieper gelegen zijn op het 'Bree Hoog' dan het '*Zand van Bolderberg (253)'* (voor locatie van het 'Bree Hoog' zie Figuur 3-7).

- **Zanden van Berchem en Voort buiten de Roerdalslenk (A0254)**

Buiten de Roerdalslenk bestaan *Zanden van Berchem en Voort buiten de Roerdalslenk (A0254)* uit glauconiethoudend fijn, soms kleihoudend, donkergroen tot zwart zand. Ze werden afgezet bovenop *Kleiig deel van Eigenbilzen (A0301)* in hun oostelijke voorkomen en bovenop *Boom Aquitard (A0300)* in hun westelijk voorkomen (Figuur 3-15). Ze snijden daarbij progressief oudere afzettingen af in westelijke richting.
In het Bekken van de Kempen verdikken *Zanden van Berchem en Voort buiten de Roerdalslenk (A0254)* algemeen in noordelijke richting. In het oostelijke deel van het Bekken van de Kempen verdikt deze eenheid bovendien algemeen (over breuken) richting de Roerdalslenk. In het zuiden wordt deze H3D-eenheid afgesneden door *Zand van Diest (A0251).* In het westen wordt de eenheid dan weer afgesneden door *Kleiige zanden van Kattendijk en Kasterlee (A0240)*.

Binnen Vlaanderen komt deze H3D-modeleenheid volledig overeen met de G3Dv3-modeleenheid formaties van Voort en Berchem (zie paragraaf 3.3.3.9) en werd hieruit overgenomen.
Buiten Vlaanderen werden *Zanden Berchem en Voort buiten de Roerdalslenk (A0254)* opnieuw gemodelleerd in het westelijk voorkomen en samengesteld uit de resultaten van H3O-De Kempen in het oostelijke voorkomen. De nieuwe modellering in het westelijke voorkomen vond plaats door de trends in de isohypsen van de top en basis van deze eenheid binnen Vlaanderen te extrapoleren tot in het H3D-modelgebied buiten Vlaanderen. In het H3O-De Kempen projecten werden de *Zanden van Berchem en Voort buiten de Roerdalslenk (A0254)* gemodelleerd onder de naam *'Combinatie van Laat Oligoceen tot Midden Miocene zanden'.*

In het HCOV-model werden *Zanden van Berchem en Voort buiten de Roerdalslenk (A0254)* onder de naam '*Zanden van Berchem en/of Voort (0254)'* uitgekarteerd. Het westelijke voorkomen is daarbij gelijkaardig, maar het oostelijke is nu beperkter omdat het nu niet in de Roerdalslenk onderscheiden wordt.

- **Voort zand 1 (A0255), Voort klei 1 (A0256) en Voort zand 2 (A0257) in de Roerdalslenk**

Ten zuidoosten van het voorkomen van de *Zanden van Berchem en Voort buiten de Roerdalslenk (A0254)* komen de zanden en klei van Voort (A0255 t.e.m. 0257) voor die - in tegenstelling tot deze eerste - wel onderscheiden kunnen worden.
In het sterkst zakkende deel van de Roerdalslenk heeft er zich binnen Voort een kleipakket ontwikkeld, genaamd de *Voort klei 1 (A0256)*, dat zich onderscheidt van het onderliggende *Voort zand 2 (A0257)* en het bovenliggende *Voort zand 1 (A0255;* Figuur 3-15*). Voort Zand 2 (A0257)* bedekt daarbij *Zandig deel van Eigenbilzen (A0258)*, terwijl het *Voort zand 1 (A0255)* wordt bedekt door *Zanden van Diest en Bolderberg binnen de Roerdalslenk (A0252).* Buiten de Roerdalslenk en in het zuidelijke deel van het Bekken van de Kempen komt enkel *Voort Zand 2 (A0257)* voor onder het *Zand van Bolderberg buiten de Roerdalslenk (A0253)* en bovenop *Zandig deel van Eigenbilzen (A0258;* Figuur 3-21).

Voort zand 1 (A0255), Voort klei 1 (A0256) en Voort zand 2 (A0257) werden binnen de Roerdalslenk reeds gemodelleerd tijdens het H3O-De Roerdalslenk project onder de respectievelijke namen '*Zand van Someren',* de *'Klei van Veldhoven'* en het *'Zand van Voort'* en hieruit samengesteld. Hierbij werden de drie H3D-modeleenheden apart seismisch uitgekarteerd op basis van correlatie met boring Molenbeersel (DOV-proefnummer: kb18d49w-B226), wat ook de enige boring is binnen Vlaanderen waar de driedeling duidelijk bepaald werd.

In het modelgebied van het H3O-De Kempen project werden deze eenheden ook onderscheiden, echter maar in een beperkt deel van Vlaanderen en met een grote onzekerheid omtrent het voorkomen, waardoor deze onderverdeling niet overgenomen wordt in het huidige H3D-model. Buiten de Roerdalslenk komt enkel *Voort Zand 2 (A0257)* voor dat overeenstemt met de G3Dv3-modeleenheid Formatie van Voort (zie paragraaf 3.3.4.2) waaruit het werd samengesteld.

In het HCOV-model werden de zanden en klei van Voort niet apart gemodelleerd, maar samen gekarteerd met het zand van Berchem als '*Zanden van Berchem en/of Voort* (*0254)'*. De kartering van deze eenheden vond in het zuiden van het Vlaamse deel van de Roerdalslenk plaats op basis van nieuwe, hoog kwalitatieve seismiek die nog niet beschikbaar was tijdens de opbouw van het HCOV-model.

- **Zandig deel van Eigenbilzen (A0258)**

Zandig deel van Eigenbilzen (A0258) bestaat uit siltige en zandige lagen die bovenop het meer *Kleiig deel van Eigenbilzen (A0301)* werden afgezet in het zuidoosten van Vlaanderen tijdens het vroege Oligoceen in een ondiep marien milieu. De bovenkant gaat in noordelijke richting over in *Kleiig deel van Eigenbilzen (A0301)* en de onderkant in *Klei van Putte (A0303)* van *Boom Aquitard (A0300;* zie Figuur 3-21).
De basis van het *Zandig deel van Eigenbilzen (A0258)* valt volledig samen met de top van het *Kleiig deel van Eigenbilzen (A0301).* De top van het *Zandig deel van Eigenbilzen (A0258)* valt in het zuiden samen met de basis van *Voort zand 2 (A0257)* en in het noorden met de basis van *Zanden van Berchem en Voort buiten de Roerdalslenk (A0254;* Figuur 3-22).

In het HCOV-model werd *Zandig deel van Eigenbilzen (A0258)* onder dezelfde naam uitgekarteerd. Het voorkomen van beide eenheden is gelijkaardig, doch iets uitgebreider naar het oosten (Roerdalslenk) voor het huidige model. Door een andere ligging van de breuken is er wel een sterk verschil in diepte van beide eenheden.

3.4.5. BOOM AQUITARD (A0300)

3.4.5.1 ALGEMENE GEOLOGISCHE ACHTERGROND EN METHODIEK VAN MODELLEREN

Boom Aquitard (A0300) werd afgezet in een relatief diep marien milieu in het grootste deel van Vlaanderen gedurende het Onder-Oligoceen. Het wordt onderverdeeld in hoofdzakelijk uit klei- en siltrijke basiseenheden (zie Tabel 3-11) die kalkhoudend zijn (aanwezigheid van septaria). Naar het zuidoosten van Vlaanderen toe wordt *Boom Aquitard (A0300)* algemeen grover en gaat het grotendeels over in het *Oligoceen Aquifersysteem (A0400).* Naar het westen toe wordt deze subeenheid geleidelijk aan afgesneden door de *Zanden van Berchem en Voort buiten de Roerdalslenk (A0254;* zie paragraaf 3.4.4.6). In het centrale deel van het Bekken van de Kempen wordt deze eenheid ingesneden door de basis van *Zand van Diest (A0251;* zie paragraaf 3.4.4.6*).* In het zuidelijke en meest westelijke voorkomen wordt het afgesneden door het *Quartaire Aquifersystemen (A0100;* zie paragraaf 3.4.2).
Alle eenheden van *Boom Aquitard (A0300)* - behalve *Kleiig deel van Eigenbilzen (A0301)* - komen overeen en werden binnen Vlaanderen overgenomen uit de G3Dv3-modeleenheden. Deze G3Dv3-modeleenheden werden bekomen door opeenvolgende diktestapelingen op de top van de onderliggende formaties van Zelzate en Sint-Huibrechts-Hern (of in H3D het *Oligoceen Aquifersysteem (A0400);* zie paragraaf 3.3.4.1). Deze dikterasters werden vanuit Vlaanderen uitgebreid tot in het gehele H3D-modelgebied (voor methodiek zie paragraaf 2.7.4).

Voor het HCOV-model werd de '*Boom Aquitard (0300)*' ook reeds gemodelleerd, maar in tegenstelling tot het huidige model niet verder onderverdeeld in basiseenheden.

Tabel 3-11. Overzicht van de verschillende H3D basiseenheden binnen de Boom Aquitard (A0300) en hun oorsprong.

Code basiseenheid	Naam basiseenheid	Overeenstemmende G3Dv3-eenheid	Oorsprong
A0301	Kleiig deel van Eigenbilzen	Fm. v. Eigenbilzen (gedeeltelijk)	1+4
A0302	Klei-silt van Boeretang	Ld. v. Boeretang	1+4
A0303	Klei van Putte	Ld. v. Putte	1+4
A0304	Klei van Terhagen	Ld. v. Terhagen	1+2+4
A0305	Silt van Belsele-Waas	Ld. v. Belsele-Waas	1+3+4

Opmaak basisrasters
1 = G3Dv3
2 = H3O-De Roerdalslenk
3 = H3O-De Kempen
4 = Buiten Vlaanderen nieuw

3.4.5.2 ONDERVERDELING VAN DE *BOOM AQUITARD (A0300)* IN BASISEENHEDEN:

- *Kleiig deel van Eigenbilzen (A0301)*
- *Klei-silt van Boeretang (A0302)*
- *Klei van Putte (A0303)*
- *Klei van Terhagen (A0304)*
- *Silt van Belsele-Waas (A0305)*

- **Kleiig deel van Eigenbilzen (A0301)**

Kleiig deel van Eigenbilzen (A0301) bestaat uit kleiige lagen met septaria die in het zuiden bovenop *Klei van Putte (A0303)* en in het noorden bovenop *Klei-silt van Boeretang (A0301)* werden afgezet. In het noorden worden ze bedekt en naar het westen toe afgesneden door *Zanden van Berchem en Voort buiten de Roerdalslenk (A0254)* en in het zuiden bedekt door het *Zandig deel van Eigenbilzen (A0258;* zie paragraaf 3.4.4.6; Figuur 3-22). Het is daarom een diachroon pakket dat afzettingen omvat van de Formatie van Eigenbilzen (G3Dv3) die kleiiger zijn dan *Zandig deel van Eigenbilzen (A0258)*, maar zandiger dan *Klei van Putte (A0303)* of *Klei-silt van Boeretang (A0301).*
De basis van *Kleiig deel van Eigenbilzen (A0301)* valt volledig samen met de basis van de G3Dv3-modeleenheid Formatie van Eigenbilzen (zie paragraaf 3.3.4.3) waaruit het dan ook werd samengesteld.
De top van *Kleiig deel van Eigenbilzen (A0301)* valt in het noorden wel, maar in het zuiden niet samen met de top van de Formatie van Eigenbilzen. In het zuiden valt de top van *Kleiig deel van Eigenbilzen (A0301)* namelijk samen met de basis van *Zandig deel van Eigenbilzen (A0258)* die niet voor het G3Dv3-model gemodelleerd werd. Onder het *Zandig deel van Eigenbilzen (A0258)* schommelt de dikte van *Kleiig deel van Eigenbilzen (A0301)* volgens boringen met geofysische boorgatmetingen steeds rond 15 m. Daarom werd de top van *Kleiig deel van Eigenbilzen (A0301)* bepaald door de isopachen van de dikte van de G3Dv3-eenheid Formatie van Eigenbilzen (zie paragraaf 3.3.4.3) te verminderen met 15 m, te extrapoleren tot een diktekaart en deze vervolgens van de top van de Formatie van Eigenbilzen af te trekken. Hierdoor schommelt ook de dikte van *Kleiig deel van Eigenbilzen (A0301)* rond 15 m in het zuidelijke voorkomen. In het noorden van het voorkomen valt de top van *Kleiig deel van Eigenbilzen (A0301)* wel samen met de top van de Formatie van Eigenbilzen uit het G3Dv3-model waaruit het dan ook werd samengesteld.

- **Klei-silt van Boeretang (A0302)**

Klei-silt van Boeretang (A0302) bestaat uit een afwisseling van siltige en kleiige lagen die afgezet werden in een naar boven toe steeds ondieper wordend marien milieu. Het pakket komt voor in het noorden van het voorkomensgebied van *Boom Aquitard (A0300)* waar het een gemiddelde dikte vertoont van 20-25 m (Figuur 3-22). Het wordt in het oosten van het voorkomen bedekt door *Kleiig deel van Eigenbilzen (A0301;* Figuur 3-21*).* In het westelijke voorkomen wordt het naar het westen toe afgesneden door *Zanden van Berchem en Voort buiten de Roerdalslenk (A0254;* zie paragraaf 3.4.4.6).
Klei-silt van Boeretang (A0302) stemt volledig overeen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Boeretang van de Formatie van Boom (zie paragraaf 3.3.4.4) waaruit het dan ook volledig samengesteld werd.

- **Klei van Putte (A0303)**

Klei van Putte (A0303) bestaat uit een afwisseling van siltige kleilaagjes en zwarte organische lagen waarin veelvuldig septaria voorkomen (Figuur 3-22). Naar het zuiden toe gaat de bovenkant van deze eenheid over in *Zandige en kleiige delen van Eigenbilzen (A0258 en A0301;* zie Figuur 3-21; Figuur 3-22), terwijl de onderkant de grootste verbreiding kent van alle basiseenheden binnen *Boom Aquitard (A0300)*. Het wordt bedekt door *Kleiig deel van Eigenbilzen (A0301)* in het zuiden en door *Klei-silt van Boeretang (A0302)* in het noorden. Naar het westen toe wordt het afgesneden door *Kleiige zanden van Kattendijk en Kasterlee (A0240;* zie paragraaf 3.4.4.5*)* alsook *Zanden van Berchem en Voort buiten de Roerdalslenk (A0254;* zie paragraaf 3.4.4.6).
Klei van Putte (A0303) stemt volledig overeen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Putte van de Formatie van Boom (zie paragraaf 3.3.4.4) waaruit het dan ook volledig samengesteld werd.

- **Klei van Terhagen (A0304)**

Klei van Terhagen (A0304) bestaat uit bleke grijze zware klei met septaria en twee horizons die rijk zijn aan organisch materiaal. In het zuidoosten gaat het over in *Zand van Kerniel (A0410;* zie paragraaf 3.4.6.2) en *Klei van Kleine-Spouwen (A0420*; zie paragraaf 3.4.6.3; zie Figuur 3-21). *Klei van Terhagen (A0304)* heeft een tamelijk uniforme dikte die schommelt tussen de 15 en de 20 m (Figuur 3-22; Figuur 3-24). Het bedekt in het noorden *Silt van Belsele-Waas (A0305)* en in het zuiden *Zand van Berg (A0431)* en wordt zelf bedekt door *Klei van Putte (A0303*; Figuur 3-21*)*.
Klei van Terhagen (A0304) stemt volledig overeen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Terhagen van de Formatie van Boom (zie paragraaf 3.3.4.4) waaruit het dan ook volledig samengesteld werd.

- **Silt van Belsele-Waas (A0305)**

Silt van Belsele-Waas (A0305) bestaat globaal gezien uit silt met een verfijning van de korrelgrootte naar boven toe. Het komt voor in het centrum en noorden van Vlaanderen en wordt naar het zuidoosten toe grover waardoor het volledig overgaat in *Zand van Berg (A0431*; zie paragraaf 3.4.6.4; Figuur 3-21). Het bedekt meestal *Zand van Ruisbroek (A0432)* en wordt zelf bedekt door *Klei van Terhagen (A0304).* Het pakket heeft een dikte die schommelt tussen 10 m in het zuiden tot 25 m in het noorden (Figuur 3-24).
Het *Silt van Belsele-Waas (A0305)* stemt volledig overeen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Belsele-Waas van de Formatie van Boom (zie paragraaf 3.3.4.4) waaruit het dan ook volledig samengesteld werd.

3.4.6. OLIGOCEEN AQUIFERSYSTEEM (A0400)

3.4.6.1 ALGEMENE GEOLOGISCHE ACHTERGROND EN METHODIEK VAN MODELLEREN

Oligoceen Aquifersysteem (A0400) bestaat hoofdzakelijk uit laatste Eocene, maar vooral vroeg Oligocene zanden, lokaal afgewisseld met kleien, die werden afgezet in een ondiep marien tot continentaal milieu in het noordwesten, centrum en oosten van Vlaanderen (voor overzicht, Figuur 3-21). De basis van dit systeem vormt een belangrijke discordantie die progressief oudere eenheden in zuidoostelijke richting afsnijdt.
De afzetting vangt tijdens het laatste Eoceen en vroegste Oligoceen aan met *Kleiig zand van Bassevelde (A0453)* in het westen en met *Kleiig zand van Grimmertingen (A0452)* gevolgd door *Zand van Neerrepen (A0451)* in het oosten (zie Tabel 3-12).

Deze zandige afzettingen werden deels bedekt door *Zandige klei van Watervliet (A0442)* in het westen en *Klei van Henis (A0441)* in het oosten die samen de *Tongeren Aquitard (A0440)* samenstellen. Lokaal werden in het zuidoosten bovenop *Klei van Henis (A0441)* en *Zand van Neerrepen (A0451)* de ondiep mariene tot continentale *Kleiig zand van Alden Biesen (A0434)* en *Zand van Kerkom (A0433)* afgezet. Na een volgende transgressie werden in het noordwesten *Zand van Ruisbroek (A0432)* en in het zuidoosten *Zand van Berg (A0431)* afgezet. In het zuidoosten werden bovenop *Zand van Berg (A0431)* nog *Klei van Kleine-Spouwen (A0420)* en daarop *Zand van Kerniel (A0410)* afgezet. Naar het noordwesten toe gaan *Zand van Berg (A0431), Klei van Kleine-Spouwen (A0420)* en *Zand van Kerniel (A0410)* lateraal over in *Boom Aquitard (A0300)*.
Naar het zuiden toe worden deze hoofd-, sub- en basiseenheden afgesneden door *Quartaire Aquifersystemen (A0100)*.

Alle eenheden van het *Oligoceen Aquifersysteem (A0400)* komen overeen en werden binnen Vlaanderen overgenomen uit de G3Dv3-modeleenheden. Bij de opmaak van deze G3Dv3-modeleenheden werden reeds isohypsen van de basis of isopachen doorgetrokken vanuit Vlaanderen naar de omliggende delen van het H3D-modelgebied. Zodoende werden bij de opmaak van de G3Dv3-modeleenheden tegelijkertijd ook reeds de overeenkomstige H3D-modeleenheden over de Vlaamse grens heen opgemaakt (voor methodiek, zie paragraaf 2.7.4). Voor de H3O-projecten konden de grensoverschrijdende vlakken rechtstreeks overgenomen worden.

Tabel 3-12. Overzicht van de verschillende H3D sub- en basiseenheden binnen het Oligoceen Aquifersysteem (A0400) en hun oorsprong.

Code subeenheid	Naam subeenheid	Code basiseenheid	Naam basiseenheid	Overeenstemmende G3Dv3-eenheid	Oorsprong
A0410	Zand van Kerniel			Ld. v. Kerniel	1 + 4
A0420	Klei van Kleine-Spouwen			Ld. v. Kleine-Spouwen	1 + 4
A0430	Ruisbroek-Berg Aquifer	A0431	Zand van Berg	Ld. v. Berg	1 + 2 + 4
		A0432	Zand van Ruisbroek	Ld. v. Ruisbroek	1 + 2 + 4
		A0433	Zand van Kerkom	Ld. v. Kerkom	1 + 4
		A0434	Kleiig zand van Alden Biesen	Ld. v. Alden Biesen	1 + 4
A0440	Tongeren Aquitard	A0441	Klei van Henis	Ldn. v. Henis en Boutersem	1 + 4
		A0442	Zandige klei van Watervliet	Ld. v. Watervliet	1 + 4
A0450	Onder-Oligoceen Aquifersysteem	A0451	Zand van Neerrepen	Ld. v. Neerrepen	1 + 4
		A0452	Kleiig zand van Grimmertingen	Ld. v. Grimmertingen	1 + 2 + 3 + 4
		A0453	Kleiig zand van Bassevelde	Ld. v. Bassevelde	1 + 2 + 4

Opmaak basisrasters
1 = G3Dv3
2 = H3O-De Roerdalslenk
3 = H3O-De Kempen
4 = Buiten Vlaanderen nieuw

3.4.6.2 ZAND VAN KERNIEL (A0410)

Zand van Kerniel (A0410) bestaat uit middelmatig zand met een kleiige, lokaal grindhoudende basis dat gedurende het vroege Oligoceen werd afgezet in een ondiep marien milieu in het zuidoosten van Vlaanderen en Nederland. Naar het noordwesten toe verfijnt deze eenheid en gaat ze over in *Klei van Terhagen (A0304)* van *Boom Aquitard (A0300;* Figuur 3-19; Figuur 3-21). Deze eenheid wordt bedekt door *Klei van Terhagen en Putte (A0304 en A0303)* en bedekt zelf *Klei van Kleine-Spouwen (A0420).* De dikte neemt toe van 5 m in het noorden tot meer dan 10 m in het zuiden (Figuur 3-19).
Zand van Kerniel (A0410) stemt volledig overeen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Kerniel van de Formatie van Bilzen (zie paragraaf 3.3.4.5) waaruit het dan ook volledig samengesteld werd.
In het HCOV-model werd *Zand van Kerniel (A0410)* onder dezelfde naam gekarteerd. Het voorkomen is in het westen gelijkaardig, maar dat van het huidige model loopt in het oosten verder door tot in de Roerdalslenk. In het H3O-De Roerdalslenk project werd *Zand van Kerniel (A0410)* niet onderscheiden van *Klei van Kleine-Spouwen (A0420)* en *Zand van Berg (A0431)*, maar samengevoegd met hen tot één modeleenheid.

3.4.6.3 KLEI VAN KLEINE-SPOUWEN (A0420)

Klei van Kleine-Spouwen (A0420) bestaat uit zandige en schelpenhoudende klei die gedurende het vroege Oligoceen werd afgezet in een ondiep marien milieu in het zuidoosten van Vlaanderen en Nederland. Naar het noordwesten toe gaat deze eenheid over in *Klei van Terhagen (A0304)* van de *Boom Aquitard (A0300;* Figuur 3-19; Figuur 3-21*)*. Deze eenheid wordt steeds bedekt door *Zand van Kerniel (A0410)* en bedekt zelf *Zand van Berg (A0431).* De dikte schommelt algemeen rond 5 m (Figuur 3-19).
Klei van Kleine-Spouwen (A0420) stemt volledig overeen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Kleine-Spouwen van de Formatie van Bilzen (zie paragraaf 3.3.4.5) waaruit het dan ook volledig samengesteld werd.
In het HCOV-model werd *Klei van Kleine-Spouwen (A0420)* onder dezelfde naam gekarteerd. Het voorkomen is in het westen gelijkaardig, maar dat van het huidige model loopt in het oosten verder door tot in de Roerdalslenk. Ook is de dikte van *Klei van Kleine-Spouwen (A0420)* in het huidige model algemeen beperkter. In het H3O-De Roerdalslenk project werd *Klei van Kleine-Spouwen (A0420)* niet onderscheiden van *Zand van Kerniel (A0410)* en *Zand van Berg (A0431)*, maar samengevoegd met hen tot één modeleenheid.

3.4.6.4 RUISBROEK-BERG AQUIFER (A0430):

- *Zand van Berg (A0431)*
- *Zand van Ruisbroek (A0432)*
- *Zand van Kerkom (A0433)*
- *Kleiig zand van Alden Biesen (A0434)*

Deze subeenheid is aanwezig in het noordoosten van Vlaanderen en omvat vroeg Oligocene, hoofdzakelijk zandige eenheden. Het wordt samengesteld uit leden van verschillende formaties van de G3Dv3-model. In tegenstelling tot het HCOV-model, is het voorkomen van deze eenheid niet volledig continu, maar ontbreekt dit in een smalle zone waar *Silt van Belsele-Waas (A0305)* van *Boom Aquitard (A0300)* bovenop *Zand van Neerrepen (A0451)* van *Onder-Oligoceen Aquifersysteem (A0450)* gelegen is. Ten zuidwesten van deze zone is het dan weer dik ontwikkeld omdat hier lokaal *Zand van Berg (A0431)* bovenop *Zand van Ruisbroek (A0432)* gelegen is.

- **Zand van Berg (A0431)**

Zand van Berg (A0431) bestaat algemeen uit middelmatig tot halffijn, licht kleiig, lokaal schelpenrijk, glauconiethoudend zand dat gedurende het vroege Oligoceen werd afgezet in het zuidoosten van Vlaanderen en Nederland. Naar het noordwesten toe verfijnt deze eenheid en gaat ze over in *Silt van Belsele-Waas (A0305)* van *Boom Aquitard (A0300;* Figuur 3-21). Ze wordt in het noorden bedekt door *Klei van Terhagen (A0304)* van *Boom Aquitard (A0300;* zie paragraaf 3.4.5) en in het zuiden door *Klei van Kleine-Spouwen (A0420;* zie paragraaf 3.4.6.3). Deze eenheid heeft een dikte die toeneemt van minder dan 5 m in het zuidelijke voorkomen tot meer dan 10 m in het noordwestelijke voorkomen (Figuur 3-19).
Zand van Berg (A0431) stemt volledig overeen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Berg van de Formatie van Bilzen (zie paragraaf 3.3.4.5) waaruit het dan ook volledig samengesteld werd.
In het HCOV-model werd *Zand van Berg (A0431)* niet apart gemodelleerd van de rest van *Ruisbroek-Berg Aquifer (A0430).* In het H3O-De Kempen project werd deze eenheid ook niet apart onderscheiden. In het H3O-De Roerdalslenk werd deze eenheid wel reeds uitgekarteerd samen met bovenliggende *Zand van Kerniel (A0410)* en *Klei van Kleine-Spouwen (A0420)* als één modeleenheid.

- **Zand van Ruisbroek (A0432)**

Zand van Ruisbroek (A0432) bestaat uit lichtgroen-grijs (vooral aan de basis) glauconiethoudend zand met vaak oesterachtige schelpen dat tijdens het vroege Oligoceen werd afgezet in een ondiep marien milieu in het westen en centrum van Vlaanderen. *Zand van Ruisbroek (A0432)* is gemiddeld 15 tot 20 m dik (Figuur 3-24) en wordt dunner en zandiger richting het oosten. Via een NO-ZW georiënteerde as tussen Bonheiden en Mol gaat het pakket via een faciesovergang over in *Zand van Neerrepen (A0451;* Figuur 3-21). Het wordt in het westen bedekt door *Silt van Belsele-Waas (A0305)* en in het uiterste zuidoosten door het *Zand van Berg (A0431)*.
De H3D-eenheid *Zand van Ruisbroek (A0432)* valt volledig samen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Ruisbroek van de Formatie van Zelzate (zie paragraaf 3.3.4.8). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D.
In het HCOV-model werd deze eenheid niet onderscheiden van de rest van *Ruisbroek-Berg Aquifer (0430)*. In het H3O-De Kempen project werd deze eenheid ook niet apart onderscheiden.

- **Zand van Kerkom (A0433)**

Zand van Kerkom (A0433) omvat middelmatige tot grove en soms grindhoudende witte, grijze, paarse of chocoladebruine kwartszanden die gedurende het vroege Oligoceen werden afgezet in de regio rond Leuven. Deze zanden stellen de opvulling voor van een estuarium en eroderen lokaal doorheen het gehele *Zand van Neerrepen (A0451*; Figuur 3-25). Zelf worden de zanden bedekt door *Zand van Berg (A0431)*.
De H3D-modeleenheid *Zand van Kerkom (A0433)* valt volledig samen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Kerkom van de Formatie van Borgloon (zie paragraaf 3.3.4.6). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D.
Het *Zand van Kerkom (A0433)* werd niet apart gemodelleerd voor het HCOV-model.

- **Kleiig zand van Alden Biesen (A0434)**

Kleiig zand van Alden Biesen (A0434) bestaat uit wit tot geelachtig, matig tot grofkorrelig schelpenrijk kwartszand met laagjes zwarte of mergelig klei dat gedurende het vroege Oligoceen werd afgezet in het zuiden van de Provincie Limburg. Het bedekt *Klei van Henis (A0441)* en wordt zelf bedekt door *Zand van Berg (A0431;* Figuur 3-21; Figuur 3-24; Figuur 3-26).

De H3D-modeleenheid *Kleiig zand van Alden Biesen (A0434)* valt volledig samen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Alden Biesen van de Formatie van Borgloon (zie paragraaf 3.3.4.6). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D.
Kleiig zand van Alden Biesen (A0434) werd niet apart gemodelleerd voor het HCOV-model.

3.4.6.5 TONGEREN AQUITARD (A0440):

- *Klei van Henis (A0441)*
- *Zandige klei van Watervliet (A0442)*

Deze subeenheid is aanwezig in het noorden en oosten van Vlaanderen en omvat vroeg Oligocene kleiige eenheden. In het zuidoosten bestaat het uit de continentale *Klei van Henis (A0441)* en in het noordwesten uit de ondiep mariene *Zandige klei van Watervliet (A0442).* Beide basiseenheden worden gescheiden van elkaar door een 40 tot 100 km brede ZW-NO lopende zone. Ten opzichte van het HCOV-model werden wel aparte modellen van de basiseenheden gemaakt voor het H3D-model.

- **Klei van Henis (A0441)**

Klei van Henis (A0441) bestaat uit een zwarte, vette, schelphoudende klei, soms afwisselend met grijsgroen fijn micahoudend zand, met lokaal zwarte lignietrijke horizonten en kalkige nodulen. Het werd gedurende het vroege Oligoceen afgezet bovenop *Zand van Neerrepen (A0451)* in een lagunair milieu in het zuidoosten van Vlaanderen, met name het zuidoosten van de Provincie Vlaams-Brabant en het zuiden van de Provincie Limburg (Figuur 3-21; Figuur 3-24). De dikte varieert lokaal sterk, maar neemt algemeen in zuidelijke richting toe tot een maximum van 8 m (Figuur 3-26). Ze wordt in het zuiden en zuidwesten bedekt door respectievelijk *Kleiig zand van Alden Biesen (A0434)* en *Zand van Kerkom (A0433).* In het noorden wordt ze bedekt door *Zand van Berg (A0431;* Figuur 3-21*).*
Deze H3D-modeleenheid valt binnen Vlaanderen volledig samen met de G3Dv3-modeleenheid leden van Henis en Boutersem van de Formatie van Borgloon (zie paragraaf 3.3.4.6). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D.
Ten opzichte van *Tongeren Aquitard (0440)* uit het HCOV-model is het voorkomen nu uitgebreider naar het westen en oosten. Het voorkomen is nu ook verder uitgebreid tot in de Roerdalslenk in vergelijking met het H3O-De Roerdalslenk project.

- **Zandige klei van Watervliet (A0442)**

Zandige klei van Watervliet (A0442) bestaat uit een afwisseling van donkergroene glauconiet- en micahoudende kleiige sedimenten die tijdens het vroege Oligoceen werden afgezet bovenop het *Kleiig zand van Bassevelde (A0453)* in een ondiep marien milieu. De dikte schommelt tussen 2 tot 5 m (Figuur 3-24) en neemt algemeen af in oostelijke richting waar de eenheid uitwigt ten oosten van Sint Katelijne-Waver in het zuiden en ten oosten van Oud-Turnhout in het noorden. *Zandige klei van Watervliet (A0442)* wordt steeds bedekt door het *Zand van Ruisbroek (A0432;* Figuur 3-21).
Zandige klei van Watervliet (A0442) komt overeen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Watervliet van de Formatie van Zelzate en werd ook daaruit samengesteld (zie paragraaf 3.3.4.8).
Ten opzichte van *Tongeren Aquitard (0440)* uit het HCOV-model is het voorkomen nu veel uitgebreider in het noorden en noordoosten van de Provincie Antwerpen. In het H3O-De Kempen project werd deze eenheid ook niet onderscheiden.

3.4.6.6 ONDER-OLIGOCEEN AQUIFERSYSTEEM (A0450):

- *Zand van Neerrepen (A0451)*
- *Kleiig zand van Grimmertingen (A0452)*
- *Kleiig zand van Bassevelde (A0453)*

Deze subeenheid is aanwezig in het noorden, noordoosten en oosten van Vlaanderen en omvat vroegste Oligocene zandige eenheden. In tegenstelling tot het HCOV-model, komt deze eenheid nu wel voor in het noorden van Vlaanderen. Het ontbreekt nu echter wel in het uiterste noordoosten van Vlaanderen (regio Mol) waar *Kleiig zand van Bassevelde (A0453)* volgens de nieuwste inzichten niet meer voorkomt. De eenheid bereikt zijn maximale dikte in het zuidoosten en verdunt sterk langs de ZW-NO lopende lijn waar *Zand van Neerrepen (A0451)* en *Kleiig zand van Grimmertingen (A0452)* overgaan in *Kleiig zand van Bassevelde (A0453).*

- **Zand van Neerrepen (A0451)**

Zand van Neerrepen (A0451) bestaat uit een fijn groenig zand met veel glimmers dat gedurende het vroege Oligoceen werd afgezet in een marien milieu in het gehele oostelijke deel van Vlaanderen en het zuidoosten van Nederland. Via een NO-ZW georiënteerde as tussen Bonheiden en Mol gaat het pakket via een faciesovergang in noordwestelijke richting over naar *Zand van Ruisbroek (A0432;* Figuur 3-21*)*.
De dikte neemt geleidelijk aan toe van een 7 m in het zuiden tot meer dan 10 m in het noorden (Figuur 3-24). Het komt steeds voor bovenop *Kleiig zand van Grimmertingen (A0452),* wordt in het zuidoosten bedekt door *Klei van Henis (A0441)* en in het noorden door hoofdzakelijk *Zand van Berg (A0431;* Figuur 3-21).
Deze H3D-modeleenheid komt binnen Vlaanderen overeen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Neerrepen van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern (zie paragraaf 3.3.4.7) waaruit het dan ook werd samengesteld.
Het *Zand van Neerrepen (A0451)* werd niet onderscheiden in het HCOV- en H3O-De Kempen modellen.

- **Kleiig zand van Grimmertingen (A0452)**

Kleiig zand van Grimmertingen (A0452) bestaat uit een zeer fijn glauconiethoudend en glimmerhoudend zand dat onderaan beduidend kleirijker wordt met lokaal een basisgrind. Het werd gedurende het vroege Oligoceen in een ondiep marien milieu discordant afgezet op (naar het oosten toe progressief) oudere eenheden in het gehele oostelijke deel van Vlaanderen, Wallonië en zuidoost Nederland. Via een NO-ZW georiënteerde as tussen Bonheiden en Mol gaat het pakket via een faciesovergang in noordwestelijke richting over in *Kleiig zand van Bassevelde (A0453;* Figuur 3-21).
Kleiig zand van Grimmertingen (A0452) is afwezig in noordoost Vlaanderen vanaf waar het verdikt in zuidelijke richting tot meer dan 20 m in het uiterste zuidoosten van Vlaanderen (Figuur 3-19). Het wordt daarbij steeds bedekt door *Zand van Neerrepen (A0451).*
De H3D-modeleenheid *Kleiig zand van Grimmertingen (A0452)* komt binnen Vlaanderen overeen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Grimmertingen van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern (paragraaf 3.3.4.7). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D. In het H3O-De Roerdalslenk-model werd de basis van deze eenheid ook reeds gekarteerd, maar voor de opmaak van de basis van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern lokaal aangepast (zie paragraaf 3.3.4.7).

Kleiig zand van Grimmertingen (A0452) werd niet apart gemodelleerd voor het HCOV-model binnen het '*Onder-Oligoceen Aquifersysteem (0450)',* maar de basis ervan komt wel overeen met de basis van deze subeenheid. Door een andere ligging van de breuken is er een sterk verschil in diepte van beide laagvlakken.

- **Kleiig zand van Bassevelde (A0453)**

Kleiig zand van Bassevelde (A0453) bestaat uit fijn groengrijs glauconiet-, schelpen-, en micahoudend zand dat gedurende het vroege Oligoceen werd afgezet in het noordwesten en centrum van Vlaanderen in een ondiep marien milieu. Er komen af en toe kleilenzen in voor en soms wordt een basisgrind aangetroffen. In het grootste deel van het voorkomensgebied bevindt het pakket zich discordant op de grijsbruine kleien van *Bartoon klei 1 (A0501;* Figuur 3-24). Naar het oosten toe bedekt het echter steeds oudere afzettingen. Het wordt op zijn beurt grotendeels bedekt door *Zandige klei van Watervliet (A0442;* paragraaf 3.4.6.5; Figuur 3-21). *Kleiig zand van Bassevelde (A0453)* komt voor ten noorden van Mechelen tussen Sint-Laureins in het westen en Mol in het oosten van Vlaanderen. Via een NO-ZW georiënteerde as tussen Bonheiden en Mol gaat het pakket via een faciesovergang naar het zuidoosten toe over naar *Kleiig zand van Grimmertingen (A0452)*. *Kleiig zand van Bassevelde (A0453)* kent algemeen een diktetoename van oost naar west waar het een dikte van meer dan 20 m bereikt.
Kleiig zand van Bassevelde (A0453) komt overeen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Bassevelde van de Formatie van Zelzate (zie paragraaf 3.3.4.8). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D. Dit G3Dv3-model omvat ook de resultaten van het H3O-De Kempen project waarin de basis van *Kleiig zand van Bassevelde (A0453)* grensoverschrijdend gekarteerd werd onder de naam "Combinatie van Vroeg Oligocene zanden".

In het HCOV-model werd deze eenheid niet apart gemodelleerd binnen het '*Onder-Oligoceen Aquifersysteem (0450)'*.

3.4.7. BARTOON AQUITARDSYSTEEM (A0500)

- *Bartoon klei 1 (A0501)*
- *Bartoon zand 1 (A0502)*
- *Bartoon klei 2 (A0503)*
- *Bartoon zand 2 (A0504)*
- *Bartoon klei 3 (A0505)*

Bartoon Aquitardsysteem (A0500) bestaat uit een afwisseling van hoofdzakelijk zand- en kleipakketten die tijdens het midden en laat Eoceen werden afgezet in een ondiep marien milieu in het noordwesten en noorden van Vlaanderen. De dikte neemt algemeen toe in noordelijke richting waar het meer dan 70 m bereikt. Ten oosten van de regio Antwerpen wordt deze subeenheid naar het zuidoosten toe geleidelijk aan afgesneden door *Onder-Oligoceen Aquifersysteem (A0450*; zie paragraaf 3.4.6.6). Hierdoor is *Bartoon Aquitardsysteem (A0500)* afwezig in het zuidoosten van het Bekken van de Kempen. Naar het zuiden toe wordt het afgesneden door *Quartaire Aquifersystemen (A0100)*.
Bartoon Aquitardsysteem (A0500) omvat geen subeenheden, maar enkel basiseenheden. Deze basiseenheden stemmen overeen met de leden van de Formatie van Maldegem uit het G3Dv3-model (uitgezonderd het Lid van Wemmel; zie paragraaf 3.3.5.2) waaruit het werd samengesteld (zie Tabel 3-13; Figuur 3-24). Bij de opmaak van deze G3Dv3-modeleenheden werden reeds isopachen doorgetrokken vanuit Vlaanderen naar de omliggende delen van het H3D-modelgebied.

Zodoende werden bij de opmaak van de G3Dv3-modeleenheden tegelijkertijd ook reeds de overeenkomstige H3D-modeleenheden over de Vlaamse grens heen opgemaakt (voor methodiek, zie paragraaf 2.7.4). De basis van de *Bartoon klei 3 (A0505)* werd in het modelgebied van H3O-De Kempen reeds grensoverschrijdend gemodelleerd en hieruit overgenomen. Tabel 3-13 geeft een overzicht hoe of waaruit de verschillende basiseenheden opgemaakt werden.

In vergelijking met het HCOV-model, werd *Bartoon Aquitardsysteem (A0500)* nu wel in het uiterste noorden van Vlaanderen uitgekarteerd en is het voorkomen ook ruimer naar het oosten toe. In het HCOV-model werden de basiseenheden niet apart gemodelleerd binnen het '*Bartoon Aquitardsysteem (0500)'.*

Tabel 3-13. Overzicht van de verschillende H3D basiseenheden binnen het Bartoon Aquifersysteem (A0500) en hun oorsprong.

Code Basiseenheid	Naam basiseenheid	Overeenstemmende G3Dv3-eenheid	Oorsprong
A0501	Bartoon klei 1	Ld. v. Onderdijke	1 + 3
A0502	Bartoon zand 1	Ld. v. Buisputten	1 + 3
A0503	Bartoon klei 2	Ld. v. Zomergem	1 + 3
A0504	Bartoon zand 2	Ld. v. Onderdale	1 + 3
A0505	Bartoon klei 3	Ldn. v. Ursel en Asse	1 + 2 + 3

Opmaak basisrasters	
1 =	G3Dv3
2 =	H3O-De Kempen
3 =	Buiten Vlaanderen nieuw

3.4.8. LEDO PANISELIAAN BRUSSELIAAN AQUIFERSYSTEEM (A0600)

3.4.8.1 ALGEMENE GEOLOGISCHE ACHTERGROND EN METHODIEK VAN MODELLEREN

Ledo Paniseliaan Brusseliaan Aquifersysteem (A0600) bestaat hoofdzakelijk uit zanden die afgezet werden tijdens het midden Eoceen in meestal een ondiep marien milieu in het centrum en noorden van Vlaanderen.
Tijdens een transgressie volgend op een sterke zeespiegeldaling met erosie, vulde *Zand van Brussel (A0620)* diep uitgesneden valleien op in centraal Vlaanderen. Gelijktijdig werden verder westelijk de soms kleiige zanden afgezet van *Afzettingen van het Paniseliaan (A0630).* Bij een volgende zeespiegelstijging werden de mariene zanden van *Wemmel-Lede Aquifer (A0610)* afgezet in noordelijk Vlaanderen.
In het oosten wordt *Ledo Paniseliaan Brusseliaan Aquifersysteem (A0600)* naar het zuidoosten toe geleidelijk aan afgesneden door bovenliggende *Onder-Oligoceen Aquifersysteem (A0450)*. Hierdoor is *Ledo Paniseliaan Brusseliaan Aquifersysteem (A0600)* afwezig in het zuidoosten van het Bekken van de Kempen. Naar het zuiden toe wordt het afgesneden door *Quartaire Aquifersystemen (A0100)*.
Alle eenheden van *Ledo Paniseliaan Brusseliaan Aquifersysteem (A0600)* komen overeen en werden binnen Vlaanderen overgenomen uit de G3Dv3-modeleenheden (zie Tabel 3-14). Bij de opmaak van deze G3Dv3-modeleenheden werden reeds isohypsen van de basis of isopachen doorgetrokken vanuit Vlaanderen naar de omliggende delen van het H3D-modelgebied. Voor het H3O-De Kempen projecten konden de grensoverschrijdende vlakken rechtstreeks overgenomen worden.

Tabel 3-14. Overzicht van de verschillende H3D basiseenheden binnen het Ledo Paniseliaan Brusseliaan Aquifersysteem (A0600) en hun oorsprong.

Code Subeenheid	Naam subeenheid	Code Basiseenheid	Naam basiseenheid	Overeenstemmende G3Dv3-eenheid	Oorsprong
A0610	Wemmel-Lede Aquifer	A0611	Zand van Wemmel	Ld. v. Wemmel	1+2+3
		A0612	Zand van Lede	Fm. v. Lede	1+2+3
A0620	Zand van Brussel			Fm. v. Brussel	1+2+3
A0630	Afzettingen van het Paniseliaan	A0631	Zand van Oedelem	Ld. v. Oedelem	1+3
		A0632	Zandige klei van Beernem	Ld. v. Beernem	1+3
		A0633	Zanden van Aalterbrugge en Vlierzele	Ldn. v. Aalterbrugge en Vlierzele	1+2+3

Opmaak basisrasters
1 = G3Dv3
2 = H3O-De Kempen
3 = Buiten Vlaanderen nieuw

3.4.8.2 WEMMEL-LEDE AQUIFER (A0610):

Wemmel-Lede Aquifer (A0610) bestaat uit ondiep mariene zanden die in het noorden van Vlaanderen afgezet werden bovenop *Zand van Brussel (A0620).* In vergelijking tot het HCOV-model, werd *Wemmel-Lede Aquifer (A0610)* nu wel in het uiterste noorden van Vlaanderen uitgekarteerd en is het voorkomen nu ook wat ruimer naar het oosten toe. In het HCOV-model werden de basiseenheden niet apart gemodelleerd binnen '*Wemmel-Lede Aquifer (0610)'.*

- **Zand van Wemmel (A0611)**

Zand van Wemmel (A0611) bestaat uit grijs, schelpenrijk (typisch Nummulites wemmelensis) glauconiethoudend fijn zand, met toenemend kleigehalte naar boven toe. Het werd afgezet in een ondiep marien milieu in het noorden en westen van Vlaanderen en zuidwesten van Nederland. De dikte is meestal eerder gering (4 à 5 m), maar kan tot 10 m oplopen. Het werd afgezet bovenop *Zand van Lede (A0612;* zie hieronder*)* en onder de kleien van *Bartoon Aquitardsysteem (A0500;* paragraaf 3.4.7; Figuur 3-24).
Zand van Wemmel (A0611) komt overeen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Wemmel van de Formatie van Maldegem (zie paragraaf 3.3.5.2). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D.

- **Zand van Lede (A0612)**

Zand van Lede (A0612) bestaat voornamelijk uit fijn, kalkhoudend zand waarin lokaal tot drie kalkzandsteenbanken kunnen voorkomen. Het werd afgezet in een ondiep marien milieu in het centrum van Vlaanderen en zuiden van Nederland. Naar onder toe wordt *Zand van Lede (A0612)* meestal grover waarbij het tenslotte overgaat in *Zand van Brussel (A0620;* paragraaf 3.4.8.3; Figuur 3-30). Het wordt op zijn beurt bedekt door *Zand van Wemmel (A0611;* zie hierboven; Figuur 3-24).
Zand van Lede (A0612) komt overeen met G3Dv3-modeleenheid Formatie van Lede (zie paragraaf 3.3.5.3). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D.

3.4.8.3 ZAND VAN BRUSSEL (A0620)

Zand van Brussel (A0620) bestaat uit homogene of kruisgelaagde, algemeen glauconiethoudende en kalkrijke zanden die in korrelgrootte kunnen variëren van fijn tot grof. Deze ondiep mariene zanden vullen in het zuiden van het centrum van Vlaanderen lokaal diepe geulen op. Daarnaast komen er enkele zandsteenbanken in voor. Het is een goed doorlatend zandpakket dat voornamelijk in de geulen sterk watervoerend is (Peeters, 2014).
Zand van Brussel (A0620) komt overeen met G3Dv3-modeleenheid Formatie van Brussel (zie paragraaf 3.3.5.4; Figuur 3-30). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D.
Zand van Brussel (A0620) komt overeen met HCOV-modeleenheid *'Zand van Brussel (0620)'*. In tegenstelling tot het HCOV-model, wordt *Zand van Brussel (A0620)* nu gebiedsdekkend gemodelleerd in het Bekken van de Kempen.

3.4.8.4 AFZETTINGEN VAN HET PANISELIAAN (A0630):

- *Zand van Oedelem (A0631)*
- *Zandige klei van Beernem (A0632)*
- *Zanden van Aalterbrugge en Vlierzele (A0633)*

Afzettingen van het Paniseliaan (A0630) bestaan uit hoofdzakelijk zandige eenheden die gedurende het middelste Eoceen werden afgezet in het noorden van Vlaanderen bovenop *Paniseliaan Aquitardsysteem (A0700).* Deze H3D-subeenheid komt overeen met de subeenheden '*Afzettingen van het Boven-Paniseliaan (0630)'* en '*Zandige afzettingen van het Onder-Paniseliaan (0640)'* uit het HCOV-model. Voor het HCOV-model werden er geen basiseenheden gemodelleerd binnen deze subeenheden.

- **Zand van Oedelem (A0631)**

Zand van Oedelem (A0631) bestaat uit fijn glauconiethoudend zand dat onderaan weinig tot geen macrofossielen bevat, terwijl in het bovenste gedeelte enkele belangrijke schelpenniveaus kunnen voorkomen. Het werd tijdens een transgressie afgezet in een estuarien tot lagunair milieu in het noorden van Vlaanderen. Het bedekt *Zandige klei van Beernem (A0632)* in het uiterste westen en *Zanden van Aalterbrugge en Vlierzele (A0633)* verder oostelijk en wordt zelf bedekt door *Wemmel-Lede Aquifer (A0610)* in het westen en *Zand van Brussel (A0620)* in het oosten (Figuur 3-30).
Zand van Oedelem (A0631) komt overeen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Oedelem van de Formatie van Aalter (zie paragraaf 3.3.5.5) waaruit het dan ook werd samengesteld.

- **Zandige klei van Beernem (A0632)**

Zandige klei van Beernem (A0632) bestaat voornamelijk uit glauconiethoudend kleiig fijn zand met daarin bandjes van fijnzandige klei. Aan de basis kan het wat schelpgruis bevatten en soms komt onderaan een pakketje grof kwartszand voor. Het komt enkel voor in het uiterste noorden van het H3D-modelgebied waar het gelegen is bovenop *Zanden van Aalterbrugge en Vlierzele (A0633)* en onder *Zand van Oedelem (A0631;* Figuur 3-30*).*
Deze H3D-modeleenheid komt overeen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Beernem uit de Formatie van Aalter (zie paragraaf 3.3.5.5) waaruit het dan ook werd samengesteld.

- **Zanden van Aalterbrugge en Vlierzele (A0633)**

Zanden van Aalterbrugge en Vlierzele (A0633) bestaat uit fijn glauconiethoudend zand dat naar de basis toe kleiiger wordt. Aan de top kan regionaal organisch materiaal voorkomen. Verspreid kunnen zandsteenbanken voorkomen. Het komt voor in het noorden van het H3D-modelgebied waar het gelegen is bovenop *Kleiig zand van Pittem (A0701)* en onder *Zandige klei van Beernem (A0632)* in het uiterste westen, *Zand van Oedelem (A0631)* en *Wemmel-Lede Aquifer (A0610)* verder oostelijk en Zand *van Brussel (A0620)* in het uiterste oosten (Figuur 3-30).
Zanden van Aalterbrugge en Vlierzele (A0633) komt overeen met de G3Dv3-modeleenheid leden van Vlierzele en Aalterbrugge van de Formatie van Gentbrugge (zie paragraaf 3.3.5.6) waaruit het dan ook werd samengesteld.
In het HCOV-model werden deze basiseenheden onder de naam *'Zandige afzettingen van het Onder-Paniseliaan (0640)'* gemodelleerd. Ten opzichte van deze laatste, is het voorkomensgebied van *Zanden van Aalterbrugge en Vlierzele (A0633)* in het H3D-model ruimer naar het oosten toe.

3.4.9. PANISELIAAN AQUITARDSYSTEEM (A0700)

3.4.9.1 ALGEMENE GEOLOGISCHE ACHTERGROND EN METHODIEK VAN MODELLEREN

Paniseliaan Aquitardsysteem (A0700) bestaat uit een tamelijk dun pakket van kleiig zand (*Kleiig zand van Pittem (A0701)*) bovenin en klei *(Klei van Merelbeke (A0702)*) onderin die tijdens het vroege Eoceen werden afgezet in een ondiep marien milieu in het westen en noorden van Vlaanderen.
Alle eenheden van *Paniseliaan Aquitardsysteem (A0700)* komen overeen en werden binnen Vlaanderen overgenomen uit de G3Dv3-modeleenheden (zie Tabel 3-15). Bij de opmaak van deze G3Dv3-modeleenheden werden reeds isohypsen van de basis of isopachen doorgetrokken vanuit Vlaanderen naar de omliggende delen van het H3D-modelgebied. Voor het H3O-De Kempen projecten konden de grensoverschrijdende vlakken rechtstreeks overgenomen worden.
Ten opzichte van het HCOV-model van het *'Paniseliaan Aquitardsysteem (0700)',* is het huidige model (van *Paniseliaan Aquitardsysteem (A0700))* verder uitgebreid naar het oosten.
Lokaal wordt het *Paniseliaan Aquitardsysteem (A0700)* ingesneden door *Ledo Paniseliaan Brusseliaan Aquifersysteem (A0600)* en in het zuiden wordt het afgesneden door *Quartaire Aquifersystemen (A0100)*.

Tabel 3-15. Overzicht van de verschillende H3D basiseenheden binnen het Paniseliaan Aquitardsysteem (A0700) en hun oorsprong.

Code Basiseenheid	Naam Basiseenheid	Overeenstemmende G3Dv3-eenheid	Oorsprong
A0701	Kleiig zand van Pittem	Ld. v. Pittem	1+3
A0702	Klei van Merelbeke	Ld. v. Merelbeke	1+2+3

Opmaak basisrasters
1 = G3Dv3
2 = H3O-De Kempen
3 = Buiten Vlaanderen nieuw

3.4.9.2 ONDERVERDELING VAN DE *PANISELIAAN AQUITARDSYSTEEM (A0700)* IN BASISEENHEDEN:

- *Kleiig zand van Pittem (A0701)*
- *Klei van Merelbeke (A0702)*

- **Kleiig zand van Pittem (A0701)**

Kleiig zand van Pittem (A0701) bestaat uit een afwisseling van lagen siltige klei met lagen glauconiethoudend fijn kleiig zand. Verspreid komen verschillende niveaus met zandsteenbanken voor. Het bevindt zich bovenop *Klei van Merelbeke (A0702)* en onder *Zanden van Aalterbrugge en Vlierzele (A0633;* Figuur 3-30*).*
Binnen Vlaanderen komt *Kleiig zand van Pittem (A0701)* overeen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Pittem uit de Formatie van Gentbrugge (zie paragraaf 3.3.5.6) waaruit het werd samengesteld. In het HCOV-model werden deze basiseenheden onder de naam *'Klei van Pittem (0701)'* niet apart gemodelleerd binnen '*Paniseliaan Aquitardsysteem (0700)'.* Bijkomend is er binnen het H3D-model verder gemodelleerd naar het oosten toe, terwijl in het HCOV-model de modellering beperkt was tot West- en Oost-Vlaanderen.

- **Klei van Merelbeke (A0702)**

Klei van Merelbeke (A0702) is een compacte mariene (siltige) klei met een dikte tot 10 m die werd afgezet in het westen en noorden van Vlaanderen. Lokaal ontbreekt het ten gevolge van latere erosie. Het bevindt zich onder *Kleiig zand van Pittem (A0701)* en bovenop *Zand van Egem (A0801;* Figuur 3-30*).*
Deze modeleenheid komt overeen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Merelbeke uit de Formatie van Gentbrugge (zie paragraaf 3.3.5.6). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D.
In het HCOV-model werden deze basiseenheden onder de naam *'Klei van Merelbeke (0702)'* niet apart gemodelleerd binnen '*Paniseliaan Aquitardsysteem (0700)'.*

3.4.10. IEPERIAAN AQUIFERSYSTEEM (A0800)

3.4.10.1 ALGEMENE GEOLOGISCHE ACHTERGROND EN METHODIEK VAN MODELLEREN

Ieperiaan Aquifersysteem (A0800) bestaat uit voornamelijk zandige eenheden die tijdens het vroege Eoceen werden afgezet in een ondiep marien milieu in het westen en noorden van Vlaanderen. Centraal worden de zandige eenheden gescheiden worden door een dun (enkele meters dik) kleilichaam, genaamd *Klei van Egemkapel (A0802).* Dit kleilichaam onderscheidt *Silt van Kortemark en zand van Mont-Panisel (A0803)* van het bovenliggende *Zand van Egem (A0801).* In het oosten en zuidoosten van Vlaanderen wordt deze subeenheid geleidelijk aan afgesneden door *Ledo Paniseliaan Brusseliaan Aquifersysteem (A0600)* en *Onder-Oligoceen Aquifersysteem (A0450)*. Hierdoor is *Ieperiaan Aquifersysteem (A0800)* afwezig in het oosten en zuidoosten van het Bekken van de Kempen. Naar het zuiden toe wordt het ook afgesneden door *Quartaire Aquifersystemen (A0100)*.

Alle eenheden van het *Ieperiaan Aquifersysteem (A0800)* komen overeen en werden binnen Vlaanderen overgenomen uit de G3Dv3-modeleenheden (zie Tabel 3-16). Bij de opmaak van deze G3Dv3-modeleenheden werden reeds isopachen doorgetrokken vanuit Vlaanderen naar de omliggende delen van het H3D-modelgebied.

Tabel 3-16. Overzicht van de verschillende H3D basiseenheden binnen het Ieperiaan Aquifersysteem (A0800) en hun oorsprong.

Code Basiseenheid	Naam basiseenheid	Overeenstemmende G3Dv3-eenheid	Oorsprong
A0801	Zand van Egem	Ldn v. Egem en Kwatrecht	1+2
A0802	Klei van Egemkapel	Ld. v. Egemkapel	1+2
A0803	Silt van Kortemark en zand van Mont-Panisel	Ldn. v. Kortemark en Mont-Panisel	1+2

Opmaak basisrasters
1 = G3Dv3
2 = Buiten Vlaanderen nieuw

3.4.10.2 ONDERVERDELING VAN DE *IEPERIAAN AQUIFERSYSTEEM (A0800)* IN BASISEENHEDEN:

- *Zand van Egem (A0801)*
- *Klei van Egemkapel (A0802)*
- *Silt van Kortemark en zand van Mont-Panisel (A0803)*

- **Zand van Egem (A0801)**

Zand van Egem (A0801) bestaat uit fijn gelaagde, goed gesorteerde, glauconiethoudende en veelal fossielrijk fijn zand en zandige klei die afgezet werden in een ondiep marien milieu in het noorden en westen van Vlaanderen. De basis is vaak kleiig en er is meestal een erosief contact met onderliggende *Klei van Egemkapel (A0802).* Naar boven toe worden de sedimenten grover en meer homogeen gekenmerkt door de aanwezigheid van een groot aantal nummulieten. De bovengrens wordt gevormd door *Kleiig zand van Pittem (A0701)* en *Klei van Merelbeke (A0702)* van het *Paniseliaan Aquitardsysteem (A0700).*
Zand van Egem (A0801) komt overeen met de leden van Egem en Kwatrecht die binnen de formaties van Hyon en Gentbrugge werden gemodelleerd (zie paragraaf 3.3.5.7; Figuur 3-32). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D.
Zand van Egem (A0801) werd voor het HCOV-model gemodelleerd onder de naam *'Zand van Egem en/of Mont-Panisel'* binnen de '*Ieperiaan Aquifer (0800)'.* Ten opzichte van het HCOV-model van deze eenheid, is het voorkomen van *Zand van Egem (A0801)* gelijkaardig in het zuiden, maar uitgebreider naar het noordoosten (regio De Kempen).

- **Klei van Egemkapel (A0802)**

Klei van Egemkapel (A0802) bestaat uit een één tot drie meter dikke zware klei die werd afgezet in een ondiep marien milieu in het noorden, centrum en westen van Vlaanderen. Het grenst via erosieve contacten onderin aan *Silt van Kortemark en zand van Mont-Panisel (A0803)* en bovenin aan *Zand van Egem (A0801;* Figuur 3-32).
Klei van Egemkapel (A0802) komt overeen met het Lid van Egemkapel van de formaties van Tielt en Hyon (zie paragraaf 3.3.5.8). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D.
Klei van Egemkapel (A0802) werd niet voor het HCOV-model apart onderscheiden binnen de '*Ieperiaan Aquifer (0800)'.*

- **Silt van Kortemark en zand van Mont-Panisel (A0803)**

Silt van Kortemark en zand van Mont-Panisel (A0803) werd afgezet in een ondiep marien milieu in het noorden, centrum en westen van Vlaanderen. Het bestaat uit grijze, siltige klei met zandige lagen in het noordwestelijke voorkomen en glauconiethoudende en sterk gebioturbeerde kleiige fijne tot middelmatige zanden in het zuidoostelijke voorkomen. Daarbovenop is er algemeen een vergroving naar boven toe (Figuur 3-32). De dikte neemt af van 25 tot 30 m in het centrum van de provincie West-Vlaanderen tot 10 tot 15 m verder naar het oosten en zuiden. De verdunning richting het zuiden is deels te verklaren door de insnijding door *Klei van Egemkapel (A0802).* De ondergrens met *Klei van Aalbeke (A0901)* is erosief in het zuiden en oosten van het voorkomen, en meer geleidelijk in het noordelijke voorkomen.
Silt van Kortemark en zand van Mont-Panisel (A0803) komt overeen met de leden van Kortemark en Mont-Panisel die binnen de formaties van Tielt en Hyon gemodelleerd werden (zie paragraaf 3.3.5.8). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D. *Silt van Kortemark en zand van Mont-Panisel (A0803)* komt in het HCOV-model overeen met *'Silt van Kortemark (0910)'* en een deel van het *'Zand van Egem en/of Mont-Panisel (0800)'*

3.4.11. IEPERIAAN AQUITARDSYSTEEM (A0900)

3.4.11.1 ALGEMENE GEOLOGISCHE ACHTERGROND EN METHODIEK VAN MODELLEREN

Ieperiaan Aquitardsysteem (A0900) bestaat uit hoofdzakelijk kleipakketten die tijdens het vroege Eoceen werden afgezet in een ondiep tot diep marien milieu in het geheel Vlaanderen. De dikte neemt algemeen toe in westelijke richting waar het meer dan 130 m bereikt. In het oosten en zuidoosten van Vlaanderen wordt deze subeenheid geleidelijk aan afgesneden door *Ledo Paniseliaan Brusseliaan Aquifersysteem (A0600)* en *Onder-Oligoceen Aquifersysteem (A0450)*. Hierdoor is het *Ieperiaan Aquitardsysteem (A0900)* afwezig in het zuidoosten van het Bekken van de Kempen. Naar het zuiden toe wordt het ook afgesneden door *Quartaire Aquifersystemen (A0100)*. In de Roerdalslenk werd het niet gemodelleerd in het H3O-De Roerdalslenk project omdat het voorkomen daar niet vastgesteld kon worden op basis van de beperkt beschikbare boorgegevens.

Alle eenheden van het *Ieperiaan Aquitardsysteem (A0900)* komen overeen en werden binnen Vlaanderen overgenomen uit de overeenstemmende G3Dv3-modeleenheden (Tabel 3-17). Bij de opmaak van deze G3Dv3-modeleenheden werden reeds isohypsen van de basis of isopachen doorgetrokken vanuit Vlaanderen naar de omliggende delen van het H3D-modelgebieden in Nederland en Frankrijk. Voor het H3O-De Kempen grensoverschrijdende project met Nederland konden de bestaande grensoverschrijdende vlakken rechtstreeks overgenomen worden. In Wallonië werd het paleoreliëf in de basis van het *Ieperiaan Aquitardsysteem (A0900)* gereconstrueerd op basis van de waarnemingen en kaarten van Legrand (1966, 1967 en 1968), waarnemingen en kaarten uit professional papers van Gulinck (1968, 1970 en 1973), de waarnemingen en kaarten van Devos et al. (1999 en 2002), de waarnemingen en kaarten van Dusar et al. (1986), waarnemingen en kaarten van Piessens et al. (2005) en waarnemingen uit de HCOV-kartering van percelen 5 en 6 (Meyus et al, 2005) en de waarnemingen en kaarten bij de nieuwe geologische kartering van het Waals Gewest.

Tabel 3-17. Overzicht van de verschillende H3D basiseenheden binnen het Ieperiaan Aquitardsysteem (A0900) en hun oorsprong.

Code Basiseenheid	Naam basiseenheid	Overeenstemmende G3Dv3-eenheid	Oorsprong
A0901	Klei van Aalbeke	Ld. v. Aalbeke	1+3
A0902	Zandige klei van Roubaix	Ld. v. Roubaix	1+3
A0903	Kleiig zand van Mons-en-Pévèle	Fm. v. Mons-en-Pévèle	1+3
A0904	Kleien van Orchies, Mont-Héribu en Het Zoute	Ldn. v. Orchies, Mont-Héribu en Het Zoute	1+2+3

Opmaak basisrasters
1 = G3Dv3
2 = H3O-De Kempen
3 = Buiten Vlaanderen nieuw

3.4.11.2 Onderverdeling van de Ieperiaan Aquitardsysteem (A0900) in basiseenheden:

- *Klei van Aalbeke (A0901)*
- *Zandige klei van Roubaix (A0902)*
- *Kleiig zand van Mons-en-Pévèle (A0903)*
- *Kleien van Orchies, Mont-Héribu en Het Zoute (A0904)*

- **Klei van Aalbeke (A0901)**

Klei van Aalbeke (A0901) bestaat uit zware en compact, kalkarme, homogene klei met fosfaatnodules. De eenheid bereikt een maximale dikte van 20 m in het westen van waar het verdunt naar het oosten en zuiden. De dikteschommeling is een gevolg van erosie aan de top van *Klei van Aalbeke (A0901)* door *Silt van Kortemark en zand van Mont-Panisel (A0803)*. Onderin ligt het conform bovenop *Zandige klei van Roubaix (A0902)* en *Kleiig zand van Mons-en-Pévèle (A0903;* Figuur 3-32*). Klei van Aalbeke (A0901)* komt overeen met het Lid van Aalbeke van de Formatie van Kortrijk (zie paragraaf 3.3.5.10). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D. Ten opzichte van het HCOV-model van deze eenheid, is *Klei van Aalbeke (A0901)* nu verder uitgebreid naar noorden en noordoosten, terwijl het voorkomen beperkter is naar het zuidoosten.

- **Zandige klei van Roubaix (A0902)**

Zandige klei van Roubaix (A0902) bestaat uit een afwisseling van klei en meer siltige tot zandige, kalkrijke kleien die in een marien milieu afgezet werden. Richting het zuidoosten neemt de silt- en zandfractie sterk toe, en gaat *Zandige klei van Roubaix (A0902)* lateraal over in *Kleiig zand van Mons-en-Pévèle (A0903;* Figuur 3-32). De grens tussen *Zandige klei van Roubaix (A0902)* en *Kleiig zand van Mons-en-Pévèle (A0903)* wordt bepaald door de hoeveelheid zand, die respectievelijk lager en hoger is dan 50%. De dikte van de *Zandige klei van Roubaix (A0902)* varieert tussen 40 en 60 m en verdikt algemeen in westelijke richting. *Zandige klei van Roubaix (A0902)* bedekt de *Kleien van Orchies, Mont-Héribu en Het Zoute (A0904)* en wordt op zijn beurt bedekt door de *Klei van Aalbeke (A0901).*

Zandige klei van Roubaix (A0902) komt overeen met het Lid van Roubaix van de Formatie van Kortrijk (zie paragraaf 3.3.5.10). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D.
Zandige klei van Roubaix (A0902) werd voor het HCOV-model in het zuidwestelijke deel van het voorkomen gemodelleerd onder de naam *'Klei van Moen (0922)'.* Ten opzichte van het HCOV-model van deze eenheid, is *Zandige klei van Roubaix (A0902)* nu verder uitgebreid naar noorden en noordoosten, terwijl de overgang *Kleiig zand van Mons-en-Pévèle (A0903)* is opgeschoven naar het oosten.

- **Kleiig zand van Mons-en-Pévèle (A0903)**

Kleiig zand van Mons-en-Pévèle (A0903) bestaat uit enkele meters dikke gelaagde pakketten van fijne, vaak kruisgelaagde, kalkhoudende zanden en sterk gebioturbeerde kleiige zanden die in een marien milieu afgezet werden. Het vormt het meer zandige, oostelijke equivalent van *Zandige klei van Roubaix (A0902;* zie hierboven*)* dat in het centrum en oosten van Vlaanderen werd afgezet (Figuur 3-32). De grens tussen *Kleiig zand van Mons-en-Pévèle (A0903)* en *Zandige klei van Roubaix (A0902)* wordt bepaald op de hoeveelheid zand, die respectievelijk hoger en lager is dan 50%. *Kleiig zand van Mons-en-Pévèle (A0903)* bedekt *Kleien van Orchies, Mont-Héribu en Het Zoute (A0904)* en wordt op zijn beurt bedekt door *Klei van Aalbeke (A0901).* Het bereikt een maximale dikte van bijna 50 m in het westen van het voorkomen.
Kleiig zand van Mons-en-Pévèle (A0903) komt overeen met de Formatie van Mons-en-Pévèle (zie paragraaf 3.3.5.9). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D.
Kleiig zand van Mons-en-Pévèle (A0903) werd in het zuidwestelijke voorkomen voor het HCOV-model gemodelleerd onder de naam *'Zand van Mons-en-Pévèle (0923)'.* Ten opzichte van het HCOV-model van deze eenheid, is *Kleiig zand van Mons-en-Pévèle (A0903)* nu verder uitgebreid naar het noorden en oosten, terwijl de overgang naar *Zandige klei van Roubaix (A0902)* is opgeschoven naar het oosten.

- **Kleien van Orchies, Mont-Héribu en Het Zoute (A0904)**

Deze modeleenheid vormt de onderste eenheid van *Ieperiaan Aquitardsysteem (A0900).* Het omvat hoofdzakelijk klei die afgezet werd in een marien milieu tijdens de transgressie van een groot deel van Vlaanderen. Het huidige voorkomen is beperkt tot het westen en centrum van Vlaanderen. Onderaan bevat het ook vulkanische of continentale elementen (as en houtfragmenten), terwijl het bovenin uit een compacte, stijve klei bestaat. De dikte is meestal tamelijk uniform tussen 35 en 45 m. Het vormt de afdekkende laag van *Zand van Knokke (A1011)* en *Zandige afzettingen van Loksbergen en Dormaal (A1012)* of waar deze afwezig is *Zand van Grandglise (A1013)* of zelfs lokaal het in het westen van Vlaanderen *Sokkel (A01300)*. Het wordt op zijn beurt afgedekt door *Kleiig zand van Mons-en-Pévèle (A0903)* in het oosten en *Zandige klei van Roubaix (A0902)* in het westen (Figuur 3-32).
Kleien van Orchies, Mont-Héribu en Het Zoute (A0904) komt overeen met de combinatie van de G3Dv3-eenheden leden van Mont-Héribu en Het Zoute en het Lid van Orchies van de Formatie van Kortrijk (zie paragraaf 3.3.5.10). Daarom werd deze H3D-modeleenheid samengesteld uit de combinatie van deze G3Dv3-modeleenheden. *Kleien van Orchies, Mont-Héribu en Het Zoute (A0904)* werden niet apart gemodelleerd voor het HCOV-model.

3.4.12. PALEOCEEN AQUIFERSYSTEEM (A1000)

3.4.12.1 ALGEMENE GEOLOGISCHE ACHTERGROND EN METHODIEK VAN MODELLEREN

Het einde van de afzetting van *Krijt Aquifersysteem (A1100)* valt samen met een zeespiegeldaling en kondigde de transitie aan van hoofdzakelijk carbonaat naar hoofdzakelijk siliciclastische gesteenten van het *Paleoceen Aquifersysteem (A1000)*. Na de zeespiegeldaling werd Vlaanderen geleidelijk aan terug overspoeld door de zee en bedekt tijdens het midden Paleoceen van oost naar west door de ondiep mariene tot continentale mergels, zanden en kleien van *Heersiaan en Opglabbeek Aquifersysteem (A1030).* Bij een verdere uitbreiding van de zee naar het westen tijdens het late Paleoceen werd het grootste deel van Vlaanderen bedekt met de ondiep mariene kleiige afzettingen van *Landeniaan Aquitard (A1020)*. Tijdens het laatste Paleoceen en vroege Eoceen vond een vergroving van de sedimentatie plaats met de afzetting van het ondiep mariene tot continentale zandige *Landeniaan Aquifersysteem (A1010).*
Na de afzettingen, werd *Paleoceen Aquifersysteem (A1000)* in het zuidoosten van Vlaanderen afgesneden door *Onder-Oligoceen Aquifersysteem (A0450)* en in het zuiden van Vlaanderen door *Quartaire Aquifersystemen (A0100).*

Alle eenheden van *Paleoceen Aquifersysteem (A1000)* komen overeen en werden binnen Vlaanderen overgenomen uit de Paleocene G3Dv3-modeleenheden (zie Tabel 3-18). Bij de opmaak van deze G3Dv3-modeleenheden werden reeds isohypsen van de basis of isopachen doorgetrokken vanuit Vlaanderen naar de omliggende delen van het H3D-modelgebied in Nederland, Frankrijk en het oosten van Wallonië. Voor de H3O-grensoverschrijdende projecten met Nederland konden de grensoverschrijdende vlakken rechtstreeks overgenomen worden. In het westelijke deel van Wallonië werd het paleoreliëf van *Sokkel (A1300)* in de basis en top van *Paleoceen Aquifersysteem (A1000)* gereconstrueerd op basis van de waarnemingen en kaarten van Legrand (1966, 1967 en 1968), waarnemingen en kaarten uit professional papers van Gulinck (1968, 1970 en 1973), de waarnemingen en kaarten van Devos et al. (1999 en 2002), de waarnemingen en kaarten van Dusar et al. (1986), waarnemingen en kaarten van Piessens et al. (2005) en waarnemingen uit de HCOV-kartering van percelen 5 en 6 (Meyus et al, 2005) en de waarnemingen en kaarten bij de nieuwe geologische kartering van het Waals Gewest.

Tabel 3-18. Overzicht van de verschillende H3D basiseenheden binnen het Paleoceen Aquifersysteem (A1000) en hun oorsprong.

Code subeenheid	Naam subeenheid	Code basiseenheid	Naam basiseenheid	Overeenstemmende G3Dv3-eenheid	Oorsprong
A1010	Landeniaan Aquifersysteem	A1011	Zand van Knokke	Ld. v. Knokke	1+3+4
		A1012	Zandige afzettingen van Loksbergen en Dormaal	Ldn. v. Loksbergen en Dormaal	1+4
		A1013	Zand van Grandglise	Ld. v. Grandglise	1+4
A1020	Landeniaan Aquitard	A1021	Siltige afzettingen van Halen en Tufsteen van Lincent	Ldn. v. Chercq, Lincent en Halen	1+4
		A1022	Kleien van Waterschei en Beselare	Ldn. v. Waterschei en Beselare	1+4
A1030	Heersiaan en Opglabbeek Aquifersysteem	A1031	Kleiige mergels van Maaseik	Ld. v. Maaseik	1+4
		A1032	Mergels van Gelinden	Ld. v. Gelinden	1+4
		A1033	Zand van Orp	Ld. v. Orp	1+2+3+4
		A1034	Zand van Eisden	Ld. v. Eisden	1+4
		A1035	Klei van Opoeteren	Ld. v. Opoeteren	1+2+4

Opmaak basisrasters
1 = G3Dv3
2 = H3O-De Roerdalslenk
3 = H3O-De Kempen
4 = Buiten Vlaanderen nieuw

3.4.12.2 LANDENIAAN AQUIFERSYSTEEM (A1010):

- *Zand van Knokke (A1011)*
- *Zandige afzettingen van Loksbergen en Dormaal (A1012)*
- *Zand van Grandglise (A1013)*

Landeniaan Aquifersysteem (A1010) bestaat uit hoofdzakelijk zandige, ondiep mariene tot continentale eenheden die tijdens het laatste Paleoceen en vroegste Eoceen afgezet werden in het noordwesten, noorden en noordoosten van Vlaanderen. Omdat '*Kleiig en Versteend delen van Lincent (1014 en 1015)*' van de HCOV-kartering niet meer in deze subeenheid zitten, kan de vergelijking tussen beide moeilijk gemaakt worden. Wel heeft de H3D-subeenheid een ruimer voorkomen in het noorden van Vlaanderen dan de overeenkomstige HCOV-eenheid.

- **Zand van Knokke (A1011)**

Zand van Knokke (A1011) werd tijdens het vroegste Eoceen afgezet in een lagunair tot continentaal milieu in het westen en noorden van Vlaanderen. Het bestaat uit een mix van kleien, mergels, silt, zand, schelpen en ligniet. De dikte van deze eenheid bedraagt meestal minder dan 25 m. *Zand van Knokke (A1011)* bedekt veelal *Zand van Grandglise (A1013)* en wordt bedekt door *Ieperiaan Aquitardsysteem (A0900;* Figuur 3-39).

Zand van Knokke (A1011) komt overeen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Knokke van de Formatie van Tienen (zie paragraaf 3.3.5.11). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D. *Zand van Knokke (A1011)* werd niet apart gemodelleerd voor het HCOV-model.

- **Zandige afzettingen van Loksbergen en Dormaal (A1012)**

Zandige afzettingen van Loksbergen en Dormaal (A1012) werden tijdens het vroegste Eoceen afgezet in een hoofdzakelijk continentaal milieu in een 20 km brede noordoost gerichte geulvormige insnijding in het zuidoosten van Vlaanderen. Ze bestaan in het zuidwesten uit hoofdzakelijk zand met grind dat naar het noordoosten toe overgaat in een mix van lignietrijke kleien, mergels en zanden. In de erosiegeulen bereiken ze een maximale dikte van 50 m. *Zandige afzettingen van Loksbergen en Dormaal (A1012)* bedekken *Zand van Grandglise (A1013)* en wordt bedekt door *Ieperiaan Aquitardsysteem (A0900;* Figuur 3-38).
Zandige afzettingen van Loksbergen en Dormaal (A1012) komen overeen met de G3Dv3-modeleenheid leden van Loksbergen en Dormaal van de Formatie van Tienen (zie paragraaf 3.3.5.11). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D. *Zandige afzettingen van Loksbergen en Dormaal (A1012)* werden niet apart gemodelleerd voor het HCOV-model.

- **Zand van Grandglise (A1013)**

Zand van Grandglise (A1013) bestaat uit een glauconiethoudend fijn zand met dunne kleiige intercalaties en zandsteenbanken, afgezet in een marien milieu tijdens het laatste Paleoceen. Het pakket heeft een maximale dikte van ongeveer 40 m (Figuur 3-39). Deze eenheid bedekte waarschijnlijk heel Vlaanderen en kwam oorspronkelijk ook verder zuidwaarts in Wallonië voor. Door zeespiegeldaling en erosie voorafgaand aan de afzetting van de sedimenten behorend tot *Zand van Knokke (A1011), Zandige afzettingen van Loksbergen en Dormaal (A1012)* en *Ieperiaan Aquitardsysteem (A0900)* is *Zand van Grandglise (A1013)* lokaal afwezig op de as van het Massief van Brabant (Figuur 3-38). Deze laatste eenheden vormen ook veelal de top van *Zand van Grandglise (A1013).* De eenheid zelf bedekt meestal *Siltige afzettingen van Halen en Tufsteen van Lincent (A1021).*
Zand van Grandglise (A1013) komt overeen met de G3Dv3-modeleenheid van het Lid van Grandglise van de Formatie van Hannut (zie paragraaf 3.3.6.2). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D. *Zand van Grandglise (A1013)* werd niet apart gemodelleerd voor het HCOV-model.

3.4.12.3 LANDENIAAN EN HEERSIAAN AQUITARD (A1020):

- *Siltige afzettingen van Halen en Tufsteen van Lincent (A1021)*
- *Klei van Waterschei en Beselare (A1022)*

Landeniaan en Heersiaan Aquitard (A1020) bestaat uit hoofdzakelijk kleiige, ondiep mariene eenheden die tijdens het late Paleoceen afgezet werden in het grootste deel van Vlaanderen. Ten opzichte van het voorkomen van dezelfde subeenheid uit de HCOV-kartering, is deze nu wel aanwezig in het centrum en noorden van Vlaanderen. In het oosten van het H3D-modelgebied komt de eenheid nu minder ver zuidoostelijk voor ten opzichte van het HCOV-model.

- **Siltige afzettingen van Halen en Tufsteen van Lincent (A1021)**

Siltige afzettingen van Halen en Tufsteen van Lincent (A1021) bestaat in het westen van Vlaanderen en van Wallonië uit een glauconiethoudend en kalkhoudend kleiig zand en zandige klei met lokaal dunne verkiezelde banken. In het oosten en het noorden van Vlaanderen bestaat het uit een grijs silt en grijs kleiig silt met lokaal verkiezelde siltsteenbanken en in het zuidenoosten van Vlaanderen en oosten van Wallonië uit een bleke poreuze kiezelrijke kalksteen met opaalcement, waarin lokaal donkere harde chalcedoonrijke chertbanken en mergellenzen voorkomen. Dit pakket bereikt zijn maximale dikte (ongeveer 70 m) in het Bekken van de Kempen (Figuur 3-39). Net als *Zand van Grandglise (A1012)* ontbreken *Siltige afzettingen van Halen en Tufsteen van Lincent (A1021)* op een deel van de as van het Massief van Brabant (Figuur 3-38). Dit niet zozeer als gevolg van erosie, maar vermoedelijk als gevolg van non-depositie. De eenheid bevindt zich veelal bovenop *Kleien van Waterschei en Beselare (A1022;* zie hieronder*)* en onder *Zand van Grandglise (A1012;* zie paragraaf 3.4.12.2*).*
Siltige afzettingen van Halen en Tufsteen van Lincent (A1021) komen overeen met de G3Dv3-modeleenheid van de leden van Chercq, Lincent en Halen van de Formatie van Hannut (zie paragraaf 3.3.6.2). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D. *Siltige afzettingen van Halen en Tufsteen van Lincent (A1021)* werd niet apart gemodelleerd voor het HCOV-model.

- **Kleien van Waterschei en Beselare (A1022)**

Kleien van Waterschei en Beselare (A1022) bestaat bovenaan uit een grijze tot groengrijze harde stijve klei, die lokaal silthoudend kan zijn en versteende kleibanken kan bevatten en onderaan uit een grijsgroene kalkhoudende zandige tot zeer zandige klei met foraminiferen en spiculen. Het werd tijdens het late Paleoceen afgezet in een ondiep marien milieu. Dit pakket bereikt zijn maximale dikte (ongeveer 50 m) in het Bekken van de Kempen (Figuur 3-39). Net als *Siltige afzettingen van Halen en Tufsteen van Lincent (A1021)* ontbreken *Kleien van Waterschei en Beselare (A1022)* op een deel van de as van het Massief van Brabant als gevolg van non-depositie (Figuur 3-38). In het zuiden van de provincie Limburg en aansluitend daarop in de provincie Luik ontbreken *Kleien van Waterschei en Beselare (A1022)* hoofdzakelijk ook als gevolg van non-depositie *(Klei van Beselare)* en in mindere mate als gevolg van zeespiegeldaling en erosie *(Klei van Waterschei)* voorafgaand aan de afzetting van de sedimenten van *Oligoceen Aquifersysteem (A0450).* De eenheid bevindt zich grotendeels bovenop *Kleiige mergels van Maaseik (A1031;* zie paragraaf 3.4.12.4*)* ten oosten van de as van het Massief van Brabant en bovenop *Krijt Aquifersysteem (A1100;* zie paragraaf 3.4.13*)* ten westen van diezelfde as. De eenheid wordt meestal bedekt door *Siltige afzettingen van Halen en Tufsteen van Lincent (A1021*: zie hierboven*).*
Kleien van Waterschei en Beselare (A1022) komen overeen met de G3Dv3-modeleenheden van de leden van Waterschei en van Beselare van de Formatie van Hannut (zie paragraaf 3.3.6.2). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D. *Kleien van Waterschei en Beselare (A1022)* werd niet apart gemodelleerd voor het HCOV-model.

3.4.12.4 HEERSIAAN EN OPGLABBEEK AQUIFERSYSTEEM (A1030):

- *Kleiige mergels van Maaseik (A1031)*
- *Mergels van Gelinden (A1032)*
- *Zand van Orp (A1033)*
- *Zand van Eisden (A1034)*
- *Klei van Opoeteren (A1035)*

Heersiaan en Opglabbeek Aquifersysteem (A1030) bestaat uit een mix van kleiige (onderaan), zandige (centraal) en mergelige (bovenaan) eenheden die in een continentaal (onderaan) tot ondiep marien (centraal en bovenaan) milieu werden afgezet in het oosten van Vlaanderen. Ze stellen een geleidelijke transgressie voor na de zeespiegeldaling die samenviel met het einde van de carbonaatafzetting van de Krijtgroep.
Doordat *Mergels van Gelinden (A1032)* nu volledig in deze subeenheid zitten, is het voorkomen uitgebreider naar het noorden van Vlaanderen toe ten opzichte van het HCOV-model. In tegenstelling tot het HCOV-model werden wel aparte modellen van de basiseenheden gemaakt voor het H3D-model.

- **Kleiige mergels van Maaseik (A1031)**

Kleiige mergels van Maaseik (A1031) bestaan uit bleekgrijze mergelige klei die rond de grens tussen het middelste en laat Paleoceen werd afgezet in een ondiep marien milieu in de oostelijke helft van Vlaanderen. De eenheid verdikt algemeen in oostelijke richting van enkele meters in het westelijke voorkomen tot een maximum van 9 m in de Roerdalslenk. De eenheid bedekt *Mergels van Gelinden (A1032;* zie hieronder*)* en wordt op zijn beurt bedekt door *Kleien van Waterschei en Beselare (A1022)* of *Siltige afzettingen van Halen en Tufsteen van Lincent (A1021;* zie paragraaf 3.4.12.3; Figuur 3-38). *Kleiige mergels van Maaseik (A1031)* komen overeen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Maaseik van de Formatie van Heers (zie paragraaf 3.3.6.3). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D. De *Kleiige mergels van Maaseik (A1031)* werden niet apart gemodelleerd voor het HCOV-model.

- **Mergels van Gelinden (A1032)**

Mergels van Gelinden (A1032) bestaan uit grijze tot witte mergels die gedurende het middelste Paleoceen werden afgezet in een ondiep marien milieu in de oostelijke helft van Vlaanderen. Ze vertonen meestal een dikte tussen 10 en 20 m (Figuur 3-39). De eenheid bedekt *Zand van Orp (A1033;* zie hieronder*)* en wordt op zijn beurt bedekt door *Kleiige mergels van Maaseik (A1031;* zie paragraaf 3.4.12.3; Figuur 3-38).
Mergels van Gelinden (A1032) komen overeen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Gelinden van de Formatie van Heers (zie paragraaf 3.3.6.3). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D. *Mergels van Gelinden (A1032)* werden niet apart gemodelleerd voor het HCOV-model.

- **Zand van Orp (A1033)**

Zand van Orp (A1033) bestaat uit een glauconiethoudend grijs tot groen fijn, schelpenhoudend zand dat gedurende het middelste Paleoceen werd afgezet in een ondiep marien milieu in de oostelijke helft van Vlaanderen. Naar boven toe wordt het zand meer kleiig tot mergelig, totdat het uiteindelijk overgaat in bovenliggende *Mergels van Gelinden (A1032*; De Koninck et al., 2011). *Zand van Orp (A1033)* verdikt algemeen in oostelijke richting (Figuur 3-39) van enkele meters in het westelijke voorkomen tot een maximum van 32 m in de Roerdalslenk.

De eenheid bedekt in het oosten *Zand van Eisden (A1034;* zie hieronder*)* en in het westen *Krijt Aquifersysteem (A1100;* zie paragraaf 3.4.13; Figuur 3-38*)* en wordt op zijn beurt bedekt door *Mergels van Gelinden (A1032;* zie hierboven).
Zand van Orp (A1033) komt overeen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Orp van de Formatie van Heers (zie paragraaf 3.3.6.3). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D. *Zand van Orp (A1033)* werd niet apart gemodelleerd voor het HCOV-model.

- **Zand van Eisden (A1034)**

Zand van Eisden (A1034) bestaat hoofdzakelijk uit zand met ligniet dat gedurende het vroege Paleoceen werd afgezet in een continentaal tot ondiep marien milieu in het oosten van Vlaanderen. Deze eenheid is het dikst in de regio rond de Roerdalslenk en verdunt vanaf daar naar het westen toe (Figuur 3-39). De eenheid bedekt *Klei van Opoeteren (A1035;* zie hieronder*)* en wordt op zijn beurt bedekt door *Zand van Orp (A1033;* zie hierboven; Figuur 3-38).
Zand van Eisden (A1034) komt overeen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Eisden van de Formatie van Opglabbeek (zie paragraaf 3.3.6.4). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D. Het *Zand van Eisden (A1034)* werd niet apart gemodelleerd voor het HCOV-model.

- **Klei van Opoeteren (A1035)**

Klei van Opoeteren (A1035) bestaat hoofdzakelijk uit donker tot rood gekleurde kleien met ligniet die tijdens het vroege Paleoceen werden afgezet in een continentaal milieu in het oosten van Vlaanderen. Deze eenheid is het dikste in de Roerdalslenk en verdunt vanaf daar naar het westen toe (Figuur 3-39). Het is gelegen bovenop *Krijt Aquifersysteem (A1100; zie paragraaf 3.4.13)* en wordt meestal bedekt door *Zand van Eisden (A1034;* zie hierboven; Figuur 3-38).
Klei van Opoeteren (A1035) komt overeen met de G3Dv3-modeleenheid Lid van Opoeteren van de Formatie van Opglabbeek (zie paragraaf 3.3.6.4). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D. *Klei van Opoeteren (A1035)* werd niet apart gemodelleerd voor het HCOV-model.

3.4.13. KRIJT AQUIFER-SYSTEEM (A1100)

3.4.13.1 ALGEMENE GEOLOGISCHE ACHTERGROND EN METHODIEK VAN MODELLEREN

Krijt Aquifersysteem (A1100) bestaat hoofdzakelijk uit carbonaten die over quasi heel Vlaanderen werden afgezet in een ondiep marien tot continentaal milieu.
In het Bekken van de Kempen vangt de afzetting aan met het continentale tot ondiep mariene *Zand van Aken (A1104;* zie Tabel 3-19). In zuidwesten van Vlaanderen (ten zuiden van de as van het Massief van Brabant) vangt de afzetting zelfs nog vroeger aan (in het vroege Laat Krijt), eveneens initieel met continentale afzettingen (het zogenaamde “Wealdiaan”), gevolgd door ondiep mariene mergels en krijt die geleidelijk aan een verdere noordelijk uitbreiding kennen richting de as van het Massief van Brabant (de zogenaamde “Turoonmergels op het Massief van Brabant”). Bij een verdere uitbreiding van de zeespiegel wordt de as van het Massief van Brabant overspoelt door krijt. Naar de Roerdalslenk toe - die een hoog vormde tijdens het grootste deel van het Laat Krijt - wordt dit krijt rijker aan siliciclastische sedimenten zodat het overgaat in mergels en aan de grens met de Roerdalslenk zelfs silt en zand. Tijdens het laatste Krijt wordt het gehele oosten van Vlaanderen, inclusief de Roerdalslenk, bedekt door *Kalkarenieten van Maastricht en Kunrade (A1102).*

Tijdens het daaropvolgende vroegste Paleogeen wordt de lithologisch gelijkaardige *Kalkarenieten van Houthem (A1101)* daarbovenop afgezet.

Tabel 3-19. Overzicht van de verschillende H3D basiseenheden binnen het Krijt Aquifersysteem (A1100) en hun oorsprong.

Code Basiseenheid	Naam basiseenheid	Overeenstemmende G3Dv3-eenheid	Oorsprong	Opmaak basisrasters
A1101	Kalkareniet van Houthem	Fm. v. Houthem	1 + 2 + 3 + 4	1 = G3Dv3
A1102	Kalkarenieten van Maastricht en Kunrade	Fms. v. Maastricht en Kunrade	1 + 4	2 = H3O-De Roerdalslenk
A1103	Krijtafzettingen van Gulpen en Nevele, zanden en mergels van Vaals en Dorne en de Turoonmergels	Fms. v. Dorne, Gulpen, Nevele, Vaals, Bernissart, Vert Galand, Esplechin en Maisière	1 + 4	3 = H3O-De Kempen
A1104	Zand van Aken	Fm. v. Aken	1 + 4	4 = Buiten Vlaanderen nieuw

Alle eenheden van *Krijt Aquifersysteem (A1100)* komen overeen en werden binnen Vlaanderen overgenomen uit de G3Dv3-modeleenheden van de Krijtgroep. Bij de opmaak van deze G3Dv3-modeleenheden werden reeds isohypsen van de basis of isopachen doorgetrokken vanuit Vlaanderen naar het H3D-gebied van Nederland, Frankrijk en het oostelijke deel van Wallonië. In de H3O-grensgebieden met Nederland werd de grensoverschrijdende top van het *Krijt Aquifersysteem (A1100)* overgenomen uit de betreffende projecten. In het westelijke deel van Wallonië werd het paleoreliëf door de *Sokkel (A1300)* in de basis en top gereconstrueerd op basis van de waarnemingen en kaarten van Legrand (1966, 1967 en 1968), waarnemingen en kaarten uit professional papers van Gulinck (1968, 1970 en 1973), de waarnemingen en kaarten van Devos et al. (1999 en 2002), de waarnemingen en kaarten van Dusar et al. (1986), waarnemingen en kaarten van Piessens et al. (2005) en waarnemingen uit de HCOV-kartering van percelen 5 en 6 (Meyus et al, 2005) en de waarnemingen en kaarten bij de nieuwe geologische kartering van het Waals Gewest.

Door een andere ligging van de breuken en het gebruik van seismiek voor deze modellering is er algemeen een sterk verschil in diepte van de eenheden van het *Krijt Aquifersysteem (A1100)* volgens dit model ten opzichte van het HCOV-model in het oosten van Vlaanderen. Door het aanvullende gebruik van seismiek zijn er namelijk meer datapunten beschikbaar dan bij boringen alleen, wat meer detaillering en dus een verbetering van de modellen mogelijk maakt.

3.4.13.2 ONDERVERDELING VAN HET *KRIJT AQUIFERSYSTEEM (A1100)* IN BASISEENHEDEN:

- *Kalkareniet van Houthem (A1101)*
- *Kalkarenieten van Maastricht en Kunrade (A1102)*
- *Krijtafzettingen van Gulpen en Nevele, zanden en mergels van Vaals en Dorne en de Turoonmergels (A1103)*
- *Zand van Aken (A1104)*

- **Kalkareniet van Houthem (A1101)**

Kalkareniet van Houthem (A1101) omvat zachte, grove kalkarenieten die afgezet werd gedurende het vroege Paleoceen in een ondiep marien milieu in het oosten van Vlaanderen. Naar het westen toe werd deze eenheid afgesneden door de basis van *Paleoceen Aquifersysteem (A1000)* en naar het zuiden toe door de *Onder-Oligoceen en Quartaire Aquifersystemen (A0450 en A0100).* De volledige dikte van deze eenheid schommelt gemiddeld tussen 20 en 30 m. De top van *Kalkareniet van Houthem (A1101)* is lokaal verkarst. De basis van deze eenheid wordt gevormd door *Kalkarenieten van Maastricht en Kunrade (A1102*; zie hieronder; Figuur 3-41*).*
Kalkareniet van Houthem (A1101) komt binnen Vlaanderen overeen met de G3Dv3-modeleenheid Formatie van Houthem (zie paragraaf 3.3.7.2) waaruit het volledig werd samengesteld. Deze eenheid werd niet apart gemodelleerd voor het HCOV-model.

- **Kalkarenieten van Maastricht en Kunrade (A1102)**

Kalkarenieten van Maastricht en Kunrade (A1102) bestaat hoofdzakelijk uit grove kalkarenieten die gedurende het late Krijt werden afgezet in een ondiep marien milieu in het oosten van Vlaanderen. Naar het westen toe werd deze eenheid afgesneden door de basis van *Paleoceen Aquifersysteem (A1000)* en naar het zuiden toe door de *Onder-Oligoceen* en *Quartaire Aquifersystemen (A0450 en A0100).* De volledige dikte van deze eenheid schommelt gemiddeld tussen 30 en 50 m. De eenheid wordt in het grootste deel van het voorkomen bedekt door *Kalkareniet van Houthem (A1101)* en bedekt zelf *Krijtafzettingen van Gulpen en Nevele, zanden en mergels van Vaals en Dorne en de Turoonmergels (A1103)* buiten de Roerdalslenk (Figuur 3-41) en *Jura-Trias-Perm (A1300)* binnen de Roerdalslenk.
Kalkarenieten van Maastricht en Kunrade (A1102) komt binnen Vlaanderen overeen met de G3Dv3-modeleenheid Formaties van Maastricht en Kunrade (zie paragraaf 3.3.7.2) waaruit het volledig werd samengesteld. Deze eenheid werd niet apart gemodelleerd voor het HCOV-model.

- **Krijtafzettingen van Gulpen en Nevele, zanden en mergels van Vaals en Dorne en de Turoonmergels (A1103)**

Krijtafzettingen van Gulpen en Nevele, zanden en mergels van Vaals en Dorne en de Turoonmergels (A1103) bestaat hoofdzakelijk uit krijtsedimenten in het westen en centrum van Vlaanderen die rijker worden aan siliciclastica richting het oosten van Vlaanderen. In het meest oostelijke voorkomen (oostelijk Bekken van de Kempen) bestaat deze eenheid onderaan uit de *"Zand-silt-mergel van Vaals"* en bovenaan uit het *"Zandig-siltig Krijt van Dorne".* Verder westelijk in het Bekken van de Kempen gaat het *"Zandig-siltig Krijt van Dorne"* over in het *"Krijt van Gulpen"*. Nog verder westelijk (hoofdzakelijk bovenop het Massief van Brabant) gaan de *"Zand-silt-mergel van Vaals"* en het *"Krijt van Gulpen"* over in het *"Krijt van Nevele".* In het uiterste westen van Vlaanderen bedekt het *"Krijt van Nevele"* de ondiep mariene mergels en krijt van de zogenaamde "Turoonmergels".

Deze modeleenheid vormt in het westen en centrum van het H3D-gebied de basis en top van *Krijt Aquifersysteem (A1100).* In het oosten van het H3D-gebied wordt het bedekt door *Kalkarenieten van Maastricht en Kunrade (A1102;* Figuur 3-41). In het oosten, net ten westen van de Roerdalslenk, bedekt het *Zand van Aken (A1104).* In de Roerdalslenk zelf is deze eenheid afwezig.
Krijtafzettingen van Gulpen en Nevele, zanden en mergels van Vaals en Dorne en de Turoonmergels (A1103) komt binnen Vlaanderen overeen met de G3Dv3-modeleenheid Formaties van Dorne, Gulpen, Nevele, Vaals, Bernissart, Vert Galand, Esplechin en Maisière (zie paragraaf 3.3.7.4) waaruit het volledig werd samengesteld.
Doordat ze niet tot de focus van deze studie behoren, worden *Krijtafzettingen van Gulpen en Nevele, zanden en mergels van Vaals en Dorne en de Turoonmergels (A1103)* nu niet verder onderverdeeld in tegenstelling tot het HCOV-model waarin een onderscheid gemaakt wordt tussen de *'Krijt Aquifer (1110)', 'Afzettingen van Vaals (1120)'* en *'Turoonmergels op Massief van Brabant (1140)'*.

- **Zand van Aken (A1104)**

Zand van Aken (A1104) bestaat hoofdzakelijk uit kleien en zandstenen die lokaal rijk aan organisch materiaal zijn en gedurende het late Krijt afgezet werden in een ondiep marien tot continentaal milieu in het uiterste oosten van Vlaanderen. De dikte van deze eenheid schommelt veelal rond 20 m. De basis van deze eenheid valt samen met de basis van het *Krijt Aquifersysteem (A1100)* behalve in de Roerdalslenk waar het afwezig is, terwijl de top wordt gevormd door de basis van *Krijtafzettingen van Gulpen en Nevele, zanden en mergels van Vaals en Dorne en de Turoonmergels (A1103;* zie hierboven; Figuur 3-41).
Zand van Aken (A1104) komt binnen Vlaanderen overeen met de G3Dv3-modeleenheid Formatie van Aken (zie paragraaf 3.3.7.5) waaruit het volledig werd samengesteld. In de Voerstreek werd *Zand van Aken (A1104)* vandaaruit niet verder over de Vlaamse grens gemodelleerd. Daardoor bestaat *Zand van Aken (A1104)* uit een continu grensoverschrijdend voorkomen in het noorden en een geïsoleerd voorkomen binnen de Voerstreek in het zuiden. De modeleenheid is dus niet gebiedsdekkend gemodelleerd voor het gehele H3D-modelgebied. Delen van deze eenheid buiten Vlaanderen zouden daarom bij *Krijtafzettingen van Gulpen en Nevele, zanden en mergels van Vaals en Dorne en de Turoonmergels (A1103)* ingedeeld kunnen zijn voor het huidige model.
In het HCOV-model werd *Zand van Aken (A1104)* ook gemodelleerd. Ten opzichte van het HCOV-model is het noordelijke voorkomen van *Zand van Aken (A1104)* nu ruimer in het noordwesten en beperkter in het zuidwesten. Het zuidelijke voorkomen is beperkter ten opzichte van het HCOV-model doordat er nu geen connectie is tussen het voorkomen in de Voerstreek en datgene verder noordelijk.

3.4.14. JURA-TRIAS-PERM (A1200)

3.4.14.1 ALGEMENE GEOLOGISCHE ACHTERGROND EN METHODIEK VAN MODELLEREN

Jura-Trias-Perm (A1200) bestaat uit mariene en continentale afzettingen die tijdens het bovenste Paleozoïcum (laat Perm) en vroege Mesozoïcum (Trias en vroege Jura) afgezet werden over minstens het oostelijke deel van Vlaanderen en de omliggende H3D-gebieden. Na het afzetting werden ze in het grootste deel van Vlaanderen weggeërodeerd. Enkel in het oosten van het Bekken van de Kempen en in de Roerdalslenk zijn ze nu nog in de ondergrond te vinden. In de Roerdalslenk werden ze het meeste gevrijwaard van erosie en zijn ze het meest volledig. Ze bedekken discordant de onderliggende *Sokkel (A1300).*
Na hun afzetting en voor de afzetting van *Krijt Aquifersysteem (A1100)* werd de subeenheid *Jura-Trias-Perm (A1200)* sterk opgebroken door breuken (zie paragraaf 3.2.2.6). Later werden ze ook discordant bedekt door *Krijt Aquifersysteem (A1100).*

Alle eenheden van *Jura-Trias-Perm (A1200)* komen overeen en werden binnen Vlaanderen overgenomen uit de overeenkomstige G3Dv3-modeleenheden (zie Tabel 3-20). Bij de opmaak van deze G3Dv3-modeleenheden (op basis van hoofdzakelijk seismische data) werden reeds rasters doorgetrokken vanuit Vlaanderen naar de omliggende of Nederlandse delen van het H3D-modelgebied. In deze Nederlandse delen werden de overeenstemmende eenheden overgenomen uit het "DGM-diep v4 onshore-model" (https://www.nlog.nl/dgm-diep-v4-onshore). Zodoende werden bij de opmaak van de G3Dv3-modeleenheden tegelijkertijd ook reeds de overeenkomstige H3D-modeleenheden over de Vlaamse grens heen opgemaakt (voor methodiek, zie paragraaf 2.7.4).

Tabel 3-20. Overzicht van de verschillende H3D basiseenheden binnen Jura-Trias-Perm (A1200) en hun oorsprong.

Code Basiseenheid	Naam basiseenheid	Overeenstemmende G3Dv3-eenheid	Oorsprong	Opmaak basisrasters
A1210	Jura (incl. Sleen) (A1210)	Fms. v. Aalburg en Sleen	1 + 2	1 = G3Dv3
A1220	Trias (excl. Sleen) en Perm (A1220)	Fms. v. Keuper, Muschelkalk, Röt, Buntsandstein en Helchteren	1 + 2	2 = Buiten Vlaanderen nieuw o.b.v. DGM-diep v4 onshore-model

3.4.14.2 JURA (INCL. SLEEN) (A1210)

Jura (incl. Sleen) (A1210) bestaat hoofdzakelijk uit schalies die tijdens het laatste Trias en Jura werden afgezet in een (soms zuurstofarm) marien milieu in de Roerdalslenk. In het centrum van de Roerdalslenk bereiken ze een dikte van 500 m, maar verder naar het westen worden ze afgesneden onder de basis van *Krijt Aquifersysteem (A1100).*

Het *Jura (incl. Sleen) (A1210)* komt binnen Vlaanderen overeen met de G3Dv3-modeleenheid formaties van Aalburg en Sleen die hoofdzakelijk gemodelleerd werd op basis van seismiek (zie paragraaf 3.3.8.1). Op basis van de beschikbare seismiek werd ook buiten Vlaanderen een deel van de basis van *Jura (incl. Sleen) (A1210)* seismisch geïnterpreteerd en verder van de grens aangesloten op de basis van de "*Altena Groep"* uit het "DGM-diep v4 onshore-model" (https://www.nlog.nl/dgm-diep-v4-onshore). *Jura (incl. Sleen) (A1210)* is volledig gelegen bovenop *Trias (excl. Sleen) en Perm (A1220)* en onder *Krijt Aquifersysteem (A1100)*.
In het HCOV-model werden de schalies van *Jura (incl. Sleen) (A1210)* niet onderscheiden als aparte modeleenheid.

3.4.14.3 TRIAS (EXCL. SLEEN) EN PERM (A1220)

Trias (excl. Sleen) en Perm (A1220) bestaat uit een heterogene mix van zandstenen, kalkstenen, evaporieten en schalies die afgezet werden in een sterk variërend milieu (marien tot continentaal) in de Roerdalslenk en het oostelijke deel van het Bekken van de Kempen. In de Roerdalslenk bereiken ze een dikte van 800 m, maar verder naar het westen worden ze afgesneden onder de basis van het *Krijt Aquifersysteem (A1100).* Door deze afsnijding is er in het Bekken van de Kempen hoofdzakelijk het onderste, oudste deel aanwezig met diktes onder 400 m.

Trias (excl. Sleen) en Perm (A1220) komt binnen Vlaanderen overeen met de G3Dv3-modeleenheid Formaties van Helchteren, Buntsandstein, Röt, Muschelkalk en Keuper die hoofdzakelijk gemodelleerd werd op basis van seismiek (zie paragraaf 3.3.8.2). Op basis van de beschikbare seismiek werd ook buiten Vlaanderen een deel van de basis van *Trias (excl. Sleen) en Perm (A1220)* seismisch geïnterpreteerd en verder van de grens aangesloten op de basis van de *Onder- Germaanse Trias Groep* uit het "DGM-diep v4 onshore-model" (https://www.nlog.nl/dgm-diep-v4-onshore). De top van *Trias (excl. Sleen) en Perm (A1220)* valt samen met de basis van het *Jura (incl. Sleen) (A1210*; zie hierboven*)* of indien deze laatste afwezig is, de basis van het *Krijt Aquifersysteem (A1100;* zie paragraaf 3.4.13*)*. *Trias (excl. Sleen) en Perm (A1220)* is discordant gelegen bovenop *Sokkel (A1300;* zie paragraaf 3.4.15*).*
In het HCOV-model werd *Trias (excl. Sleen) en Perm (A1220)* niet onderscheiden als een aparte modeleenheid.

3.4.15. SOKKEL (A1300)

3.4.15.1 ALGEMENE GEOLOGISCHE ACHTERGROND EN METHODIEK VAN MODELLEREN

Sokkel (A1300) bestaat uit mariene tot continentale afzettingen die tijdens het Paleozoïcum afgezet werden over geheel Vlaanderen en de omliggende H3D-gebieden.
De kern van het Massief van Brabant bestaat uit sterk vervormde (geplooide en gebroken) megasequenties van hoofdzakelijk zandstenen en schalies van Cambrium, Ordovicium en Siluur ouderdom die behoren tot de subeenheid *Cambro-Siluur Massief van Brabant (A1340).* Lokaal dagzomen deze eenheden in het zuiden van Vlaanderen. Verder komen ze ook voor in de diepe ondergrond in het Bekken van de Kempen en de Roerdalslenk.
Na de vervorming werden deze gesteenten discordant bedekt door conglomeraten, kalkstenen, zandstenen en schalies van *Devoon (A1330)* die nu terug te vinden zijn in het noordoosten (Bekken van de Kempen) en zuidwesten van Vlaanderen.

Tijdens de vroeg Carboon of Dinantiaan transgressie werden hoofdzakelijk carbonaten afgezet in Vlaanderen, behorende tot *Kolenkalk (incl. Wealdiaan) (A1320).*

Net zoals bij *Devoon (A1330),* is ook *Kolenkalk (incl. Wealdiaan) (A1320)* afwezig op de as van het Massief van Brabant door post-depositionele erosie.
Tijdens het latere vroeg Carboon of Namuriaan verminderde de afzetting van carbonaten en werden siliciclasten, hoofdzakelijk schalies, afgezet. De overgang van het Namuriaan naar het late Carboon of Westfaliaan valt samen met de verandering van een milieu met frequente mariene invloed naar een milieu met heel beperkte tot geen mariene invloed. De afzettingen van het Westfaliaan worden gedomineerd door hoofdzakelijk schalies, zandstenen en steenkoollagen. De afzettingen van het Namuriaan en Westfaliaan behoren tot de subeenheid *Boven-Carboon (steenkoolterrein en -lagen) (A1310).* Het voorkomen van deze subeenheid is beperkt tot het noordoosten van Vlaanderen of het Bekken van de Kempen en de Roerdalslenk.
Alle eenheden van *Sokkel (A1300)* komen overeen en werden binnen Vlaanderen overgenomen uit de overeenkomstige G3Dv3-modeleenheden (zie Tabel 3-21). Bij de opmaak van deze G3Dv3-modeleenheden (op basis van hoofdzakelijk seismische data) werden reeds rasters doorgetrokken vanuit Vlaanderen naar de omliggende delen van het H3D-modelgebied. Zodoende werden bij de opmaak van de G3Dv3-modeleenheden tegelijkertijd ook reeds de overeenkomstige H3D-modeleenheden over de Vlaamse grens heen opgemaakt (voor methodiek, zie paragraaf 2.7.4).
Voor het westelijke deel van Wallonië werd het reliëf van de top van *Sokkel (A1300)* gereconstrueerd op basis van de waarnemingen en kaarten van Legrand (1966, 1967 en 1968), waarnemingen en kaarten uit professional papers van Gulinck (1968, 1970 en 1973), de waarnemingen en kaarten van Devos et al. (1999 en 2002), de waarnemingen en kaarten van Dusar et al. (1986), waarnemingen en kaarten van Piessens et al. (2005) en waarnemingen uit de HCOV-kartering van percelen 5 en 6 (Meyus et al, 2005) en de waarnemingen en kaarten bij de nieuwe geologische kartering van het Waals Gewest.
In het uiterste zuidoosten van het H3D-modelgebied of rondom de Voerstreek zijn *Sokkel (A1300)* en de subeenheden erbinnen sterk vervormd. Omdat het modelleren van dergelijke complexiteit tijdrovend is, werd ervoor gekozen om deze eenheden daar niet te modelleren voor het H3D-model. De subeenheden eindigen in het huidige model daarom abrupt langsheen een ZW-NO lopende lijn net ten zuidoosten van de Vlaamse grens.

In het HCOV-model werden er geen subeenheden gemodelleerd binnen '*Sokkel (1300)'.* Ten opzichte van het HCOV-model is het huidige model van *Sokkel (1300)* volledig gebiedsdekkend voor Vlaanderen en ook grotendeels voor de overige delen van het H3D-modelgebied.

Tabel 3-21. Overzicht van de verschillende H3D basiseenheden binnen de Sokkel (A1300) en hun oorsprong.

Code Basiseenheid	Naam basiseenheid	Overeenstemmende G3Dv3-eenheid	Oorsprong
A1310	Boven-Carboon (steenkoolterrein en -lagen)	Westfaliaan en Namuriaan	1 + 2
A1320	Kolenkalk (incl. Wealdiaan)	Dinantiaan	1 + 2
A1330	Devoon	Devoon	1 + 2
A1340	Cambro-Siluur Massief van Brabant	Siluur - Ordovicium - Cambrium	1 + 2

Opmaak basisrasters
1 = G3Dv3
2 = Buiten Vlaanderen nieuw

Door een andere ligging van de breuken en het gebruik van seismiek voor deze modellering is er algemeen een sterk verschil in diepte van de eenheden van *Sokkel (A1300)* volgens dit model ten opzichte van het HCOV-model in het oosten van Vlaanderen. Door het aanvullende gebruik van seismiek zijn er namelijk meer datapunten beschikbaar dan bij boringen alleen, wat meer detaillering en dus een verbetering van de modellen mogelijk maakt.

3.4.15.2 BOVEN-CARBOON (STEENKOOLTERREIN EN -LAGEN) (A1310)

Het Boven-Carboon wordt traditioneel opgedeeld in twee grote pakketten, namelijk het Namuriaan onderin en het Westfaliaan bovenin. Het Namuriaan bestaat hoofdzakelijk uit mariene kleistenen met zandsteenlichamen, en onderaan nog wat kalksteenbankjes op de overgang naar *Kolenkalk (A1320)*. Het Westfaliaan werd bovenop het Namuriaan in ondiep mariene tot continentale condities afgezet als kleistenen, zandstenen en steenkoollagen. Het Westfaliaan wordt daarom ook wel het steenkoolterrein genoemd. *Boven-Carboon (A1310)* komt voor in het oosten van Vlaanderen (Bekken van de Kempen en Roerdalslenk). In het oosten is het gelegen onder *Jura - Trias - Perm (A1200;* zie paragraaf 3.4.14*)* en in het westen onder *Krijt Aquifersysteem (A1100;* zie paragraaf 3.4.13*)* waardoor het op de randzone van het Bekken van de Kempen wordt afgesneden. De dikte van *Boven-Carboon (A1310)* neemt daarom toe in oostelijke en noordelijke richting en bereikt zo een dikte tot meer dan 6 km in de Roerdalslenk. *Boven-Carboon (A1310)* is volledig gelegen bovenop *Kolenkalk (A1320)*.
Voor het G3Dv3-model werden het Westfaliaan en Namuriaan apart gemodelleerd (zie paragrafen 3.3.9.2 en 3.3.9.3), maar voor het H3D-model worden deze samengevoegd tot de modeleenheid *Boven-Carboon (steenkoolterrein en -lagen) (A1310).*
In het uiterste zuidoosten van het H3D-modelgebied of rondom de Voerstreek is *Boven-Carboon (steenkoolterrein en -lagen) (A1310)* sterk vervormd. Omdat het modelleren van dergelijke complexiteit tijdrovend is, werd ervoor gekozen om deze eenheid daar niet te modelleren voor het H3D-model. Hierdoor stopt het voorkomen van deze eenheid in het zuidoosten abrupt langsheen een ZW-NO lopende lijn.

In het HCOV-model werd *Boven-Carboon (steenkoolterrein en -lagen) (A1310)* niet onderscheiden van de rest van *Sokkel (A1300).*

3.4.15.3 KOLENKALK (INCL. WEALDIAAN) (A1320)

Kolenkalk (incl.Wealdiaan) (A1320) bestaat hoofdzakelijk uit kalksteen die tijdens het Onder-Carboon in een ondiep marien milieu werd afgezet. De top van *Kolenkalk (incl.Wealdiaan) (A1320)* is vaak verkarst met holtes die lokaal gevuld zijn met de continentale “Wealdiaanafzettingen”. Het komt voor in het oosten (Bekken van de Kempen en Roerdalslenk) en westen van Vlaanderen, terwijl het in centraal Vlaanderen afwezig is op de as van het Massief van Brabant. Op dit Massief van Brabant wordt *Kolenkalk (incl.Wealdiaan) (A1320)* afgesneden onder het *Krijt Aquifersysteem (A1100;* zie paragraaf 3.4.13*).* In het westen van Vlaanderen vormt dit *Krijt Aquifersysteem (A1100)* steeds de top van *Kolenkalk (incl.Wealdiaan) (A1320),* terwijl deze top in het oosten van Vlaanderen bedekt wordt door *Boven-Carboon (steenkoolterrein en -lagen) (A1310). Kolenkalk (incl.Wealdiaan) (A1320)* bedekt op zijn beurt *Devoon (A1330).* In het Bekken van de Kempen neemt de dikte van de *Kolenkalk (incl.Wealdiaan) (A1320)* algemeen toe richting het oosten tot meer dan 1 km aan de randbreuken van de Roerdalslenk van waar het terug afneemt naar 300 m.
Kolenkalk (incl.Wealdiaan) (A1320) komt overeen met de G3Dv3-modeleenheid Dinantiaan (zie paragraaf 3.3.9.4). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D.

In het zuidwesten van het H3D-modelgebied werd de dikte van het Dinantiaan en dus ook *Kolenkalk (incl.Wealdiaan) (A1320)* zowel binnen als buiten Vlaanderen overgenomen uit het G3Dv2-model. Echter, dit raster dekt net niet de randzone van het H3D-model. In het oosten van het zuidwestelijke voorkomen of in het westen van Wallonië, op een viertal kilometer ten zuiden van de Vlaamse grens, eindigt het voorkomen abrupt langs een rechte N-Z-grens. Ten oosten van deze grens werd *Kolenkalk (incl.Wealdiaan) (A1320)* niet verder gemodelleerd.

In het uiterste zuidoosten van het H3D-modelgebied of rondom de Voerstreek is *Kolenkalk (incl.Wealdiaan) (A1320)* sterk vervormd. Omdat het modelleren van dergelijke complexiteit tijdrovend is, werd ervoor gekozen om deze eenheid daar niet te modelleren voor het H3D-model. Hierdoor stopt het voorkomen van deze eenheid in het zuidoosten abrupt langsheen een ZW-NO lopende lijn.

In het HCOV-model werd *Kolenkalk (incl.Wealdiaan) (A1320)* niet onderscheiden van de rest van *Sokkel (A1300).*

3.4.15.4 DEVOON (A1330)

Devoon (A1330) bestaat uit conglomeraten, schiefers, kalksteen en zandstenen die tijdens het Devoon werden afgezet in een algemeen ondiep marien milieu. Onderaan bestaat de eenheid uit conglomeraten die lokaal dik (tot 400 m) kunnen zijn. Daarboven komen kalkstenen en schiefers voor en aan de top zandstenen. Het komt voor in oosten (Bekken van de Kempen en Roerdalslenk) en westen van Vlaanderen, terwijl het in centraal Vlaanderen afwezig is op de as van het Massief van Brabant. Op dit Massief van Brabant wordt *Devoon (A1330)* afgesneden onder *Krijt Aquifersysteem (A1100;* zie paragraaf 3.4.13*).* Binnen het voorkomen vormt *Krijt Aquifersysteem (A1100)* en vooral de *Kolenkalk (1320;* zie paragraaf 3.4.15.3*)* de top van het *Devoon (A1330). Devoon (A1330)* bevindt zich steeds bovenop het *Cambro-siluur van het Massief van Brabant (A1340;* zie paragraaf 3.4.15.5*).*
In het Bekken van de Kempen varieert de dikte van *Devoon (A1330)* tussen minder dan 200 m tot bijna 600 m.
Devoon (A1330) komt overeen met de G3Dv3-modeleenheid Devoon (zie paragraaf 3.3.10). Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D. In het zuidwesten van het H3D-modelgebied werd de dikte van het Devoon en dus ook *Devoon (A1330)* zowel binnen als buiten Vlaanderen overgenomen uit het G3Dv2-model. Echter, dit raster dekt net niet de randzone van het H3D-model. In het oosten eindigt het ook abrupt langs een rechte N-Z-grens.
In het uiterste zuidoosten van het H3D-modelgebied of rondom de Voerstreek is *Devoon (A1330)* sterk vervormd. Omdat het modelleren van dergelijke complexiteit tijdrovend is, werd ervoor gekozen om deze eenheid daar niet te modelleren voor het H3D-model. Hierdoor stopt het voorkomen van deze eenheid in het zuidoosten abrupt langsheen een ZW-NO lopende lijn.

In het HCOV-model werd *Kolenkalk (A1320)* niet onderscheiden van de rest van *Sokkel (A1300).*

3.4.15.5 CAMBRO-SILUUR MASSIEF VAN BRABANT (A1340).

Cambro-siluur van het Massief van Brabant (A1340) bestaat uit sterk vervormde (geplooide en gebroken) megasequenties van hoofdzakelijk zandstenen en schalies van Cambrium, Ordovicium en Siluur ouderdom. Lokaal dagzomen deze eenheden in het zuiden van Vlaanderen. Verder komen ze overal voor in de diepe ondergrond in Vlaanderen.
Cambro-siluur van het Massief van Brabant (A1340) komt overeen met de G3Dv3-modeleenheid Siluur-Ordovicium-Cambrium (zie paragraaf 3.3.11).

Daarom werd deze G3Dv3-modeleenheid integraal overgenomen binnen H3D voor het Vlaamse deel. Deze eenheid vormt de basis van het H3D-model en heeft daarom enkel een topraster, maar geen basis- of dikteraster. Dit topraster werd samengesteld uit de basisrasters van de bovenliggende eenheden. De bovenliggende eenheden werden echter niet overal gebiedsdekkend gemodelleerd.

Ten zuidwesten van Vlaanderen en in de regio rond de Voerstreek ontbreken (delen van) *Boven-Carboon (steenkoolterrein en -lagen) (A1310), Kolenkalk (A1320)* en *Devoon (A1330)* namelijk (zie paragrafen 3.4.15.3 en 3.4.15.4), waardoor ook het topraster van *Cambro-siluur van het Massief van Brabant (A1340)* daar niet bepaald kon worden en ontbreek voor het huidige model.

In het HCOV-model werd *Cambro-siluur van het Massief van Brabant (A1340)* niet onderscheiden van de rest van *Sokkel (A1300).*

HOOFDSTUK 4. TOEPASSINGEN

Er zijn tal van toepassingen waarvoor de finale resultaten van het G3Dv3- en H3D-model gebruikt kunnen worden. Enkele voorbeelden hiervan zijn:

- Interactie met stedelijke planning: De ligging en dikte-variatie van (hydro)geologische eenheden dienen zo goed mogelijk gekend te zijn om de ondergrond van een stad zo optimaal mogelijk te benutten bij bovengrondse toepassingen en activiteiten, bijvoorbeeld voor optimaal gebruik van uitgegraven gronden, en om het beleid rond ondergronds ruimtegebruik te ondersteunen.
- Ontginning van delfstoffen: Ontginning van delfstoffen, zoals bijvoorbeeld de kleien van de formaties van Boom, Kortrijk en Weelde, de zanden van de formaties van Mol en Bolderberg en eolische leemafzettingen van de Formaties van Veldwezelt en Gembloux. Op basis van de nieuwe 3D-modellen kan namelijk een inschatting gemaakt worden van de nog potentiële beschikbaarheid, dikte (en dus volume) en dieptebereik van de delfstoffen.
- Stabiliteitsstudies: Het extra detail in de nieuwe modellen ten opzichte van de voorgaande kan een meer gedetailleerde vertaling toelaten van grondmechanische parameters vanuit de kennis van de lithostratigrafische opbouw. Op die manier kan het model ook helpen tot een betere kennis van de grondmechanica.
- Milieuhygiënische beheer van de ondergrond: Inschattingen van de kwetsbaarheid van (grondwater-)gebieden.
- Grondwaterontginning: Inschatting van de locatie en diepte van aquifers en aquitards in de ondergrond van Vlaanderen. Omdat Cenozoïsch actieve breuken veelal weinig doorlatend zijn in de regio (Bense et al., 2003), kan het bijhorende, nieuwe 3D-breukenmodel ook gebruikt worden om de grondwatermodellen te sturen.
- Ondiepe geothermie: Inschattingen maken van de diepte en dikte van potentiële ondiepe aquifers voor open geothermische systemen, de zogenaamde KWO-systemen. Ook voor gesloten loop-systemen, ofwel BEO (Boorgat Energie Opslag) is de geologische lagenopbouw van belang.
- Ondergrondse berging van radioactief afval: Inschatting van de dikte en diepte en dus potentieel van geologische eenheden (zoals de Formatie van Boom) voor mogelijke berging van radioactief afval.
- Intermediaire en diepe geothermie, ondergrondse gas- of CO_2-opslag: Er werden nieuwe 3D-modellen opgemaakt van de top van de Krijtgroep, het Trias en Onder-Carboon (Dinantiaan). Deze eenheden zijn potentieel interessante geothermische reservoirs. De nieuwe modellen van deze eenheden zijn daarom nuttig als indicatie voor de te verwachten diepte (en daaruit afgeleide temperatuur), dikte en structuur waarin ze aangetroffen kunnen worden op nieuwe locaties. Ook kan het breukenmodel een indicatie geven over de mogelijke fracturatie van deze potentiële reservoirs.
- Koollaagmethaan: De nieuwe 3D-modellen van het Westfaliaan laten toe om een betere inschatting te maken van de diepte en vervorming van lagen die erbinnen interessant kunnen zijn voor ontginning van koollaagmethaan.
- Schaliegas: Inschatting van diepte, dikte en vervorming van enkele lagen die potentieel interessant kunnen zijn voor schaliegas ontginning, zoals de formaties van Sleen en Aalburg, Westfaliaan en het Namuriaan.

- Om een doordachte planning van verschillende mogelijke toepassingen van de ondergrond te overzien, is een zo accuraat mogelijke 3D-model een zeer handige en noodzakelijke tool. Zo kunnen zelfde reservoirs voor verschillende toepassingen worden gebruikt en hierdoor elkaars activiteiten uitsluiten.
- Het vergroten van inzicht in de Vlaamse geologische en hydrogeologische opbouw: Het opmaken van geologische en hydrogeologische modellen leidt tot nieuwe geologische en hydrogeologische inzichten, bijvoorbeeld in dikte- of breuk-patronen, laterale verbanden tussen eenheden, voorkomens van eenheden, … . Het verspreiden van deze inzichten via dit rapport of andere, gerelateerde publicaties leidt tot voortschrijdende inzichten in de Vlaamse ondergrond die voor - onder andere de hierboven beschreven - toepassingen belangrijk kunnen zijn.

HOOFDSTUK 5. CONCLUSIES EN AANBEVELINGEN

5.1. CONCLUSIES

5.1.1. ALGEMENE CONCLUSIES

De doelstelling voor de opmaak van het G3Dv3-model en H3D-model was:
Het opstellen van een onderling consistent 3D geologisch laag- en breukvlakken model, genaamd G3Dv3-model, van het maaiveld tot en met het Boven-Paleozoïcum op basis van de meest recente gegevens, kennis en inzichten. Voor de Cenozoïsche eenheden wordt dit opgesteld tot op het stratigrafische niveau van leden en voor de Boven-Paleozoïsche en Mesozoïsche eenheden tot op het niveau van de voornaamste eenheden. Dit model wordt vertaald naar het H3D-model dat de belangrijkste hydrogeologische hoofd-, sub- en basiseenheden van de Vlaamse ondergrond omvat.
Zodoende gelden het G3Dv3- en H3D-model als referentiemodellen voor de geologie en hydrogeologie van Vlaanderen.

In het licht van deze doelstellingen kunnen op basis van dit project de volgende conclusies worden getrokken:

- Er is een 3D model opgemaakt, genaamd G3Dv3-model, van de geologische eenheden voor de stratigrafische eenheden vanaf het maaiveld tot en met het Boven-Paleozoïcum. Deze stratigrafische eenheden zijn conform de nieuwste inzichten van de Nationale Commissie voor Stratigrafie.
- Voor het Cenozoïsche bereik is het G3Dv3-model gedetailleerd tot op het niveau van leden en voor het Boven-Paleozoïsche en Mesozoïsche bereik tot op het detail van de voornaamste eenheden.
- Dit model omvat in het westen van Vlaanderen een update en verfijning van het vorige G3Dv2-model en is volledig nieuw in het oosten van Vlaanderen. Dit laagvlakkenmodel omvat verder de geïntegreerde laagvlakken van de grensoverschrijdende H3O-De Roerdalslenk en -De Kempen projecten alsook van de Thematisch delfstoffenmodellen voor enerzijds (niveo-)eolische leemvoorkomens en anderzijds zand- en grindafzettingen van Maas en Rijn in Vlaanderen.
- Er is één intern consistent 3D breukenmodel opgemaakt voor het oosten van Vlaanderen vanaf het maaiveld tot het Boven-Paleozoïcum. Dit breukenmodel had grote invloed op het tot stand komen van en is consistent met het 3D lagenmodel. Het omvat verder ook de geïntegreerde breukvlakken van de grensoverschrijdende H3O-De Roerdalslenk en -De Kempen projecten. Voor dit model werden deze bestaande breukvlakken uit de H3O-projecten verder uitgebreid in het ondiepe en diepe bereik. In de Voerstreek werd het bestaande breukenmodel van het G3Dv2-model behouden.
- Vanuit het G3Dv3-model, lokaal aangevuld met extra hydrogeologische eenheden, is een consistent 3D hydrogeologisch model, genaamd H3D, opgemaakt. Dit model omvat buiten Vlaanderen ook delen van de omliggende regio's, waaruit delen geïntegreerd werden van de grensoverschrijdende H3O-De Roerdalslenk en -De Kempen projecten. De naamgeving van de H3D-eenheden is conform de HCOVv2-codering.
- De modellen zijn hoofdzakelijk gebaseerd op de interpretaties van grote hoeveelheden boorgegevens, waarvan een deel reeds geïnterpreteerd was voor het vorige G3Dv2-model en een ander deel (op)nieuw geïnterpreteerd werd voor het huidige model.

Voor het nieuwe model werd daarbij hoofdzakelijk gesteund op de (her)interpretaties van boringen met geofysische boorgatmetingen. De boorgegevens werden voornamelijk verzameld uit de Databank Ondergrond Vlaanderen (DOV; https://www.DOV.vlaanderen.be).

- In het oosten van Vlaanderen is, aanvullend op de boorgegevens, nu ook quasi alle beschikbare 2D seismische data gebruikt voor de modellering van enkele van de belangrijkste laagvlakken alsook van de breukvlakken.

De belangrijke aanpassingen ten opzichte van eerdere geologische en hydrogeologische modellen in het projectgebied, namelijk de G3Dv2- en HCOV-modellen, zijn de volgende:

- Ten opzichte van het G3Dv2-model waarin tot op formatieniveau werd gemodelleerd, is er nu tot op lidniveau gemodelleerd voor de Cenozoïsche eenheden. Voor de modellering op lidniveau werd hoofdzakelijk gesteund op boringen die voorzien zijn van geofysische boorgatmetingen.
- Ten opzichte van het G3Dv2-model zijn de lagen ouder dan het Perm gebiedsdekkend gemodelleerd, inclusief in de Roerdalslenk en het gebied ten noorden van de Breuk van Hoogstraten.
- Ten opzichte van het HCOV-model zijn de modeleenheden, en daarbij vooral de basiseenheden, nu volledig(er) en meer gebiedsdekkend aanwezig.
- Ten opzichte van het HCOV-model is er nu een sterkere en eenduidige link tussen de modeleenheden en de formele lithostratigrafie.
- Het G3Dv2-model is in het westen van Vlaanderen aangepast op basis van (nieuwe) inzichten gebaseerd op interpretaties van boringen met geofysische boorgatmetingen.
- Ten opzichte van de G3Dv2- en HCOV-modellen, zijn er in het oosten van Vlaanderen meer gegevens (nu ook seismiek) gebruikt voor de modellering van de laag- en breukvlakken. Hierdoor zijn er in het oosten van Vlaanderen nu grotere verschillen in diepteligging van de laagvlakken ten opzichte van vorige modellen aanwezig.
- Ten opzichte van het G3Dv2-model zijn de breuken voor het Cenozoïsche bereik nu grotendeels gemodelleerd op basis van interpretaties op seismische data.
- Ten opzichte van het G3Dv2-model zijn de vroege Mesozoïsche en Paleozoïsche eenheden nu rechtstreeks gemodelleerd in 3D op basis van hoofdzakelijk seismische data.
- De nieuwe modellen bevatten nu ook de integratie van de resultaten van de grensoverschrijdende H3O-De Roerdalslenk en H3O-De Kempen projecten alsook van de Thematisch delfstoffenmodellen voor enerzijds (niveo-)eolische leemvoorkomens en anderzijds zand- en grindafzettingen van Maas en Rijn in Vlaanderen.

Andere belangrijke constateringen zijn:

- Het project heeft geleid tot een sterk toegenomen inzicht in het voorkomen en de expressie van leden binnen het Cenozoïsche bereik van de Vlaamse ondergrond. Daarbij werd ook geconstateerd dat sommige leden of formaties moeilijk of niet van elkaar te onderscheiden zijn met de beschikbare gegevens.
- Enkele formaties en heel wat leden gaan lateraal over in elkaar door middel van intercalatie. Omwille van modeltechnische beperkingen of door gebrek aan data zijn deze overgangen echter meestal als verticale grenzen gemodelleerd.
- Het project heeft geleid tot een sterk toegenomen inzicht in de invloed van breuken op het bereik van het Boven-Paleozoïcum tot Quartair.
- Tijdens de uitvoering van het project is opgemerkt dat er op enkele seismische lijnen onder de geïnterpreteerde top van het Dinantiaan nog duidelijke reflectorpatronen met vervorming waar te nemen zijn.

Doordat ze onvoldoende bestudeerd konden worden, werden deze complexiteiten niet in de modellen verwerkt. De modellen van het Dinantiaan en Devoon beantwoorden daarom niet aan de werkelijke complexiteiten die we erin verwachten of zijn een oversimplificatie van de geologische werkelijkheid.

- Het aantal boorgegevens neemt algemeen af met de diepte. Ook neemt de resolutie en de kwaliteit van de seismische data algemeen af met de diepte. Hierdoor vergroot ook de onzekerheid van de modellen met de diepte. Op basis hiervan werden breuken met een verticale sprong van minder dan 10, 20 en 30 milliseconden two-way-traveltime niet meegenomen in het Cenozoïsche, Mesozoïsche en Paleozoïsche bereik respectievelijk.
- De beschikbaarheid en kwaliteit van de boorgegevens en seismische gegevens variëren ook lateraal sterk binnen Vlaanderen. Daarnaast verschilt ook de geologische complexiteit over het gebied. Zo is er door breukwerking in het oosten van Vlaanderen algemeen een hogere complexiteit in het Boven-Paleozoïsch tot recente bereik dan in het westen van Vlaanderen. Deze variatie vertaalt zich ook in de betrouwbaarheid van de modellen. Algemeen is er daarom een grotere onzekerheid van de modellen in het oosten van Vlaanderen.

5.1.2. BELANGRIJKE NIEUWE INZICHTEN

Algemene belangrijke nieuwe geologische inzichten zijn:

- De verbreidingen van de verschillende leden van Cenozoïsche ouderdom zijn (bij benadering) bepaald voor het nieuwe G3Dv3-model. Voor de formaties waren deze verbreidingen meestal reeds gekend vanwege literatuur of geologische modellen zoals het G3Dv2-model. Voor individuele leden is er vaak heel wat minder geweten over de exacte laterale verbreidingen en type van overgangen naar andere eenheden. Het huidige model biedt daarom een (vaak eerste) waardevol, up-to-date overzicht van de verbreiding van de verschillende leden van Cenozoïsche ouderdom. Zo hebben we nu bijvoorbeeld een duidelijk overzicht hoe doorheen het Oligoceen de grenzen verschoven tussen de meer zandige leden in het zuiden (van de formaties van Bilzen en Eigenbilzen) en meer kleiige leden in het noorden (van de Formatie van Boom).
- Het dikteverloop van eenheden is in meer detail bepaald. Vaak worden eenheden gekenmerkt in enkele ontsluitingen of boringen van waaruit een dikte-inschatting wordt gemaakt. Echter is de verbreiding van deze goed gedocumenteerde boringen vaak te beperkt, zodat slechts lokale of net heel grootschalige diktetrends zijn af te leiden. Door de integratie van alle bruikbare data (boringen en seismiek) krijgen we een beeld van het laterale dikteverloop van de eenheden op regionale schaal. Zo kan een beter beeld gevormd worden van lokale depocenters of hoger gelegen gebieden.
- Voor de reconstructie van de tektonische geschiedenis van het laat Carboon tot recent vormt het nieuwe 3D-model de leidraad. Het toont namelijk de voornaamste breuken per stratigrafische eenheid die ze opbreken. Op basis van diktes van eenheden in het lagenmodel kan ook achterhaald worden of een breuk gewerkt heeft tijdens of pas na de afzetting van deze eenheid. Op basis van dieptes van de eenheden kan bepaald worden hoeveel ze verplaatst werden langsheen de breuk en wat de grootste breuken waren tijdens welke periode. De nieuwe inzichten op basis van het nieuwe breukenmodel worden ook besproken in paragraaf 3.2.2 van dit rapport.

Verder zijn er ook concreet per eenheid of groep van eenheden of structuur belangrijke nieuwe inzichten:

- De correlatie tussen de kleilagen van de Nederlandse Formatie van Waalre en de Belgische Formatie van Weelde zoals voorgesteld in het H3O-De Kempen project is voor het huidige model herzien. Dit op basis van geometrische inzichten die buiten het H3O-De Kempen gebied opgedaan werden (zie paragraaf 3.3.2.10).
- Voor het G3Dv2-model werd verondersteld dat de Formatie van Malle insneed in de Formatie van Merksplas. Dit blijkt voor het huidige model niet langer het geval, waardoor het voorkomen nu verder naar het zuiden ligt in het westen dan volgens het G3Dv2-model (zie 3.3.3.2).
- Door de focus op het gebruik van boringen met boorgatmetingen als uitgangspunt, bleek duidelijk dat de korrelgrootte aan de bovenkant van de Formatie van Lillo (leden van Zandvliet en Merksem) nog heel grof kan zijn en daarom verward kan worden met de onderkant van de Formatie van Merksplas. Eén van de type-boringen van de NCS voor de Formatie van Merksplas werd op basis daarvan geherinterpreteerd (zie paragraaf 3.3.3.2).
- Voor het G3Dv2-model zijn de basissen van de formaties van Diest en Kasterlee nog gemodelleerd in de Roerdalslenk. Van hun interpretatie wordt echter teruggekomen. Het voorkomen van de Formatie van Kasterlee is hier onzeker (zie paragraaf 3.3.3.6) en de Formatie van Diest moet hogerop voorkomen dan eerder gemodelleerd in het G3Dv2-model (zie paragraaf 3.3.3.7).
- De Formatie van Voort is voor het G3Dv2-model nog gemodelleerd als aparte eenheid in het noordwesten van Vlaanderen. Het criterium hiervoor was het voorkomen van lichter groen zand onder het donkergroene/zwarte zand van de Formatie van Berchem. Echter, de Formatie van Voort kan ook uit donkergroen/zwart zand bestaan, waardoor dit criterium niet opgaat. Daarom is voor het huidige model beslist om de formaties van Voort en Berchem samen te modelleren in het noorden van Vlaanderen (zie paragraaf 3.3.3.9).
- De verbreiding van de Formatie van Eigenbilzen was eerder beperkt tot het zuidoosten van Vlaanderen (zuidelijk en centraal Limburg) in het G3Dv2-model, waar deze formatie dan ook het dikst ontwikkeld is. Voor het huidige model is het voorkomen sterk uitgebreid naar het noordwesten (Antwerpse Kempen). De eerdere noordgrens van het G3Dv2-model vormt nog altijd wel een belangrijke grens waar de onderkant van de Formatie van Eigenbilzen overgaat in de Formatie van Boom. De bovenkant kent nu echter een veel ruimere verbreiding (zie paragraaf 3.3.4.3).
- Door een herinterpretatie in boringen wordt de basis van de Formatie van Brussel in het Bekken van de Kempen nu ondieper geïnterpreteerd dan in het G3Dv2-model. Daarnaast loopt het voorkomen van de Formatie van Brussel nu verder naar het westen (tot ten westen van regio Antwerpen) op basis van correlaties tussen boringen met geofysische boorgatmetingen (zie paragraaf 3.3.5.4).
- Door herinterpretaties en correlaties van boringen met geofysische boorgatmetingen loopt het voorkomen van de formaties van Aalter en Gentbrugge nu verder naar het oosten (zie paragraaf 3.3.5.5).
- De recent aangepaste lithostratigrafische indeling van het Eoceen door de NCS (formaties van Hyon en Mons-en-Pévèle) is voor het eerst in 3D gemodelleerd. Het huidige model vormt daarbij een belangrijke controle op de samenhang van deze eenheden (zie paragrafen 3.3.5.6 tot 3.3.5.10).

- Op basis van herinterpretaties van boringen is het bestaande voorkomensgebied van de Formatie van Tienen uit het G3Dv2-model in het westen van Vlaanderen verder uitgebreid naar het oosten. Op basis van seismische interpretaties is het voorkomen in het noordoosten dan weer teruggetrokken richting het westen. Het voorkomen stopt nu in het oosten tegen de randbreuken van de Roerdalslenk door gebrek aan verdere data, maar wordt verondersteld ook door te lopen in de Roerdalslenk zelf (zie paragraaf 3.3.5.11).
- De formaties van Hannut en Tienen verdunnen sterk langs een WNW-OZO georiënteerde as in het noordwesten van Vlaanderen. De oudste leden van de Formatie van Hannut en lokaal ook de Formatie van Tienen zijn zelfs afwezig op deze as (zie paragrafen 0 en 3.3.6.2).
- Het nieuw voorgestelde lid van Beselare van de Formatie van Hannut bij de NCS is reeds in 3D gemodelleerd voor het huidige model (zie paragraaf 3.3.6.2).
- Door een herinterpretatie van boringen is het voorkomen van de Formatie van Aken voor het huidige model meer continu dan in het G3Dv2-model. Door hun gelijkaardige lithologie blijft er echter een grote onzekerheid over de exacte locatie van de grens tussen de formaties van Aken en Vaals in heel wat boringen (zie paragraaf 3.3.7.5).
- Door het gebruik van seismische data zijn instortingsholtes in de basis van de Krijtgroep en oudere eenheden voor het huidige model uitgekarteerd worden. Deze holtes zijn een gevolg van oplossing van Dinantiaan gesteenten, preferentieel langsheen breuken (zie paragraaf 3.3.9.1).
- De verbreiding van eenheden van Jura ouderdom (formaties van Aalburg en Sleen) verschillen sterk van deze van Langenaeker (2000). Dit op basis van gebruik van interpretaties van nieuwe seismische data en herinterpretaties van bestaande seismische data (zie paragraaf 3.3.8.1).
- Paleozoïsche eenheden (Westfaliaan, Namuriaan, Dinantiaan en Devoon) zijn voor de eerste keer gemodelleerd ten noorden van de Breuk van Hoogstraten. Hier zien we een sterke verdieping van de Paleozoïsche eenheden in noordelijke richting op basis van seismische data. Deze verdieping gaat samen met een sterke verdikking van het Westfaliaan (door minder erosie aan de top) en Namuriaan. Door de werking van de Breuk van Hoogstraten is het Namuriaan echter lokaal afwezig in de hangingwall ervan (zie paragraaf 3.3.9.3).
- Ook in de Roerdalslenk zijn Paleozoïsche eenheden voor het eerst gemodelleerd. In de Roerdalslenk en het meest oostelijke deel van het Bekken van de Kempen is echter enkel telkens het jongste deel van het Paleozoïcum aangeboord en interpreteerbaar op seismische data. Daarom werden de modellen van de Paleozoïsche eenheden hier conceptueel opgebouwd door dikte-inschattingen die onder seismisch gemodelleerde eenheden gestapeld werden. Voor het Westfaliaan was de dikte-inschatting gebaseerd op trends uit boringen. Voor het Namuriaan en Dinantiaan veronderstellen we op basis van gravimetrische data en de resultaten uit de Mol-GT-boringen (DOV-proefnummers: B/1-102786, B/1-102785 en B/1-102784) een sterke verdikking en verdunning respectievelijk over de randbreuken van de Roerdalslenk (zie paragrafen 3.3.9.3 en 3.3.9.4).
- Door het gebruik van recente seismische data en diepe boringen (Mol-GT-boringen; DOV-proefnummers: B/1-102786, B/1-102785 en B/1-102784)) valt het voorkomen op van sterke seismische reflecties centraal in het Namuriaan die gerelateerd zijn aan het voorkomen van zandsteenpakketten. Naar het westen toe verdunnen deze zandsteenpakketten en verdwijnen ook de sterke seismische reflecties in het Namuriaan (zie paragraaf 3.3.9).

- Op een beperkt aantal seismische lijnen zijn onder de geïnterpreteerde top van het Dinantiaan nog duidelijk vervolgbare reflectiepatronen waargenomen die zouden kunnen duiden op sterke lokale dikteveranderingen in het Dinantiaan en Devoon.
- In het Cenozoïcum hebben breuken in het huidige model algemeen een beperktere laterale verbreiding dan in het G3Dv2-model (zie paragraaf 3.2).
- Ten opzichte van het breukenmodel van Langenaeker (2000) of dat van het G3Dv2-model, is er nu een duidelijker verschil tussen populaties van enerzijds WNW-OZO en anderzijds (N)NW-(Z)ZO georiënteerde breuken. Deze breukrichtingen stammen vermoedelijk af van voor of tijdens het Dinantiaan. Deze breuken kenden hun grootste activiteit (tot meerdere 100-en meters) tijdens het laat-Jura tot vroeg-Krijt, maar sommigen lijken ook activiteit te hebben vertoond tijdens het Namuriaan. Breuksprongen voor de aanvang van het Namuriaan werden niet onderzocht voor de huidige studie (zie paragraaf 3.2). Door hun grote sprong aan de zuidrand van het Bekken van de Kempen tijdens het Mesozoïcum vormen heel wat van deze breuken de zuidelijke begrenzing van de Paleozoïsche eenheden (zie paragraaf 3.3.9).
- Het traject van belangrijke breuken of breukgerelateerde structuren, zoals het Lineament van Donderslag of de Breuk van Hoogstraten, is lokaal herzien voor de huidige studie (zie paragraaf 3.2.2.3).
- Slechts een héél beperkt aantal van de gemodelleerde breuken vertoont een inverse sprong. Deze sprong vond plaats tijdens het laat-Krijt langsheen breuken in de randzone van de Roerdalslenk (zie paragraaf 3.2.2.5).

5.2. AANBEVELINGEN

5.2.1. AANBEVELINGEN VOOR TOEKOMSTIGE MODELLERINGEN

- Voor het huidige model zijn enkel boringen die voorzien zijn van geofysische boorgatmetingen over het gehele verticale bereik geïnterpreteerd. Door de grootte van deze dataset werden boringen zonder geofysische boorgatmetingen daarentegen, net zoals voor het G3Dv2-model, per eenheid apart geselecteerd op basis van bestaande interpretaties in databanken. Aanbevolen wordt om in volgende modelleerprojecten de bruikbare boringen, ook diegene zonder geofysische boorgatmetingen, over het gehele bereik te interpreteren.
- Voor het huidige model zijn de meeste leden hoofdzakelijk systematisch op basis van boringen met geofysische boorgatmetingen gemodelleerd. Aanbevolen wordt om op basis van het huidige model te bekijken in hoeverre boringen zonder boorgatmetingen ook systematisch meegenomen kunnen worden in de modellering van leden. Dit zou voor bepaalde regio's het detail van de modellen nog kunnen verbeteren.
- Voor de sturing van de lagenmodellering zijn in deze studie niet systematisch sonderingen gebruikt. Sonderingen kunnen echter wel heel nuttige toevoegingen zijn voor verdere verfijningen van de lagenmodellen. Daarom wordt aanbevolen om bij toekomstige lagenmodelleringen ook systematisch sonderingen te gebruiken.
- Aanbevolen wordt om bij toekomstige grensoverschrijdende modelleerprojecten ofwel het gehele model van Vlaanderen mee aan te passen of om het betreffende grensoverschrijdend model rechtstreeks aan te sluiten op een bestaand model, of om inzichten, interpretaties en concepten met elkaar te delen en deze op hun beurt te integreren in het gehele model voor Vlaanderen. De integratieslag of het inpassen van het grensoverschrijdend model in een ander model achteraf uitvoeren kan namelijk veel tijd kosten.

- Voor het huidige project zijn de modellen van de niet-tabulaire Quartaire eenheden grotendeels samengesteld uit aanpassingen van de bestaande rasters van het HCOV-model aan de voorkomensgrenzen uit de Quartairgeologische kaart en de basis van het niet-tabulaire Quartair uit G3Dv2-model. Omwille van hun belang voor tal van toepassingen (zie HOOFDSTUK 4) wordt aanbevolen om nieuwe modellen te maken van deze niet-tabulaire Quartaire eenheden.
- Bij het H3O-De Roerdalslenk project bleek het niet mogelijk om de verschillende Miocene eenheden (formaties van Bolderberg, Diest en Kasterlee) duidelijk te onderscheiden in boring Molenbeersel (DOV-proefnummer: kb18d49w-B226), één van de weinige diepe boringen in de Roerdalslenk die daarom cruciaal is voor de modellering van lagen erbinnen (zie paragrafen 3.3.3.6, 3.3.3.7 en 3.3.3.8). Daarom wordt aanbevolen om verder onderzoek te doen naar de Miocene stratigrafie in deze boring, preferentieel door midden van biostratigrafie op stalen van de boring zelf of door correlaties met nabijgelegen boringen die wel voorzien zijn van biostratigrafie.
  Door correlatie van deze stratigrafische inzichten van boring Molenbeersel met de seismische lijnen errond, zouden nieuwe modellen voor de eenheden van Miocene ouderdom in de Roerdalslenk opgesteld kunnen worden.
- Heel wat Cenozoïsche eenheden (hoofdzakelijk leden) vertonen niet-breukgerelateerde laterale faciesovergangen die door modeltechnische beperkingen of door gebrek aan data als verticale grenzen werden gemodelleerd. Dit is echter niet altijd geologisch realistisch (zullen vertandingen zijn) en kan bij visualisatie ook een verkeerde indruk wekken (alsof het werkelijk zo verticaal is). Daarom wordt aanbevolen om bij toekomstige modellering te bekijken hoe deze overgangen als geologisch realistischer gemodelleerd of gevisualiseerd kunnen worden.
- Er bestaat nog onzekerheid over de breukenactiviteit of breukgerelateerde vervorming die plaatsvond in de tijdspanne tussen het late Carboon en late Perm. Daarom wordt aanbevolen om via een geologische kartering (via boringen en seismische gegevens) meer inzicht te vergaren in de breukwerking tijdens deze periode. Het oostelijke deel van het Kempisch Bekken, waar het jongere Westfaliaan (C en D) aanwezig is onder Perm/Trias gesteenten, is hier de meest geschikte locatie voor.
- Enkele interessante diepe reservoirs - zoals de zandstenen van de Buntsandstein Formatie (Trias) of Formatie van Neeroeteren (laatste Westfaliaan) of deze binnenin het onderliggende Westfaliaan en Namuriaan - werden voor het huidige model niet als aparte eenheden gemodelleerd. Aanbevolen wordt om deze in de toekomst apart te modelleren, waarbij het huidige lagen- en breukenmodel als framework kan dienen.
- Voor het huidige model werd gekozen om geen breuken te modelleren die actief waren voor de aanvang van het Namuriaan en nadien niet meer gereactiveerd werden. Echter, tijdens het Devoon en Dinantiaan is er een vermoedde riftfase waarin breuken een belangrijke rol kunnen hebben gespeeld op sedimentatie. Deze breuken waren vermoedelijk ook van grote invloed op breukwerking gedurende latere tektonische fases (als tektonische grenzen of voor reactivatie). Daarom wordt aanbevolen om via een geologische kartering - op basis van de integratie van boorgegevens, seismische data en gravimetrie - de breukwerking tijdens het Devoon en Dinantiaan te achterhalen.
- Doordat ze onvoldoende bestudeerd konden worden, zelden werden aangeboord en meestal niet eenduidig interpreteerbaar zijn op seismiek, werd er voor het huidige model voor gekozen om de diktes van het Dinantiaan en Devoon grotendeels conceptueel te modelleren. Hun modellen stellen daarom oversimplificaties voor. Om de modellen de geologische complexiteit beter te laten benaderen, wordt aanbevolen om ze verder te detailleren op basis van de integratie van informatie uit boringen, seismische lijnen die voldoende resolutie bieden en de gravimetrische data.

5.2.2. AANBEVELINGEN VOOR TOEKOMSTIG UITVOEREN GEOLOGISCH ONDERZOEK

- De resultaten van biostratigrafisch onderzoek werden gebruikt als ondersteuning en lokaal zelfs als sturend bij de geologische interpretaties. Het aantal biostratigrafisch bestudeerde boringen is echter beperkt, en de data vaak fragmentair of niet ondersteund door geofysische boorgatmetingen. Daarom is het aan te bevelen om in de toekomst meer boringen (zeker diegene voorzien van geofysische boorgatmetingen) en over grotere intervallen biostratigrafisch te onderzoeken.
- Aanbevolen wordt om bij het uitvoeren van nieuwe boringen te kiezen voor een boormethode waarbij de monsters zo min mogelijk worden verstoord en standaard een geofysische boorgatmeting met minimaal een gamma- en resistiviteitslog uit te laten voeren. Voor de diepere boorgaten is tevens een snelheidslog van het hele boortraject wenselijk.
- In bepaalde gebieden, zoals het noordoosten en zuidwesten van het Bekken van de Kempen, is er een beperkte set van seismische lijnen en zijn er amper diepe boringen. Er wordt aanbevolen om in deze gebieden meer seismische data te schieten en diepe boringen uit te voeren opdat meer kennis van de diepe ondergrond in deze gebieden verzameld kan worden.
- De seismische campagne van Limestone Subcrop bedekt de rand van het Bekken van de Kempen en is daarom belangrijk om de grenzen ervan te bepalen. Het seismisch beeld van de lijnen van deze campagne is echter vaak van lage kwaliteit, wat een grote onzekerheid bij interpretatie met zich meebrengt. Daarom wordt aangeraden om deze campagne te re-processen om seismische beelden van betere kwaliteit te verkrijgen.
- Er zijn amper seismische campagnes die over de Vlaamse grens lopen. Er is daardoor geen rechtstreekse aansluiting mogelijk tussen interpretaties van binnen en buiten Vlaanderen. Om deze aansluiting in de toekomst wel te verkrijgen, is er behoefte aan grensoverschrijdende seismische campagnes of lijnen die bestaande seismische campagnes over de grens heen verbinden.
- In het oosten van Vlaanderen bevindt de top van het Dinantiaan zich buiten (onder) het bereik van de meeste seismische campagnes waardoor de diepte ervan heel onzeker is. Daarom wordt aanbevolen om seismiek met een lage resolutie en een sterk signaal voor een groot verticaal bereik te schieten in het oosten van Vlaanderen. Op seismiek met een lage resolutie en sterk signaal (zoals BELCORP) is de top van het Dinantiaan ook net vaak heel duidelijk (geen interferentie van dunnere kalkbanken in de top).
- De vergelijking van onafhankelijke geïnterpreteerde breuken op seismische en gravimetrische data toont aan dat - met beschikbare (korte golflengte-) filters en kennis van zaken - graviteitsdata een grote meerwaarde bieden bij het in kaart brengen van breuken. In de meeste gevallen was er een heel goede overeenkomst, kon de graviteitsdata gebruikt worden om via seismiek gekende breuktracés te verlengen en waar nodig bij te sturen én om bepaalde beslissingen te nemen omtrent specifieke breuken. Dit was onder meer het geval voor het Donderslag lineament en het Gruitrode lineament. Met de kennis vergaard zou een interpretatie van deze gravimetrische data eventueel zelfs aangewend kunnen worden voor het produceren van een breukenkaart in aanpalende gebieden zonder enige beschikbare data.

- Door de grote densiteitscontrasten aan de top van het Dinantiaan, is deze vaak goed te vervolgen op gravimetrische kaarten. Daarom kunnen gravimetrische kaarten in de toekomst nog meer aangewend worden om het Dinantiaan uit te karteren, zeker op plaatsen met een beperkte dekking van boringen of seismiek. Zo wordt ook aanbevolen om bij nieuwe seismische campagnes, ook gravimetrische metingen uit te voeren langsheen het seismische traject.
- Elektrische metingen hebben interessante inzichten gegeven in de locatie van Quartair actieve breuken net onder het maaiveld in de regio rond de Roerdalslenk (Deckers et al., 2018). Aanbevolen wordt om voor een verdere detaillering van het breukenmodel in deze regio meer elektrische metingen uit te voeren.

REFERENTIES

Al-Chalabi, M., 1997. Parameter nonuniqueness in velocity versus depth functions. Geophysics, 62, No. 3, 970-979.

Al-Chalabi, M. & Rosenkranz, P. L., 2002. Velocity–depth and time–depth relationships for a decompacted uplifted unit. Geophysical prospecting, 50(6), 661-664.

Barchy, L. & Marion, J-M, 2000. Notice explicative de la carte géologique Dalhem-Herve, 42/3-4. Ministère de la Région Wallonne, D.G.R.N.E., Namur, 71 pp.

Barchy, L. & Marion, J-M. 2007. Notice explicative de la carte géologique Visé Sint-Martens Voeren 34/7-8. Ministère de la Région Wallonne, D.G.R.N.E., Namur, 56 pp.

Beerten, K., Vandenberghe, N., Gullentops, F. & Paulissen, E., 2005. Toelichting bij de Quartairgeologische Kaart - kaartblad 10-18, Maaseik. Vlaamse overheid, dienst Natuurlijke Rijkdommen, 48 pp.

Bense, V.F., Van Balen, R.T. & De Vries, J.J., 2003. The impact of faults on the hydrogeological conditions in the Roer Valley Rift System: an overview. Neth. J. Geosci./Geol. Mijnb., 82, 41–53.

Bogemans, F., 1999. The Campine clays and sands in northern Belgium: a depositional model related to sea level fluctuations. Contr. Tert. Quatern. Geol., 36(1-4), 59-72.

Bogemans, F., 2005. Toelichting bij de Quartairgeologische Kaart van Vlaanderen. Turnhout-Meerle kaartbladen 2 & 8 schaal 1:50.000. Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, Administratie Economie, Afdeling Natuurlijke Rijkdommen en Energie. https://www.dov.vlaanderen.be/page/quartairgeologische-kaart-150000

Boons, J., 2014. Implementation of a seismic velocity model for Flanders. Scriptie voorgelegd tot het behalen van de graad Van Master of Science in de geologie, 144 pp.

Bouckaert, J. & Dusar, M., 1987. Arguments géophysiques pour une tectonique cassante en Campine (Belgique), active au Paléozoique supérieur et réactiveé depuisle Jurassique supérieur. Ann. Soc. Géol. Nord, 151, 201-208.

Broothaers, M., Deckers, J., Lagrou, D. & Matthijs, J., 2012. 3D-lagenmodel van de Tertiaire afzettingen in de Roerdalslenk in Vlaanderen. VITO-rapport 2012/SCT/R/191, 58 pp.

Cadée, M.C., Van Hinsbergh, W.M. & Janssen, A.W., 1976. Een profiel door Tertiaire en Quartaire afzettingen tussen Tongeren en Waltwilder (België, Provincie Limburg). Mededelingen Werkgroep Tertiair en Kwartair Geologie, 2, 35-58.

Claes, S., Frederickx, E., Gullentops, F. & De Geyter, G., 2001. Toelichtingen bij de geologische kaart van België, Vlaams Gewest: Kaartblad 34 Tongeren.

Coward, M.P., 1993. The effect of Late Caledonian and Variscan continental escape tectonics on basement structure, Paleozoic basin kinematics and subsequent Mesozoic basin development in NW Europe. In: Parker, J.R. (ed.) Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 4th Conference. Geological Society, London, 1095–1108.

Databank Ondergrond Vlaanderen, DOV, https://www.dov.vlaanderen.be

De Batist, M. & Versteeg, W.H., 1999. Seismic stratigraphy of the Mesozoic and Cenozoic in Northern Belgium: main results of a high resolution reflection seismic survey along rivers and canals. Geologie en Mijnbouw, 77, 17-37.

De Breuck, W., Fobe, B., Lebbe, L., Steurbaut, E., Van Dyck, E. & Walraevens, K., 1989. De boringen van Ursel en Maldegem – Bijdrage tot de kennis van het Eoceen in Noordwest-België. Professional Paper 1989/1, 236, 98 pp.

De Heinzelin, J., 1955. Deuxième série d'observations stratigraphiques au Kruisschans. Coupes de l'excluse Baudouin. I. Analyse Stratigrapique. Bulletin de l'Institut royal des sciences naturelles de Belgique,31 (66), 1-40.

Deckers, J., De Koninck R., Lanckacker, T. & Matthijs, J., 2013. Geologisch 3D-lagenmodel voor 4 Cenozoïsche Formaties. VITO-rapport 2013/ETE/R/22, 21 pp.

Deckers, J., 2015. Decoupled extensional faulting and forced folding in the southern part of the Roer Valley Graben, Belgium. Journal of Structural Geology, 81, 125-134.

Deckers. J. & Matthijs, J., 2014. A late Danian change in deformation style in the south-eastern part of the Campine Basin. Geologica Belgica, 17, 236-243.

Deckers, J., Vandenberghe, N., Lanckacker, T. & De Koninck, R., 2016. The Pyrenean inversion phase in northern Belgium: a relaxation inversion phase? International Journal of Earth Sciences, 105, 583-593.

Deckers, J., Van Noten, K., Schiltz, M., Lecocq,, T. & Vanneste, K., 2018. Integrated study of Quaternary activity of the Grote Brogel fault and its effects on local hydrogeological conditions at the boundary of the Roer Valley Graben, Belgium. Tectonophysics, 722, 486-506.

Deckers, J., Vernes, R., Dabekaussen, W., Den Dulk, M., Doornenbal, H., Dusar, M., Matthijs, J., Menkovic, A., Reindersma, R., Walstra, J., Westerhoff, W. & Witmans, N., 2014. Geologisch en hydrogeologisch 3D model van het Cenozoïcum van de Roerdalslenk in Zuidoost-Nederland en Vlaanderen (H3O-Roerdalslenk). VITO-rapport, 2014/ETE/R/1, 200 pp.

De Koninck, R., Lanckacker, T. & Matthijs, J., 2011. Geologisch 3D-lagenmodel voor 8 Tertiaire lagen. Tussentijds VITO-rapport 2011/SCT/R/152.

Delmer, A., 1963. Mijnkaart van het Kempens Kolenbekken. Annalen der Mijnen van België, 6, 739-754.
De Man , E., Van Simaeys, S., Vandenberghe, N., Harris, W.B. & Wampler, J.M., 2010. On the nature and chronostratigraphic position of the Rupelian and Chattian stratotypes in the southern North Sea Basin. Episodes, 33 (1), 3-14.

Demyttenaere, R., 1989. The post-Paleozoic geological history of north-eastern Belgium. Mededelingen van de Koninklijke Academie voor Wetenschappen, Letteren en Schone Kunsten van België, 51(4), 51-81.

Demyttenaere, R. & Laga, P., 1988. Breuken en isohypsenkaarten van het Belgische gedeelte van de RoerdalSlenk. Belgische Geologische Dienst, Professional Paper, 234, 20 pp.

Devos W. & Dusar M.,1999: Diepere gegevens, in Toelichtingen bij de geologische kaart van Belgie, Vlaams Gewest, kaartblad 29 – Kortrijk, ANRE

Devos W. & Dusar M., 2002: Paleozoicum, in Toelichtingen bij de geologische kaart van Belgie, Vlaams Gewest, kaartblad 28 – Proven – Ieper - Ploegsteert, ANRE

Doremus, P. & Hennebert, M., 1995. Notice explicative de la carte géologique Blicquy-Ath, 38/5-6. Ministère de la Région Wallonne, D.G.R.N.E., Namur, 50 pp.

Dreesen, R., Bouckaert, J., Dusar, M., Soille, P., Vandenberghe, N., 1985. Collapse structure at the Dinantian-Silesian contact in the subsurface of the Campine basin, N of the Brabant Massif (N-Belgium). Dixième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère; Compte Rendu, 7-14.

Dreesen, R., Bouckaert, J., Dusar,M., Soille, J., Vandenberghe, N., 1987. Subsurface structural analysis of the late-Dinantian carbonate shelf at the northern flank of the Brabant Massif (Campine Basin, N-Belgium). Toelichtende Verh. voor Geol. mijnkaarten van België, 21, p. 37.

Dusar M. & Loy W., 1986: The geology of the Upper Paleozoic aquifer in West-Flanders, Aardkundige Mededelingen, Volume 3, p. 59-74

Dusar, M. & Langenaeker, V. 1992. De oostrand van het Massief van Brabant, met beschrijving van de geologische verkenningsboring Hechtel-Hoef (Boring 174 van het Bekken van de Kempen). Belg. Geol. Surv. Prof. Pap., 255, 1-22.

Dusar, M., Rijpens, J., Sintubin, M. & Wouters, L., 2001. Plio-Pleistocene fault pattern of the Feldbiss fault system (southern border of the Roer Valley Graben, Belgium) based on high resolution reflection seismic data. Netherlands Journal of Geosciences, 80, 79-93.

Dusar, M., Lagrou, D., Willems, L., Felder, P.J. & Matthijs, J., 2005. De mergelgrotten van Hinnisdael te Vechmaal (gemeente Heers, Limburgs Haspengouw), een geologische bijdrage tot de studie van het Krijt. Geological Survey of Belgium Professional Paper 2005/1, N. 301, 89 p.

Everaerts, M. & De Vos, W., 2012. Gravity acquisition in Belgium and the resulting Bouguer anomaly map. Memoires of the Geological Survey of Belgium, vol. 2012-58.

Ferket, H., Laenen, B. & Van Tongeren, P., 2010. Basin modeling of the Campine Basin; can we complete the puzzle? Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften (SDGG) 68, 166.

Fobe, B., 1995. Lithostratigraphy of the Vlierzele Formation (Ypresian, NW Belgium). Bull. Soc. Belge. Géol., 104 (1-2), 133-149.

Fobe, B., 1997. Review of the lithostratigraphy of the Middle Eocene in Northern Belgium. Contr. Tert. Quatern. Geol., 34 (3-4), 53-67.

Fobe, B. & Spiers, V., 1992. Sedimentology and facies distribution of the Lede Formation (Eocene) in Belgium and Northern France. Contr. Tert. Quatern. Geol., 29 (1-2), 9-20.

Foncke, K., De Boeck, K., Wildemeersch, K., Bronders, J., Haest, P.J., Hendrix, R. & Janssen, L., 2012. Opstellen van een gebiedsdekkende referentie dataset van tijdsafhankelijke drainage en rivier randvoorwaarden voor MODFLOW. Bestek nr. L 2010 S 0011 X. Rapport deelopdracht 3, 31 pp.

Geets, S., 2001. Sedimentpetrologisch onderzoek in de boringen van Oedelem en Gooik-Kesterberg. Professional Paper, 293, 90 pp.

Gulinck, M., 1962. Essai d'une carte géologique de la Campine. Etat de nos connaissances sur la nature des terrains néogènes recoupés par sondages. Mem. Soc. Belge Géol., 6, 30-39.

Gulinck M., 1968: Sondages de reconnaissance hydrologique dans le calcaire carbonifere du Tournaisis. Professional Paper, 7, BGD.

Gulinck M., 1970: Observations piezometriques sur la napped u calcaire carbonifere du Tournaisis en 1968-1969, Professional Paper, 10, BGD.

Gulinck M. & Legrand R., 1973: Reconnaissance hydrogeologique complemantaire dans le Tournaisis. Professional Paper, 15, BGD.

Gullentops, F., 1990. Sequence Stratigraphy of the Tongerian and early Rupelian in the Belgian type area. Tertiary Research, 11(2-4), 83-96.

Gullentops, F., Bogemans, F., De Moor, G., Paulissen, E. & Pissart, A., 2001. Quaternary lithostratigraphic units (Belgium), in: Bultynck, P., Dejonghe, L. (Eds.), Guide to a revised lithostratigraphic scale of Belgium, Geologica Belgica, 4(1-2), Bruxelles, 153-164.

Hennebert, M. & Doremus, P., 1997. Notice explicative de la carte géologique Hertain-Tournai, 37/5-6. Ministère de la Région Wallonne, D.G.R.N.E., Namur, 66 pp.

Hennebert, M. & Doremus, P., 1997. Notice explicative de la carte géologique Antoing-Leuze, 37/7-8. Ministère de la Région Wallonne, D.G.R.N.E., Namur, 68 pp.

Hennebert, M. & Eggermont, B., 2002. Notice explicative de la carte géologique Braine-Le-Comte-Feluy, 39/5-6. Ministère de la Région Wallonne, D.G.R.N.E., Namur, 63 pp.

Herbosch, A. & Lemonne, E., 2000. Notice explicative de la carte géologique Nivelles-Genappe, 39/7-8. Ministère de la Région Wallonne, D.G.R.N.E., Namur, 59 pp.

Herbosch, A. & Blockmans, S., 2012. Notice explicative de la carte géologique Wavre-Chaumont-Gistoux, 40/1-2. Ministère de la Région Wallonne, D.G.R.N.E., Namur, 66 pp.

Herbosch, A., Blockmans, S., Dumoulin, V. & de Debacker, T., 2013. Notice explicative de la carte géologique Rebecq-Ittre, 39/1-2. Ministère de la Région Wallonne, D.G.R.N.E., Namur, 114 pp.

Houthuys, R., 1990. Vergelijkende studie van de afzettingsstruktuur van getijdenzanden uit het Eoceen en van de huidige Vlaamse Banken. Aardkundige Mededelingen, 5, 137 pp.

Houthuys, R., 2011. A sedimentary model of the Brussels sands, Eocene, Belgium. Geologica Belgica, 14(1-2), Brussel, 55-74.

Houthuys, R., 2014. A reinterpretation of the Neogene emersion of central Belgium based on the sedimentary environment of the Diest Formation and the origin of the drainage pattern. Geologica Belgica, 17, 211-35.

Houthuys, R. & Fobe, B., 1988. Formatie van Brussel. In: Voorstel lithostratigrafische indeling van het Paleogeen (eds. Marechal, R., Laga, P.), 127-135.

Houthuys, R., Vandenberghe, N. & Matthijs, J., 2017. Brussels Formation – Discussion text; version 23 Oct. 2017. NCS Subcommission Paleogene – Neogene.

Houthuys, R., Vandenberghe, N. & Matthijs, J., 2018. Brussels Formation – Discussion & proposal text; version 2 March 2018. NCS Subcommission Paleogene – Neogene.

Japsen, P. (1993). Influence of lithology and Neogene uplift on seismic velocities in Denmark: implications for depth conversion of maps. AAPG Bulletin, 77(2), 194-211.

Kasse, C., 1988. Early-Pleistocene tidal and fluviatile environments in the southern Netherlands and Northern Belgium. Doctoraatsverhandeling, 190 pp.

Kasse, K., 1990. Lithostratigraphy and provenance of the Early-Pleistocene deposits in the southern Netherlands and northern Belgium. Geologie en Mijnbouw, 69, 327-340.

Kaufman, H., 1953. Velocity functions in seismic prospecting. Geophysics, 18, 289–297.

Kimpe, W.F.M, 1978. Het Paleozoïcum van de diepboring Winterswijk-1 (N.A.M.) tussen 1300 en 5009,5m. Internal report 1601. Rijks Geologische Dienst (Heerlen).

King, C., 1990. Eocene Stratigraphy of the Knokke Borehole (Belgium). In: P. Laga and N. Vandenberghe (eds.), 1990. The Knokke Well (11E/138) with a description of the Den Haan (22W/276) and Oostduinkerke (35E/142) wells. Mémoires pour Servir a l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique, Chapter VII, 67-102.

King, C., 2016. The North Sea Basin: Eocene. In: A revised correlation of Tertiary rocks in the British Isles and adjacent areas of NW Europe (Edited by Gale, A.S. & Barry, T.L.). Geological Society, London, Special Reports, 27, 155-228.

Kombrink, H, 2008. The Carboniferous of the Netherlands and surrounding areas; a basin analysis. Mededelingen van de Faculteit Geowetenschappen departement Aardwetenschappen, Universiteit Utrecht, 294, 184 pp.

Kruissink, E.C., Van Hinsbergh, W.M. & Janssen, A.W., 1978. Een oost-westprofiel door Oligocene afzettingen in de gemeente Borgloon (België, provincie Limburg). Mededelingen Werkgroep Tertiair en Kwartair Geologie, 15, 3-18.

Laga, P. G., 1972. Stratigrafie van de mariene Plio-Pleistocene afzettingen uit de omgeving van Antwerpen met een bijzondere studie van de foraminiferen. PhD Thesis. Katholieke Universiteit Leuven - Faculteit Wetenschappen: Leuven. 3 volumes.

Laenen, B., 2003. Lithostratigrafie van het pre-Tertiair in Vlaanderen. Deel II: Dinantiaan & Devoon. Studie uitgevoerd in opdracht van ANRE, 90 pp., VITO rapport 2003/ETE/095.

Lagrou, D. & Coen-Aubert, M., 2017. Update of the Devonian lithostratigraphic subdivision in the subsurface of the Campine Basin (northern Belgium). Geologica Belgica, 20 (1-2), 13 pp.

Lagrou, D. & Dreesen, R., 2005. Kartering en karakterisering (sedimentpetrografisch en petrofysisch) van de krijtgesteenten in Vlaanderen. Studie uitgevoerd in opdracht van ALBON, 104 pp., 2005/MAT/R/0216.

Laloux, M., Ghysel, P., Dejonghe, L., Hance, L., 1996. Notice explicative de la carte géologique Fléron-Verviers, 42/7- 8. Ministère de la Région Wallonne, D.G.R.N.E., Namur, 150 p.

Laloux, M., Ghysel, P., Dejonghe, L., Hance, L. 2000. Notice explicative de la carte géologique Henri-Chapelle-Raeren 43/1-2. Ministère de la Région Wallonne, D.G.R.N.E., Namur.

Langenaeker, V., 2000. The Campine Basin. Stratigraphy, structural geology, coalification and hydrocarbon potential for the Devonian to Jurassic. Aardkundige Mededelingen, 10, 1-142.

Langenaeker, V. & Dusar, M.,1992. Subsurface facies analysis of the Namurian and earliest Westphalian in the western part of the Campine Basin. Geologie en Mijnbouw, 71(2), 161- 172.

Legrand R., 1966: Sondages a Deerlijk. Professional Paper, 4, BGD.

Legrand R., 1967: Reinterpretation des Sondages de Dergneau et de Wattripont. Professional Paper, 7, BGD.

Legrand R., 1968: Le massif du Brabant. Toelichtende verhandelingen voor de geologische kaart en de mijnkaart van Belgie, 9, BGD.

Leriche, M., 1928. Sur la répartition des faciès lagunaires et fluviatiles du Landénien, dans les Bassins belge et parisien. Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie, 38, 69-91.

Louwye, S. 2005. The Early and Middle Miocene transgression at the southern border of the North Sea Basin (northern Belgium). Geological Journal, 40, 441-456.

Luijendijk, E., Van Balen, R.T., Ter Voorde, M. & Andriessen, P.A.M., 2011. Reconstructing the Late Cretaceous inversion of the Roer Valley Graben (southern Netherlands) using a new model that integrates burial and provenance history with fission track thermochronology. Journal of Geophysical Research, 116, B06402.

Marsden, D., 1992. Vo-K method of depth conversion. Lead. Edge 53–54.

Matthijs, J., Debacker, T., Piessens, K. & Sintubin, M., 2005. Anomalous topography of the Lower Palaeozoic basement in the Brussels Region, Belgium. Geologica Belgica, 8/4, 69-77.

Matthijs, J., 2006. Subcropkaart van de Paleozoïsche gesteenten in het zuiden van West-Vlaanderen. Studie uitgevoerd in opdracht van de Vlaamse overheid, afdeling Land en Bodembescherming, Ondergrond, Natuurlijke Rijkdommen, 15 pp., VITO-rapport 2006/MAT/R/006.

Matthijs, J., & Lagrou, D., 2007. Diepte- en diktekaarten van de Krijtsedimenten in Vlaanderen. Studie uitgevoerd in opdracht van de Vlaamse overheid, afdeling Land en Bodembescherming, Ondergrond, Natuurlijke Rijkdommen, 66 pp., VITO-rapport 2007/MAT/R/030.

Matthijs, J., 2008. Analyse en evaluatie van de bestaande geologische data voor de opbouw van een geologisch 3D-lagenmodel / Opbouw van een geologisch 3D-lagenmodel voor de sedimenten van het Krijt en het pre-Krijt. Studie uitgevoerd in opdracht van de Vlaamse overheid, afdeling Land en Bodembescherming, Ondergrond, Natuurlijke Rijkdommen, 55 pp., VITO-rapport 2008/MAT/R/084.

Matthijs, J., 2010. Opbouw van een geologisch 3D-lagenmodel: topografie. Studie uitgevoerd in opdracht van de Vlaamse overheid, afdeling Land en Bodembescherming, Ondergrond, Natuurlijke Rijkdommen, 17 pp., VITO-rapport 2010/SCT/R/014.

Matthijs, J., & Lagrou D., 2010. Opbouw van een geologisch 3D-lagenmodel: Lithostratigrafische indeling van de afzettingen uit het Krijt. Studie uitgevoerd in opdracht van de Vlaamse overheid, afdeling Land en Bodembescherming, Ondergrond, Natuurlijke Rijkdommen, 22 pp., VITO-rapport 2010/SCT/R/048

Matthijs, J., 2011. Opbouw van een geologisch 3D-lagenmodel: Quartair – exclusief de Kempen Groep en de Merksplas Formatie. Studie uitgevoerd in opdracht van de Vlaamse overheid, afdeling Land en Bodembescherming, Ondergrond, Natuurlijke Rijkdommen, 24 pp., VITO-rapport 2011/SCT/R/006

Matthijs, J., Lanckacker, T., De Koninck, R., Deckers, J., Lagrou, D. & Broothaers, M., 2013. Geologisch 3D lagenmodel van Vlaanderen en het Brussels Hoofdstedelijk Gewest - versie 2, G3Dv2. Studie uitgevoerd door VITO in opdracht van de Vlaamse overheid, Departement Leefmilieu, Natuur en Energie, Afdeling Land en Bodembescherming, Ondergrond, Natuurlijke Rijkdommen, VITO-rapport 2013/R/ETE/43.

Meyus, Y., De Smet, D., De Smedt, F., Walraevens, K., Batelaan, O. & Van Camp, M., 2000a. Hydrogeologische codering van de ondergrond in Vlaanderen. @wel 8 - water. http://www.wel.be

Meyus, Y., Batelaan, O., & De Smedt, F., 2000b. Concept Vlaams Grondwater Model (VGM), Technisch concept van het VGM, Deelrapport 1, Hydrogeologische Codering van de Ondergrond van Vlaanderen (HCOV): Rapport in opdracht van AMINAL, afdeling Water, Brussel, 57 pp.

Meyus,Y., Cools, J., Adyns, D., Zeleke, S.Y., Woldeamlak, S.T., Batelaan, O. & De Smedt, F., 2005. Hydrogeologische detailstudie van de ondergrond in Vlaanderen. Eindrapport. Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, Administratie Milieu-, Natuur-, Land- en Waterbeheer, Afdeling Water, 107 pp. + bijlagen.

Michon, L., Van Balen, R.T., Merle, O. & Pagnier, H., 2003. The Cenozoic evolution of the Roer Valley rift system integrated at a European scale. Tectonophysics, 367, 101-126.

Muchez, P., Viaene, W., Bouckaert, J., Conil, R., Dusar, M., Poty, E., Soille, P. & Vandenberghe, N., 1991. The occurrence of a microbial buildup at Poederlee (Campine Basin, Belgium): Biostratigraphy, sedimentology, early diagenesis and significance for early Warnantian paleogeography. Annales de la Société Géologique de Belgique, 113, 329-339.

Muchez, P. & Langenaeker, V., 1993. Middle Devonian to Dinantian sedimentation in the Campine Basin (northern Belgium): its relation to Variscan tectonism. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 20, 171-181.

Neal; J.E. & Hardenbol, J. 1998. Introduction to the Paleogene. In: Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins (eds P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P. R. Vail), 119–54. Society for Sedimentary Geology (SEPM), Special Publication 60.

Nyhuis, C.J., Riley, D. & Kalasinska, A., 2016. Thin section petrography and chemostratigraphy: integrated evaluation of an upper Mississippian mudstone dominated succession from the southern Netherlands. Netherlands Journal of Geosciences, 95/1, 3-22.

Peeters, L., 2014. Brusseliaan aquifer – Sables Bruxelliens. In: Dassargues, A. & Walraevens, K. (2014) (eds .), Watervoerende Lagen en Grondwater in België – Aquifères et Eaux Souterraines en Belgique, Academia Press, Gent, 83-104.

Piessens K., De Vos, W., Beckers, R., Vancampenhout, P.& De Ceukelaire, M., 200.: Opmaak van de pre-Krijt subcropkaart van het Massief van Brabant voor invoer in DOV, project VLA03-1.1, BGD, ANRE.

Pingot, J-L., 2012. Notice explicative de la carte géologique Landen, 33/5 et Hannut-Montenaken, 41/1- 2. Ministère de la Région Wallonne, D.G.R.N.E., Namur, 80 pp.

Reijmer, J., Ten Veen, J., Jaarsma, B., & Boots, R., 2017. Seismic stratigraphy of Dinantian carbonates in the southern Netherlands and northern Belgium. Netherlands Journal of Geosciences, 96(4), 353-379.

Rombaut, B., 2014. DHM, DEM-VLAKO en Quartair: afstemmen en uitbreiden in functie van H3D model. VITO-rapport 2014/ETE/R/016.

Rossa, H.G. 1986. Upper Cretaceous and Tertiary inversion tectonics in the western part of the RhenishWestphalian coal district (FRG) and in the Campine area (N. Belgium). Ann. Soc. géol. Belg., 109, 367- 410.

Rypens, J., Sintubin, M. & Dusar, M., 2004. Geometry and kinematics of the southwestern border fault system of the Roer Valley Graben (NE Belgium). KU Leuven & Belgische Geologische Dienst, 86 pp.

Sels, O., Claes, S. & Gullentops, F., 2001. Toelichtingen bij de Geologische kaart van België Vlaams Gewest 1 :50.000, Kaartblad 18-10 Maaseik + Beverbeek. Belgische Geologische Dienst en Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, Afdeling Natuurlijke Rijkdommen en Energie, Brussel.

Steurbaut, E., 1998. High-resolution holostratigraphy of Middle Paleocene to Early Eocene strata in Belgium and adjacent areas. Palaeontographica, Abt. A., Bd. 247, 191 -156.

Steurbaut, E., De Coninck, J., Roche, E. & Smith, T., 1999. The Dormaal Sands and the Paleocene/Eocene boundary in Belgium, *in* Thiry, M., and Aubry, M.-P., coor., Paleocene/Eocene boundary in Europe: Events and correlations. Bulletin de la Société Géologique de France, 170(2), 217-227.

Steurbaut, E., 2006. Ypresian. Geologica Belgica, 9/1-2, 73-93.

Steurbaut, E., 2015. Het Paleoceen: In: Geologie van Vlaanderen (ed. Borremans, M.), 117-125.

Steurbaut, E., 2015. Het Vroeg-Eoceen. In: Geologie van Vlaanderen (ed. Borremans, M.), 125-135.

Van Dalfsen, W., van Gessel, S. & Doornenbal, J.C., 2007. Velmod-2, TNO Report 2007-UR1272c, 97 pp.

Vancampenhout, P., De Ceukelaire, M., Dusar, M. & Declercq, P.Y., 2007. Aanpassen van de hydrogeologische kartering van de Ondergrond in Vlaanderen (HCOV); Onderzoeksopdracht voor de VMM, afdeling Operationeel Waterbeheer.

Vandenberghe, N., 1984. The subsurface geology of the Meer area in North Belgium and its significance for the occurrence of hydrocarbons. Journ. Petroleum Geolog., 7, 55-66.

Vandenberghe, N., Laga, P., Steurbaut, E.,Hardenbol, J. & Vail, P. R. 1998. Tertiary sequence stratigraphy at the southern border of the North Sea Basin in Belgium. In Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins (eds P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P. R. Vail), 119–54. Society for Sedimentary Geology (SEPM), Special Publication 60.

Vandenberghe, N., Brinkhuis, H. & Steurbaut, E., 2003. The Eocene/Oligocene boundary in the North Sea area: a sequence stratigraphic approach. In From greenhouse to icehouse – The Marine Eocene-Oligocene Transition (419-438). Colombia University Press, New York.

Vandenberghe, N., Harris, W.B., Wampler, J.M., Houthuys, R., Louwye, S., Adriaens, R., Vos, K., Lanckacker, T., Matthijs, J., Deckers, J., Verhaegen, J., Laga, P., Westerhoff, W. & Munsterman, D., 2014. The implications of K-Ar glauconite dating of the Diest Formation on the paleogeography of the Upper Miocene in Belgium. Geologica Belgica, 17, 161-174.

Vandenberghe, N., Laga, P., Louwye, S., Vanhoorne, R., Marquet, R., de Meuter, F., Wouters, K., Hagemann, H.W., 2005. Stratigraphic interpretation of the Neogene marine-continental record in the Maaseik Well (49W0220) in the Roer Valley Graben, NE Belgium. Memoirs of the Geological Survey of Belgium, 52. Geological Survey of Belgium: Brussel. 39 pp.

Vandenberghe, N., Van Simaeys, S., Steurbaut, E., Jagt, J. W. M. & Felder, P. J., 2004. Stratigraphic architecture of the Upper Cretaceous and Cenozoic along the southern border of the North Sea Basin in Belgium. Netherlands Journal of Geosciences, 83(3), 155-171.

Van den Haute, P., & Vercoutere, C., 1989. Apatite fission-track evidence for a Mesozoic uplift of the Brabant massif: preliminary results. Annales de la Société Géologique de Belgique, 112(2), 443–452.

Van Haren, T., De Koninck, R. & Broothaers, M., 2015. Thematisch delfstoffenmodel voor (niveo-) eolische leemvoorkomens in Vlaanderen. Studie uitgevoerd voor ALBON, VITO-rapport ETE/1310192-01/2015-0002, 37 pp.

Van Haren, T., Dirix, K. & De Koninck, R., 2017. Thematisch delfstoffenmodel - Zand- en grindafzettingen van Maas en Rijn in Vlaanderen. VITO-rapport 2017/RMA/R/1073.

Van Haren, T., Dirix, K., De Koninck, R., De Groot, C. and De Nil, K., 2016. An interactive voxel model for mineral resources: loess deposits in Flanders (Belgium). Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 167(4), 363-376.

Van Hulten, F.F.N, 2012. Devono-carboniferous carbonate platform systems of the Netherlands. Geologica Belgica, 15/4, 284-296.

Vanneste, C. & Hennebert, M., 2005. Notice explicative de la carte géologique Mouscron-Zwevegem, 29/5-6 et Templeuve-Pecq, 37/1-2. Ministère de la Région Wallonne, D.G.R.N.E., Namur, 59 pp.

Vanneste, C. & Hennebert, M., 2005. Notice explicative de la carte géologique Avelgem-Ronse n° 29/7-8 et Celles-Frasnes-lez-Anvaing n° 37/3-4. Ministère de la Région Wallonne, D.G.R.N.E., Namur, 52 pp.

Van Simaeys, S., 1999. Dinoflagellaten van de Ieperiaan-Lutetiaan overgang in het Belgisch Bekken. Scriptie voorgedragen tot het behalen van de graad van licentiaat in de Geologie, Universiteit Gent, 93 pp. + bijlagen.

Van Simaeys, S., De Man, E., Vandenberghe, N., Brinkhuis, H. & Steurbaut, E., 2004, Stratigraphic and palaeoenvironmental analysis of the Rupelian–Chattian transition in the type region: evidence from dinoflagellate cysts, Foraminifera and calcareous nannofossils: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 208, 31-58.

Van Tongeren, P.C.H., 2004. Nieuwe inzichten m.b.t. de geologie van het gebied Meeuwen - Rotem (noordoost Kempen). Studie uitgevoerd in opdracht van ANRE, VITO-rapport 2004/MAT/R/138.

Van Tongeren, P.C.H. & Pagnier, H.J.M., 1987. Onderzoeksresultaten van boring Geverik-1 (OPAC-studie Zuid-Limburg). Internal report 2144. Rijks Geologische Dienst (Heerlen).

Vercoutere C. & Van den Haute P., 1993. Post-Palaeozoic cooling and uplift of the Brabant massif as revealed by apatite fission-track analysis. Geological Magazine, 130(5), 639-646.

Vernes, R.W., Deckers, J., Bakker, M.A.J., Bogemans, F., De Ceukelaire, M., Doornenbal, J.C., den Dulk, M., Dusar, M., Van Haren, T.F.M., Heyvaert, V.M.A., Kiden, P., Kruisselbrink, A.F., Lanckacker, T., Menkovic, A., Meyvis, B., Munsterman, D.K., Reindersma, R., ten Veen, J.H., van de Ven, T.J.M., Walstra, J. & Witmans, N., 2018. Geologisch en hydrogeologisch 3D model van het Cenozoïcum van de Belgisch-Nederlandse grensstreek van Midden-Brabant / De Kempen (H3O – De Kempen). Studie uitgevoerd door VITO, TNO-Geologische Dienst Nederland en de Belgische Geologische Dienst in opdracht van Vlaams Planbureau voor Omgeving, Vlaamse Milieumaatschappij, TNO, Geologische Dienst Nederland, Nederlandse Provincie Noord-Brabant, Brabant Water, Programmabureau KRW/DHZ Maasregio.

Vernes, R.W., van Doorn, Th.H.M., Bierkens, M.F.P., van Gessel, S.F. & de Heer, E., 2005. Van Gidslaag naar Hydrogeologische eenheid, Toelichting op de totstandkoming van de dataset REGIS II. TNO-rapport NITG 05-038-B. Utrecht: TNO.

Verreussel, R.M.C.H., Munsterman, D.K., Bourouillec, R., Dybkjaer, K., Geel, C.R., Houben, A.J.P. & Kerstholt-Boegehold, S.J. 2018. Stepwise basin evolution of the Middle Jurassic–Early Cretaceous rift phase in the Central Graben area of Denmark, Germany and The Netherlands. In: Kilhams, B., Kukla, P.A., Mazur, S., Mckie, T.,Mijnlieff, H.F. & Van Ojik, K. (eds), Mesozoic Resource Potential in the Southern Permian Basin. Geological Society, London, Special Publications, 469.

Williamson, J.P., Chacksfield, B., McEvoy, F., & Pharaoh, T., 2004. Reinterpretation of gravity anomalies over the Brabant Massif in Southern Flandres (Belgium). Commissioned Report CR/04/215, British Geological Survey, Keyworth.

Wouters, L. & Vandenberghe, N., 1994. Geologie van de Kempen. Een synthese. NIRAS (Nationale Instelling voor Radioactief Afval en Verrijkte Splijtstoffen) (Brussel), 208 pp.

BEGRIPPENLIJST

Mijngebied:	Het geografische gebied binnen Vlaanderen (Provincie Limburg) waar gedurende de 20ste eeuw steenkool werd ontgonnen.
Breuklijn:	3D polylijn getekend op een verticaal profiel (2D seismische lijn) die aangeeft waar een breuk dit profiel snijdt.
Breukvlak:	3D vlak dat het verloop van een breuk weergeeft
Breukzone:	Een breuk die gesegmenteerd kan zijn (bestaande uit meerdere breukvlakken), maar als één tektonische entiteit werkt
Breuktraject:	Een 2D weergave van het verloop van een breuk in bovenaanzicht
Instantane snelheid:	De instantane snelheid (V_{inst}) is de snelheid op een specifieke diepte. Deze waarde varieert continu in de ondergrond, zowel verticaal als lateraal. Instantane snelheden worden typisch geleverd door sonic logs.
Interval-snelheid:	De intervalsnelheid (V_{int}) is de constante snelheid binnen eenzelfde laag. Binnen deze laag (n) varieert de intervalsnelheid dus niet, ze kan wel lateraal variëren. Op deze wijze verschilt de intervalsnelheid van de instantane snelheid, die zowel verticaal als lateraal verandert binnen één pakket. Intervalsnelheden kunnen afgeleid worden uit instantane snelheden of berekend worden op basis van afgeleide snelheden.
Gemiddelde snelheid:	De gemiddelde snelheid (V_{avg}) op een specifieke diepte is de diepte (ΔD) gedeeld door de tijd (ΔT) tot aan dit geologisch niveau. Deze waarde varieert zowel verticaal als lateraal in de ondergrond, maar kent een veel gradueler verloop dan de instantane snelheid. Checkshot en VSP-data leveren tijd-diepte koppels en kunnen daarom gezien worden als een bron van gemiddelde snelheden.
HCOV-kartering:	Opmaak van de HCOV-modellen door Meyus et al. (2005) en de herziening ervan door Vancampenhout et al. (2007)
VSP:	Vertical Seismic Profiling.
Well shoot:	Seismische data aan boringen die bekomen wordt door een geofoon in een boring te laten zakken en die akoestische signalen geschoten vanuit het oppervlakte laten registreren.

BIJLAGEN

Bijlage A: Beschrijving van de seismische kenmerken van de kapstokvlakken in het breukengebied
Bijlage B: Opmaak van de snelheidsmodellen
Bijlage C: Modeleenheden G3Dv3/H3D en hun correlatie
Bijlage D: Opmaak van DEM-VLAKOv2
Bijlage E: Opmaak van de deklagen
Bijlage F: Aandachtspunten en bekende fouten in de modellen
Bijlage G: Figuren basis en dikte G3Dv3- en H3D-modeleenheden (apart document)

Bijlage A BESCHRIJVING VAN DE SEISMISCHE KENMERKEN VAN DE KAPSTOKVLAKKEN IN HET BREUKENGEBIED

Hieronder volgt een opsomming van de seismische geïnterpreteerde horizons en hun kenmerken:

- Top Dinantiaan of basis Namuriaan (of gecombineerde basissen van de formaties van Chokier, Gottignies en eventueel Andenne; Figuur 2-10; Figuur 3-4 en Figuur 3-51)

Deze horizon vormt de overgang van een weinig reflectief seismisch facies met verspreid sterke reflecties (die overeenkomen met de kwartsietische zandsteenlagen in de Formatie van Andenne alsook de verkiezelde schieferlagen in de Formatie van Chokier) naar de transparante kalksteenlagen van de Kolenkalk. De overgang bestaat in het oosten van het Bekken van de Kempen steeds uit twee sterke reflecties (i.e. tweemaal een toename in impedantie) die overeenkomen met de overgang van schiefer naar kalkhoudende schiefer en uiteindelijk naar kalksteen. De onderste van deze reflecties is de sterkste en vormt de top van het Dinantiaan of basis van het Namuriaan. In het westen van het Bekken van de Kempen smelten deze twee reflecties samen tot één sterke reflectie (omdat de kalkhoudende schiefer dun of afwezig wordt). De reflecties van het bovenliggende Namuriaan vertonen vaak onlap op de reflector van de top van het Dinantiaan. Deze horizon werd in het westelijke deel van het Bekken van de Kempen geïnterpreteerd.

- Basis van het Westfaliaan of Formatie van Châtelet (basis Lid van Ransart; Figuur 2-10; Figuur 3-4 en Figuur 3-51)

Deze horizon wordt gekenmerkt door een sterk vervolgbare reflectie door het positieve impedantiecontrast tussen een mariene horizont (Sarnsbank Marine Band) en een onderliggend zandsteenpakket. Deze reflectie vormt de grens tussen het meer transparante seismisch facies van het Lid van Ransart en de onderliggende sterk variabele laag frequente reflecties binnen het Namuriaan. Deze reflector werd in het westelijke en centrale deel van het Bekken van de Kempen geïnterpreteerd.

- Basis van het Lid van Floriffoux (Formatie van Châtelet; Figuur 2-10)

Veelal volgt boven het seismische transparante facies van het Lid van Ransart een pakket van een viertal sterke reflecties. De onderste van deze vier reflecties komt overeen met de basis van het Lid van Floriffoux. Dit positieve impedantiecontract wordt gevormd door de overgang van een mariene kleiige horizont (Finefrau Nebenbank Marine Band) aan de basis van het Lid van Floriffoux naar een dikke zandsteenbank (>15m) aan de top van het onderliggende Lid van Ransart. Lokaal vormt deze horizon in het noordwesten van het Bekken van de Kempen een hoekdiscordantie met het onderliggende Lid van Ransart. Deze reflector werd in het westelijke en centrale deel van het Bekken van de Kempen geïnterpreteerd.

- Basis de Formatie van Charleroi (basis Lid van Mons; zie Figuur 2-10 en Figuur 3-5)

Veelal valt de basis samen met de overgang (boven naar onder) van een sterk reflectief pakket (Lid van Mons dat rijker is aan steenkool- en zandsteenlagen) naar een weinig reflectief pakket (bovenste helft van het onderliggende Lid van Floriffoux).

Op seismische campagnes met een hoge resolutie is ook een overgang zichtbaar van hoogfrequente reflecties (sterke ritmische afwisseling in het Lid van Mons dankzij de beter ontwikkelde en het frequenter voorkomen van steenkoollagen) naar laagfrequente reflecties van het Lid van Floriffoux. Deze reflector werd in het centrale deel van het Bekken van de Kempen geïnterpreteerd.

- Basis van het Lid van As (Formatie van Charleroi; zie Figuur 2-10 en Figuur 3-5)

Deze basis is op seismische lijnen moeilijk interpreteer- en vervolgbaar en kan daarom enkel betrouwbaar seismisch geïnterpreteerd worden in de buurt van boringen waarin het herkend werd. De (positieve) reflectie overeenkomstig deze basis valt meestal in het midden van het sterk reflectief pakket dat het Lid van Mons en het Lid van As bundelt en weerspiegelt een mariene horizont (Quaregnon marine band) bovenop een zandsteenlaag. Deze reflector werd in het centrale deel van het Bekken van de Kempen geïnterpreteerd.

- Basis van het Lid van Eikenberg (Formatie van Charleroi; zie Figuur 2-10 en Figuur 3-5)

Deze basis is op seismische lijnen moeilijk interpreteer- en vervolgbaar en kan daarom enkel betrouwbaar seismisch geïnterpreteerd worden in de buurt van boringen waarin het herkend werd. Veelal valt de basis samen met de overgang (van boven naar onder) van een iets transparanter pakket (Lid van Eikenberg) naar een iets reflectiever pakket (Lid van As uit de Formatie van Charleroi). Deze reflector werd in het centrale deel van het Bekken van de Kempen geïnterpreteerd.

- Basis van de Formatie van Flénu (basis van Lid van Meeuwen; Figuur 2-10)

Deze basis is op seismische lijnen moeilijk interpreteer- en vervolgbaar en kan daarom enkel betrouwbaar seismisch geïnterpreteerd worden in de buurt van boringen waarin het herkend werd. Veelal valt de basis samen met de overgang (van boven naar onder) van een iets sterker reflectief pakket (Formatie van Flénu) naar een minder reflectief pakket (Lid van Eikenberg uit de Formatie van Charleroi). Deze reflector werd in het oostelijke Bekken van de Kempen geïnterpreteerd.

- Basis van het Lid van Neerglabbeek (Formatie van Flénu; Figuur 3-3)

Deze basis is op seismische lijnen moeilijk interpreteer- en vervolgbaar en kan daarom enkel betrouwbaar seismisch geïnterpreteerd worden in de buurt van boringen waarin het herkend werd. De basis valt meestal samen met een iets sterkere reflectie midden in een seismisch minder reflectief pakket dat soms gekenmerkt wordt door interne downlap en toplap, wat kan wijzen op deltaïsche progradaties. Deze reflector werd in het oostelijke Bekken van de Kempen geïnterpreteerd.

- Basis van de Formatie van Neeroeteren (Figuur 3-3)

Deze basis is op seismische lijnen meestal eenvoudig te herkennen, omdat het seismisch facies van de uit dominant zandsteen bestaande Formatie van Neeroeteren duidelijk transparanter is dan dat van de onderliggende Formatie van Flénu. De basisreflector wordt dan ook gelegd op de eerste sterke reflectie onderaan het transparante pakket. Soms komt deze reflector overeen met een kleine hoekdiscordantie, wat wijst op een hiaat aan de basis van de zandstenen van de Formatie van Neeroeteren. Deze reflector werd in de Roerdalslenk en het oostelijke Bekken van de Kempen geïnterpreteerd.

- Basis van de Formatie van Helchteren (zie Figuur 3-3 en Figuur 3-5)

De basis van de Formatie van Helchteren vormt de top van eenheden van Carboon ouderdom. Vermits deze laatste sterk vervormd werden (door plooiing over een algemene O-W-as of breuken) voor de afzetting van de eerste, valt de basis van de Formatie van Helchteren algemeen samen met een hoekdiscordantie, die vooral op noord-zuid georiënteerde seismische lijnen duidelijk te observeren valt. De basis is een duidelijke positief impedantiecontrast in overeenstemming met de overgang naar sterker gecompacteerde zandstenen/kleistenen in afzettingen van Carboon ouderdom. Deze reflector werd in de Roerdalslenk en het oostelijke Bekken van de Kempen geïnterpreteerd.

- Basis van de Formatie van Sleen

Deze basis stelt een positief impedantiecontrast voor als overgang van (zachte) schalies naar pakketten die rijker zijn aan zand- en kalksteen. Het pakket boven de basis van de Formatie van Sleen (formaties van Sleen en Aalburg) is heel transparant, terwijl het pakket onder de basis van de Formatie van Sleen (formaties van Keuper en Muschelkalk) een sterke reflectiviteit heeft (zie ook Deckers, 2015). Vanwege het beperkte voorkomen, werd deze reflector enkel in de Roerdalslenk geïnterpreteerd.

- Basis Krijtgroep (zie Figuur 2-10; Figuur 3-3; Figuur 3-4; Figuur 3-5 en Figuur 3-51):

Deze reflector is op heel wat seismische lijnen duidelijk te interpreteren vanwege de sterke hoekdiscordantie tussen de bovenliggende intra-Krijtgroep reflecties en de onderliggende reflecties van eenheden van Mesozoïsche of Paleozoïsche ouderdom. In de Roerdalslenk en het oosten van het Bekken van de Kempen ligt deze reflector discordant op (naar het westen toe progressief ouder wordende) eenheden van Mesozoïsche ouderdom. Verder westelijk in het Bekken van de Kempen (waar eenheden van Mesozoïsche ouderdom afwezig zijn) ligt deze reflector discordant op het pakket van Carboon ouderdom.
Veelal stelt het een sterk positief impedantiecontrast voor vanwege de overgang naar hardere (of sterker gecompacteerde) gesteenten. Deze horizon komt in het gehele breukengebied voor.

- Top Krijtgroep (zie Figuur 2-10; Figuur 3-3; Figuur 3-4 en Figuur 3-5):

Deze top stelt een positief impedantiecontrast voor als overgang van zand/klei naar kalksteen. In het oosten van het breukengebied vormt de op een discordantie waarop de bovenliggende Formatie van Opglabbeek onlap vertoont (Deckers & Matthijs, 2014). In het uiterste westen van het breukengebied wordt deze reflectie minder duidelijk omdat deze interfereert met deze van de top van de bovenliggende Formatie van Heers. Deze horizon komt in het gehele breukengebied voor.

- Basis van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern (zie Figuur 2-10; Figuur 3-4; Figuur 3-5 en Figuur 3-5):

Deze horizon ligt grotendeels discordant op de onderliggende eenheden waardoor deze algemeen goed vervolgbaar is op seismische lijnen en dus met grote betrouwbaarheid geïnterpreteerd kon worden. De hoekdiscordantie wordt duidelijker in de richting van de rand van de Roerdalslenk, waar deze zowel op noord-zuid als oost-west georiënteerde seismische lijnen te observeren valt. Binnen de Roerdalslenk is deze vooral duidelijk te observeren op noord-zuid georiënteerde seismische lijnen (zie ook Deckers et al., 2016).

Door het discordant contact, en dus variabele onderliggende sedimenten, is de signatuur van de reflector van de basis van Sint-Huibrechts-Hern ook sterk variabel, wat de vervolgbaarheid lokaal bemoeilijkt. Naar het zuidoosten toe snijdt deze basisreflector deze van de Formatie van Kortrijk af. Deze horizon komt in het gehele breukengebied voor.

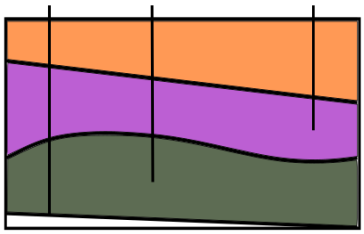
Bijlage B OPMAAK VAN DE SNELHEIDSMODELLEN

1. Soorten Snelheidsmodellen

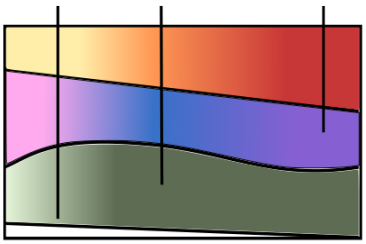
Er zijn zeer veer mogelijkheden om een model op te stellen dat seismische tijdswaarden omzet in dieptewaarden. De belangrijkste uitdaging hierbij is het vinden van de meest geschikte manier om puntobservaties met harde- of afgeleide snelheden om te zetten naar 2D snelheidsvlakken of een 3D snelheidskubus. In de meeste gevallen worden snelheden hierbij geanalyseerd en gemodelleerd binnen een aantal geologische pakketten, waarvan de grenzen gevormd worden door geïnterpreteerde seismische tijdsvlakken. De keuze voor de verdere aanpak wordt gestuurd door de beschikbaarheid van data, het gewenste detailniveau en de beschikbare tijd/budget. Onderstaand schema geeft een overzicht van een aantal veel gebruikte snelheidsbenaderingen, met toenemende graad van complexiteit.

Tabel B-1. Schematisch overzicht van soorten snelheidsbenaderingen.

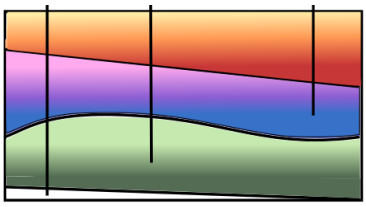
A.



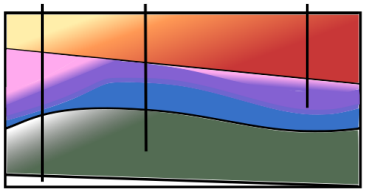
B.



C.



D.

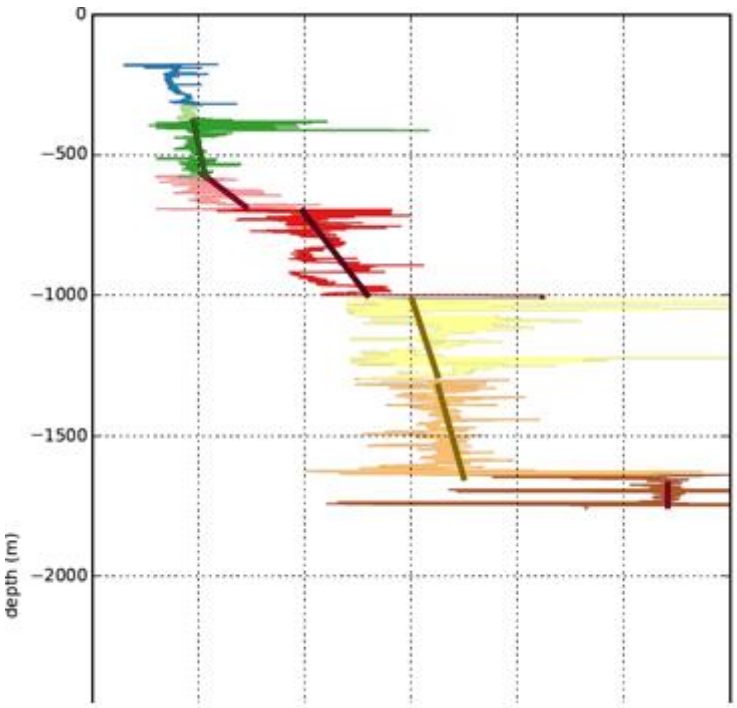


	Snelheidsvariatie per pakket	
	Lateraal?	Verticaal?
Constante intervalsnelheden	Neen	Neen
Intervalsnelheden op puntlocaties (boringen/logs) lateraal interpoleren	Ja	Neen
Snelheidstoename met diepte op basis van een analytisch model	Neen	Ja
Snelheidstoename met diepte op basis van een analytisch model + kalibratie met snelheden op puntlocaties	Ja	Ja

Het grote voordeel van modellen C. en D. is dat, indien een goed analytisch model kan worden opgesteld, snelheden met een grotere zekerheid kunnen voorspeld worden, ook op locaties met een lage densiteit aan snelheidsgegevens. Op deze manier verbeteren deze modellen aanzienlijk de zuiver statistische interpolatie van methode B. De grootste uitdaging voor deze complexere methodes is het opstellen van een geschikte analytische functie.

2. Lineaire snelheid-dieptefuncties

Aangezien diepte vaak de belangrijkste verklarende factor is voor snelheidsveranderingen, spitsen veel modellen zich toe op analytische functies die de toenemende snelheid met de diepte trachten te voorspellen. Een uitgebreid overzicht van mogelijke functies wordt gegeven door (Al-Chalabi, 1997), maar veruit de meest gebruikte functie is de lineaire toename van de snelheid met diepte, ook wel gekend als de “V0-k methode” (Kaufman, 1953; Marsden, 1992).
Deze methode is veel gebruikt omdat een lineair toenemende snelheid met diepte typisch wordt geobserveerd in sonic logs (Figuur B-1).



Figuur B-1. Voorbeeld van sonic log (x-as: snelheid, y-as: diepte) met een lineaire toename van de snelheid met diepte (Boring: BGD-code: 017W0265, DOV-proefnummer: kb8d17w-B312).

De algemene formule die deze snelheidstoename met diepte beschrijft is de volgende:

$$V_{inst} = V_0 + k.z = \frac{dz}{dt}$$

Met V_{inst} de instantane snelheid, V0 en k vaak omschreven als respectievelijk de initiële snelheid (m/s) en de compactiefactor (1/s)[1], z de diepte, t de (one way) tijd en dz/dt de differentiaal van de diepte met de tijd.
Om deze formule te herschrijven naar Z, zodat ze gebruikt kan worden om interpretaties in tijd om te zetten naar diepte dient deze functie geïntegreerd te worden. Hieruit volgt dan de algemene relatie[2]:

$$z = \frac{V_0}{k}.(e^{k.\Delta t} - 1)$$

Uit bovenstaande formule volgt dat, om seismische interpretaties van een bepaald pakket in tijd om te zetten naar diepte, enkel de parameters V_0 en k gekend dienen te zijn.

Indien de onderzochte geologische pakketten ruimtelijk perfect homogeen zijn zouden deze parameters kunnen berekend worden op basis van de individuele logs, aangezien de snelheid-diepte trend in elk van de logs analoog zou zijn. Bij deze methode wordt een lineaire fit gemaakt door de snelheidsdata van de sonic logs, en wordt de bijhorende lineaire functie afgeleid (Figuur B-2).

In de praktijk zijn pakketten echter zelden homogeen. Voor het huidige model is bijvoorbeeld gekend dat de pakketten van Carboon-ouderdom ruimtelijk sterk variëren qua lithologische samenstelling, dikte en begravingsgeschiedenis. Bovendien zijn secties regelmatig onvolledig. Dit heeft tot gevolg dat een rechtstreekse bepaling van V0 en k op basis van individuele sonic logs zou leiden tot onrealistische waarden.

Een veel gebruikte methode om hieraan tegemoet te komen is de Z_{mid}-V_{int} methode.

$$V_{int} = V_0 + k.z_{mid}$$

Deze methode werkt typisch als volgt:

1. Bereken per pakket de intervalsnelheid en het middelpunt van de laag (Figuur B-2, links en midden)
2. Combineer deze snelheid-diepte koppels op een Zmid-Vint plot en leidt hieruit één k-waarde af die geldig is voor het hele pakket (Figuur B-2, rechts)
3. Gebruik deze k-waarde om op elke locatie met snelheidsdata een gekalibreerde V0-waarde af te leiden
4. Interpoleer deze V0-punten tot een V0-kaart

[1] Dit is echter een oversimplificatie: V0 en k worden ook beïnvloed door andere fysische processen dan enkel de initiële snelheid en compactie. Meer uitleg: Al –Chalabi (2014), p307

[2] Meer specifiek: De dikte van de eerste laag kan dan gevonden worden door deze functie te integreren van het oppervlak tot een diepte z= z_{b1} met V1 de intervalsnelheid voor pakket 1.

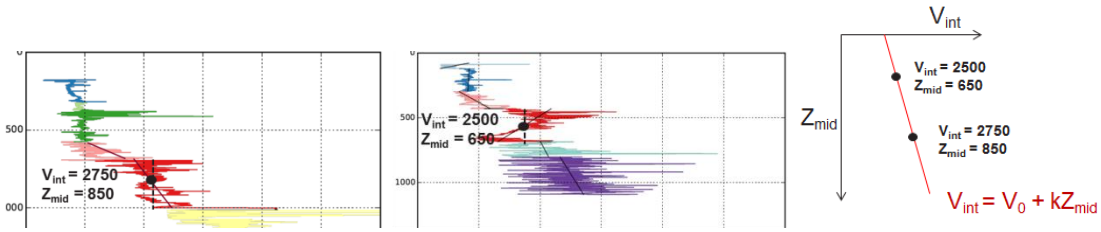
$$\Delta t_1 = \int_0^{z_{b1}} dt = \int_0^{z_{b1}} \frac{1}{V_1} dz = \frac{1}{k_1} \ln\left(\frac{1}{V_{0_1}}.k_1.z_{b_1} + 1\right)$$

Waaruit volgt:

$$z_{b_1} = \frac{V_{0_1}}{k_1}.(e^{k_1.\Delta t_1} - 1)$$

Op een analoge manier kan gevonden worden dat de basis van de tweede laag gegeven wordt door (Japsen, 1993):

$$z_{b_2} = \frac{V_{0_2}}{k_2}.(e^{k_2.\Delta t_2} - 1) + z_{b_1}.e^{k_2.\Delta t_2}$$



Figuur B-2. Schematische weergave van de Vint-Zmid methode (Boring links: BGD-code: 017W0265, DOV-proefnummer: kb8d17w-B312, boring rechts: BGD-code: 062E0290, DOV-proefnummer: kb25d62e-B294).

Aangezien in dit geval de k-waarde wordt gevonden door het samen beschouwen van alle sonics, is de gevonden waarde voor k robuuster en meer representatief voor het volledige pakket ten opzichte van k-waardes berekend op basis van individuele sonics. Een groot risico van deze methode is dat ze het effect van andere factoren dan de diepte op de snelheid kan maskeren. Een duidelijk voorbeeld hiervan is het effect van een verschil in begravingsgeschiedenis tussen verschillende sonics. Wanneer de huidige Zmid van een bepaalde sonic niet meer overeenkomt met de oorspronkelijke diepte, en dit verschil niet identiek is voor elke sonic, zal de zmid-vint methode foute k- en V0 waarden opleveren. Het is daarom van groot belang om de snelheidsdata die gebruikt worden om met deze methode een k-waarde af te leiden kritisch te evalueren en te selecteren.

Bijlage C MODELEENHEDEN G3DV3/H3D EN HUN CORRELATIE

Tabel C-1. Overzicht van de modeleenheden van het G3Dv3-model in de eerste vier kolommen met de namen van de formaties (kolom 3) en eventuele leden (kolom 4) en hun respectievelijke DOV-codes (kolommen 1 en 2). De overeenstemmende codes van de H3D-modeleenheden (hoofd-, sub- en basiseenheden uit de HCOVv2-codering) zijn in de laatste drie kolommen weergegeven. Indien modeleenheden niet formeel ingevoerd zijn als lid, worden ze 'ongedefinieerd' genoemd (bv. Ongedefinieerd lid van de Kiezeloöliet Formatie; zie paragraaf 3.3.3.5). Als formaties niet verder onderverdeeld konden worden in leden in bepaalde gebieden, worden ze als 'ongedifferentieerd' genoemd (bv. Ongedifferentieerd deel van de formaties van Lillo en Poederlee; zie paragraaf 3.3.3.3).

Code formatie G3D	Code lid G3D	Naam formatie G3Dv3	Naam lid G3Dv3	Code hoofd-eenheid H3D	Code sub-eenheid H3D	Code basis-eenheid H3D
A		Antropogeen		A0100	A0110	
0101Q_Gt	010101Q_GtAb	Gent	Achterbos		A0120	
	010102Q_GtDp		De Panne			
	010103Q_GtDi_GtTi_GtOg		Dilsen, Tisselt en Opgrimbie		A0150	A0151
						A0152
					A0160	A0161
						A0162
						A0163
						A0164
						A0165
0102Q_Vl	010201Q_VlCa_VlDu	Vlaanderen	Calais en Dunkerque		A0130	A0131
						A0132
						A0133
	010202Q_VlDh		De Haan			A0134
0103Q_Ab_Sk		Arenberg en Stokkem			A0140	
0104Q_Ve_Gm		Veldwezelt en Gembloux			A0150	A0153
0105Q_Lk_Ln_Zd		Lanklaar, Lanaken en Zutendaal			A180	A0181
						A0182
						A0183
						A0184
						A0185
						A0186
0106Q_St	010601Q_StLo	Sterksel	Lommel			A0187
	010602Q_StHa		Hamont			A0188
	010603Q_StBo		Bocholt			A0189
0107Q_Rb_Kh_Mb_Mx_Ag_Ow_El_Ot_Hz		Rozebeke, Kruishoutem, Meulebeke, Melle, Adegem, Oostwinkel, Eeklo, Oostende en Herzeele			A0170	
0108Q_We		Weelde		A0200	A0210	
0109Q_My		Malle			A0220	A0221
0201NE_Me		Merksplas				A0222
0202NE_Ml		Mol			A0230	A0231
0203NE_Kz	020301NE_KzX	Kiezeloöliet	Ongedefinieerd			A0232
	020302NE_KzBr		Brunssum			A0233
						A0234
						A0235
						A0236
						A0237
	020303NE_KzWb		Waubach			A0238
0204NE_Li_Pd	020401NE_LiX_Pd	Lillo en Poederlee	Ongedifferentieerd		A0220	A0226

Code formatie G3D	Code lid G3D	Naam formatie G3Dv3	Naam lid G3Dv3	Code hoofd-eenheid H3D	Code sub-eenheid H3D	Code basis-eenheid H3D
	020402NE_LiZa_LiMe		Zandvliet en Merksem			A0223
	020403NE_LiKr		Kruisschans			A0224
	020404NE_LiOo_LiLu		Oorderen en Luchtbal			A0225
0205NE_Kd_Kl		Kattendijk en Kasterlee			A0240	
0206NE_Di		Diest				A0251
0207NE_Di_Bb		Diest en Bolderberg				A0252
0208NE_Bb	020801NE_BbGe	Bolderberg	Genk			A0253
	020802NE_BbHo		Houthalen			
0209NE_Bc_Vo	020901NE_BcAn_BcZo_BcKi_Vo	Berchem en Voort	Antwerpen, Zonderschot en Kiel		A0250	A0254
	020902NE_BcEd		Edegem			
0301PA_Vo	030101PA_VoSo	Voort	Someren			A0255
	030102PA_VoVe		Veldhoven			A0256
	030103PA_VoVo		Voort			A0257
0302PA_Eg		Eigenbilzen				A0258
				A0300		A0301
0303PA_Bm	030301PA_BmBt	Boom	Boeretang			A0302
	030302PA_BmPu		Putte			A0303
	030303PA_BmTe		Terhagen			A0304
	030304PA_BmBw		Belsele-Waas			A0305
0304PA_Bi	030401PA_BiKe	Bilzen	Kerniel	A0400	A0410	
	030402PA_BiKs		Kleine Spouwen		A0420	
	030403PA_BiBe		Berg		A0430	A0431
0305PA_Bo	030501PA_BoKe	Borgloon	Kerkom			A0433
	030502PA_BoOb		Alden Biesen			A0434
	030503PA_BoHe_BoBt		Henis en Boutersem		A0440	A0441
0306PA_Zz	030601PA_ZzRu	Zelzate	Ruisbroek		A0430	A0432
	030602PA_ZzWa		Watervliet		A0440	A0442
	030603PA_ZzBa		Bassevelde		A0450	A0453
0307PA_Sh	030701PA_ShNe	Sint-Huibrechts-Hern	Neerrepen			A0451
	030702PA_ShGr		Grimmertingen			A0452
0308PA_Ma	030801PA_MaOd	Maldegem	Onderdijke	A0500		A0501
	030802PA_MaBu		Buisputten			A0502
	030803PA_MaZo		Zomergem			A0503
	030804PA_MaOn		Onderdale			A0504
	030805PA_MaUr		Ursel			A0505
	030806PA_MaAs		Asse			
	030807PA_MaWe		Wemmel	A0600	A0610	A0611
0309PA_Ld		Lede				A0612
0310PA_Br		Brussel			A0620	
0311PA_Aa	031101PA_AaOe	Aalter	Oedelem		A0630	A0631
	031102PA_AaBe		Beernem			A0632
0312PA_Ge	031201PA_GeAb_GeVl	Gentbrugge	Vlierzele en Aalterbrugge			A0633
	031202PA_GePi		Pittem	A0700		A0701
	031203PA_GeMe		Merelbeke			A0702
0313PA_Hy_Ge	031301PA_HyEg_GeKw	Hyon en Gentbrugge	Egem en Kwatrecht	A0800	A0810	
0314PA_Tt_Hy	031401PA_TtEk	Tielt en Hyon	Egemkapel		A0820	A0821
	031402PA_TtKo_HyMo		Kortemark en Mont-Panisel			A0822
0315PA_Mp		Mons-en-Pévèle		A0900		A0903
0316PA_Ko	031601PA_KoAa	Kortrijk	Aalbeke			A0901
	031602PA_KoRo		Roubaix			A0902
	031603PA_KoOr		Orchies			A0904
	031604PA_KoMh_KoZo		Mont-Héribu en Het Zoute			

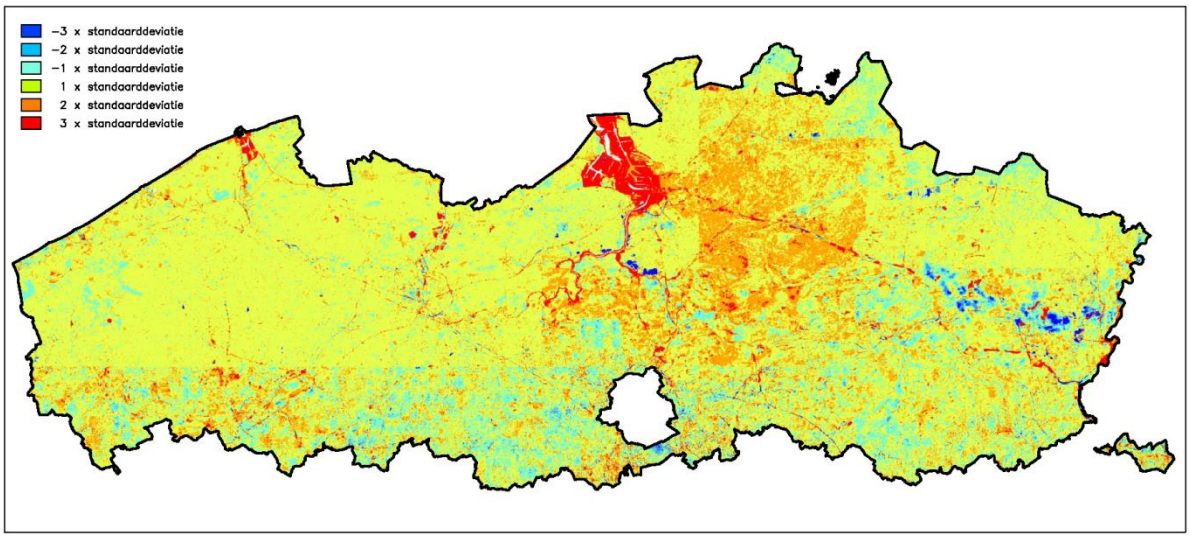
Code formatie G3D	Code lid G3D	Naam formatie G3Dv3	Naam lid G3Dv3	Code hoofd-eenheid H3D	Code sub-eenheid H3D	Code basis-eenheid H3D
0317PA_Ti	031701PA_TiKn	Tienen	Knokke	A1000	A1010	A1011
	031702PA_TiLo_TiDo		Loksbergen en Dormaal			A1012
0318PA_Hn	031801PA_HnGr	Hannut	Grandglise			A1013
	031802PA_HnCh_HnLi_HnHa		Chercq, Lincent en Halen		A1020	A1021
	031803PA_HnWa		Waterschei			A1022
	031804PA_HnBe		Beselare			
0319PA_Hs	031901PA_HsMa	Heers	Maaseik		A1030	A1031
	031902PA_HsGe		Gelinden			A1032
	031903PA_HsOr		Orp			A1033
0320PA_Op	032001PA_OpEi	Opglabbeek	Eisden			A1034
	032002PA_OpOp		Opoeteren			A1035
0321PA_Ho		Houthem		A1100		A1101
0401KR_Ma_Ku		Maastricht en Kunrade				A1102
0402KR_Ne_Do_Gu_Va_Be_Vg_Es_Ms		Nevele, Dorne, Gulpen, Vaals, Bernissart, Vert Galand, Esplechin en Maisière				A1103
0403KR_Ak		Aken				A1104
05JU_Aa_Sl		Aalburg en Sleen		A1200	A1210	
06TR_Ke_Mu_Ro_Bu_07PE_He		Keuper, Muschelkalk, Röt, Buntsandstein en Helchteren			A1220	
0801CA_We		Neeroeteren, Flénu, Charleroi en Châtelet		A1300	A1310	
0802CA_Na		Andenne, Chokier en Gottignies				
0803CA_Di		Dinantiaan			A1320	
09DE		Devoon			A1330	
10SI_11OR_12CM		Siluur-Ordovicium-Cambrium			A1340	

Bijlage D OPMAAK VAN DEM-VLAKOV2

D1. INLEIDING

Voor het G3Dv2-model werd een topografie van Vlaanderen en Brussel gecreëerd zonder menselijke artefacten, “DEM-VLAKO” genaamd. Het construeren van dit onaangetaste referentieniveau diende om via een opgemaakte diktekaart van het Quartair, de basis van dit Quartair te kunnen reconstrueren (Matthijs, 2011). DEM-VLAKO is hoofdzakelijk gebaseerd op de hoogtelijnen van de topografische kaarten op schaal 1/10.000 aangeleverd door het NGI, omdat deze kaarten dateren van voor de grootste menselijke ingrepen. De nauwkeurigheid van deze kaarten is afhankelijk van de equidistantie van de hoogtelijnen. Voor de noordelijke kaartbladen is de equidistantie 1,25 m en voor de zuidelijke kaartbladen 2,5 m. Voor een workflow van de constructie van het DEM-VLAKO en een analyse van de betrouwbaarheid van het model wordt verwezen naar Matthijs (2010).
Voor het huidige model werd er bij aanvang gewerkt met de werkelijke topografie van Vlaanderen en Brussel, inclusief menselijke artefacten, genaamd DHMV I (Digitaal Hoogtemodel Vlaanderen, versie I). DHMV II werd vanwege latere publicatie op het einde van dit project als topvlak van het model beschouwd, in plaats van DHMV I, en kon bij de hierbij beschreven opmaak van DEM-VLAKOv2 nog niet in acht worden genomen.

DEM-VLAKO en DHMV I Vlaanderen kennen duidelijke verschillen (zie Figuur D-1). Het merendeel van de grotere verschillen is te wijten aan menselijke artefacten, terwijl het grootste deel van de kleinere verschillen toegeschreven kunnen worden aan het verschil in gebruikte data om de topografische kaarten te creëren, verschillen in interpolatiemethodes voor het omzetten van kaarten naar rasters van 100x100 m en het verschil in de nauwkeurigheid van de gebruikte data. Voor DHMV I is de nauwkeurigheid in de orde van centimeters, terwijl voor DEM-VLAKO de nauwkeurigheid een stuk lager is, omdat deze gerelateerd is aan de equidistantie van de hoogtelijnen.
Om DEM-VLAKO binnen het huidige model alsnog te gebruiken, diende er daarom voor gezorgd te worden dat het compatibel werd met het DHMV I. In dit kader is een stappenplan opgesteld om DEM-VLAKO te optimaliseren en aan te passen waar conflicten optreden met het DHMV I Vlaanderen. De nieuwe, aangepaste versie van DEM-VLAKO wordt hierna DEM-VLAKOv2 genoemd.



Figuur D-1. De visualisatie van het verschil tussen het DEM-VLAKO en het DHM100 Vlaanderen aan de hand van de standaarddeviatie. Deze bedraagt 1,48 m.

D2. OPMAAK DEM-VLAKOV2

Op basis van de verschilkaart tussen DEM-VLAKO en DHM100 Vlaanderen in Figuur D-2werd een analyse gemaakt in welke gebieden DEM-VLAKO kan geoptimaliseerd worden en in welke gebieden het meest noodzakelijk is om het aan te passen. Hierbij werd gefocust op structurele fouten, lokale grotere verschillen en verschillen die kunnen leiden tot een grotere impact op het model. In grote lijnen kunnen de drie voornaamste types van aanpassingen onderscheiden worden: 1) structurele fouten te wijten aan NGI data, 2) mijninzakkingen en 3) Een wijzigend beeld van dagzomende pre-Quartaire formaties. Deze types aanpassingen aan DEM-VLAKO om het nieuwe DEM-VLAKOv2 te bekomen worden hieronder toegelicht. De workflow die voor deze aanpassingen gevolgd werd, is weergegeven in Figuur D-2.

Figuur D-2. Samenvatting van de doorgevoerde wijzigingen aan het DEM-VLAKO voor het bekomen van DEM-VLAKOv2.

D2.1. Structurele fouten te wijten aan NGI data

Op basis van het verschil tussen het DEM-VLAKO en DHM100 Vlaanderen werden in Matthijs (2010) twee bemerkingen gemaakt:

- Een eerste is de duidelijke grens tussen de zuidelijke en de noordelijke kaartbladen veroorzaakt door het verschil in equidistantie van de hoogtelijnen (1,25m in het noorden en 2,5m in het zuiden). Dit verschil is te wijten aan het verschil in reliëf.
- Een tweede is het hoofdzakelijk positieve verschil voor verschillende kaartbladen in de provincie Antwerpen door fouten in het maaiveldniveau van de NGI data.

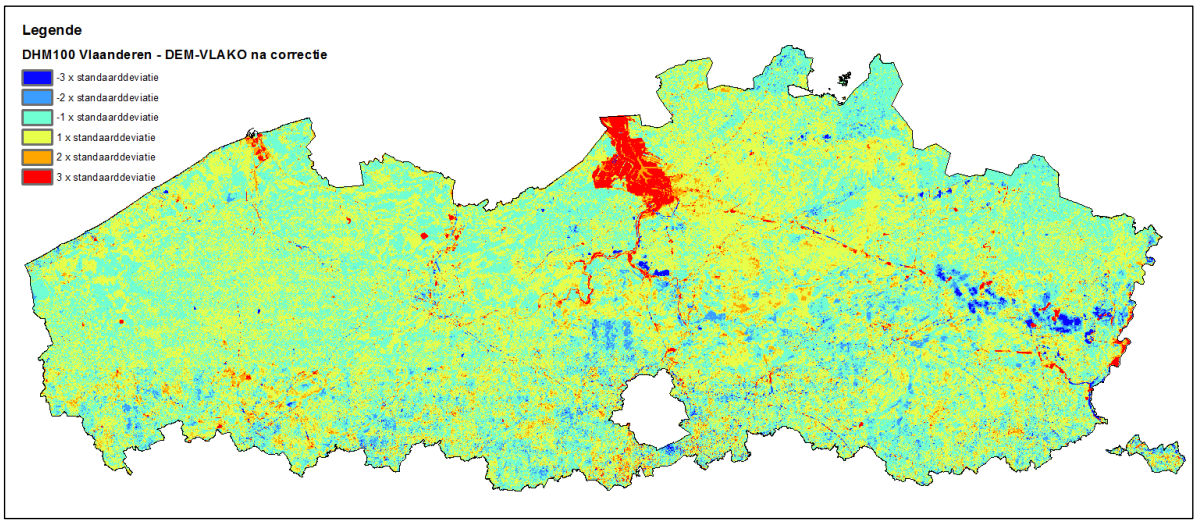
De eerste vaststelling is moeilijk op te lossen, maar de tweede werd wel aangepakt. Hiervoor werd eerst per kaartblad een analyse gemaakt van het verschil tussen DEM-VLAKO en DHM100 Vlaanderen. Uit deze analyse blijkt dat in totaal voor acht kaartbladen het verschil te groot is om verklaard te kunnen worden door menselijke artefacten (Tabel D-1). Voor vijf van deze acht kaartbladen moet DEM-VLAKO verhoogd worden en voor drie van de acht kaartbladen is een verlaging nodig. Voor kaartblad 16 is rekening gehouden met de ophoging van de haven van Antwerpen, waardoor dit kaartblad slechts met 0,6 m gecorrigeerd is in plaats van het gemiddelde verschil van 0,9 m.

Tabel D-1. Het gemiddeld verschil tussen DEM-VLAKO en DHM100 Vlaanderen voor de kaartbladen waarbij dit verschil groter was dan 0,05 m. Op basis van deze gemiddelde verschillen is per kaartblad een correctie doorgevoerd.

Nummer kaartblad	Gemiddelde hoogte DEM VLAKO (m TAW)	Gemiddelde hoogte DHM (m TAW)	Gemiddeld verschil (m)	Toegepaste correctie (m)
8	23,05	23,49	-0,44	0,4
16	12,83	13,73	-0,89	0,6*
23	15,72	16,12	-0,41	0,4
24	19,69	20,20	-0,51	0,5
28	31,83	31,97	-0,14	0,1
30	48,29	48,01	0,27	-0,3
31	49,19	49,03	0,17	-0,2
33	61,90	61,82	0,08	-0,1

* slechts 0,6 i.p.v. 0,9 toegepast vanwege de ophoging van de Antwerpse haven die ook een deel van het verschil verklaart

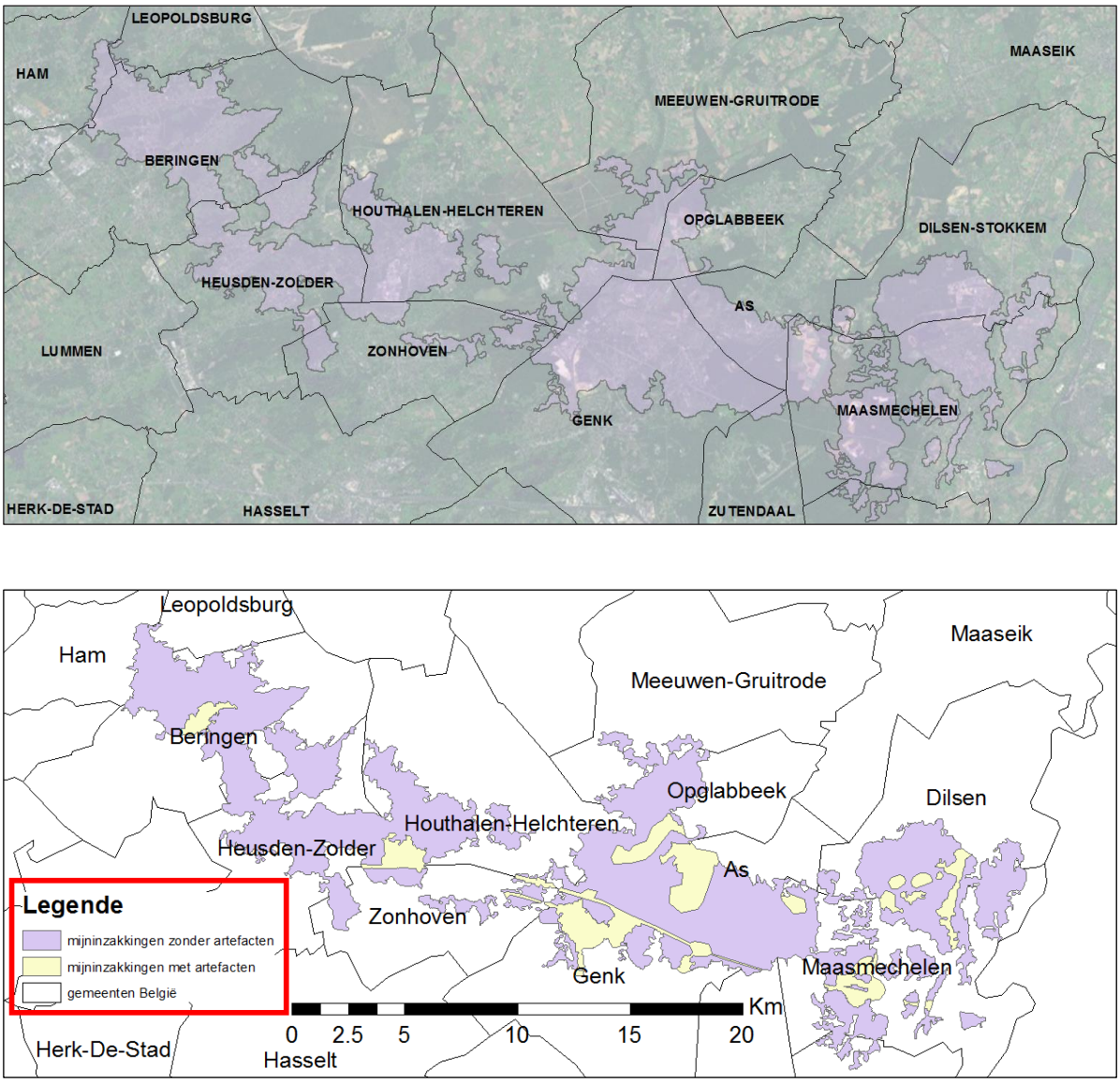
Het effect van deze correcties op het verschil tussen DHM100 Vlaanderen en DEM-VLAKO na correctie is weergegeven in Figuur D-3. Uit de vergelijking tussen Figuur D-1 en Figuur D-3 blijkt duidelijk het effect van de toegepaste correcties op bepaalde kaartbladen, en dan vooral de kaartbladen in de provincie Antwerpen. De standaarddeviatie van de verschillen is tevens verkleind van 1,48 m naar 1,41 m.



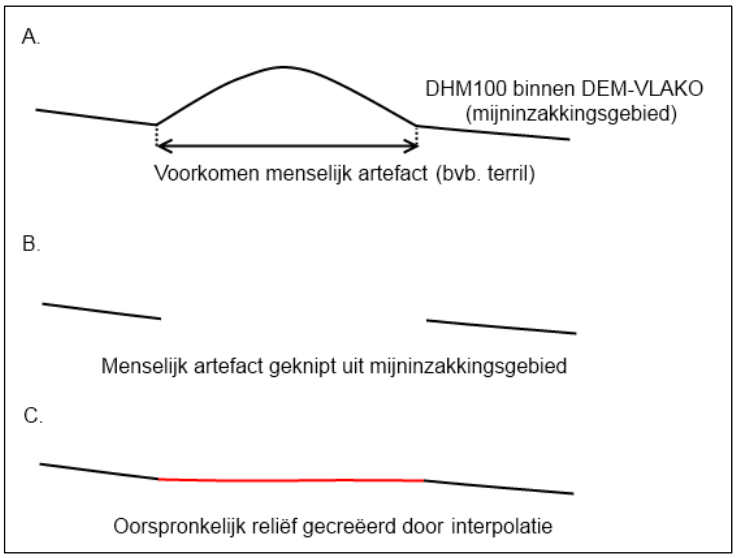
Figuur D-3. De visualisatie van het verschil tussen het DEM-VLAKO en het DHM100 Vlaanderen aan de hand van de standaarddeviatie na correctie van 8 kaartbladen. De standaarddeviatie bedraagt 1,40 m.

D2.2. Mijninzakkingen

In Figuur D-1 zijn behalve de grote verschillen veroorzaakt door de ophoging van de havens van Antwerpen en Zeebrugge, ook opvallend grote verschillen zichtbaar in het centrum van de Provincie Limburg. Deze verschillen zijn veroorzaakt door het feit dat in vroegere mijngebieden grondwater werd afgepompt om de mijnen droog te houden. Deze afpompingen hebben geleid tot een bodemdaling, nu bekende als mijninzakkingen. Het Quartair is in deze regio's onaangetast gebleven, maar dus wel ingezakt. Het gehele beeld van de ondiepe geologie is er dus gewijzigd. We kiezen ervoor om hier lokaal de topografie van het meer recente DHM100 Vlaanderen voorrang te verlenen op deze van de op oude hoogtelijnen gebaseerde DEM-VLAKO. Binnen deze mijngebieden moet dan wel nog een correctie plaatsvinden voor de menselijke artefacten.
Hiervoor werden eerst de mijninzakkingsgebieden afgebakend door het construeren van polygonen op basis van de 0,5 m contour van het verschil tussen DEM-VLAKO en DHM100 Vlaanderen. Deze polygonen zijn daarna aangepast op basis van een vergelijking met de mijngebieden zelf. De resulterende polygonenset is weergegeven in Figuur D-3. Binnen deze polygonen is dan DEM-VLAKO vervangen door DHM100 Vlaanderen.
Echter zijn binnen deze polygonen ook menselijke artefacten aanwezig in het DHM100 Vlaanderen die niet mogen meegenomen worden in DEM-VLAKO. Hiervoor is een bijkomende correctie uitgevoerd. Door het screenen van luchtbeelden (AeroGRID) in de regio van de mijninzakkingspolygonen was het mogelijk om menselijke artefacten te detecteren (zie Figuur D-3). De gebruikte luchtbeelden zijn beschikbaar via de ArcGIS Map Service onder de naam 'World Imagery' en hebben een resolutie van 1 m.
Eens de gebieden met menselijke artefacten binnen de regio met mijninzakkingen bepaald waren (zie Figuur D-4b), is ervoor gekozen om de polygonen met menselijke artefacten uit het gewijzigde DEM-VLAKO-raster te knippen. Deze 'lege' gebieden zijn daarna opnieuw opgevuld door het geknipte DEM-VLAKO te interpoleren via triangulatie. Deze werkwijze is geïllustreerd in Figuur D-5.



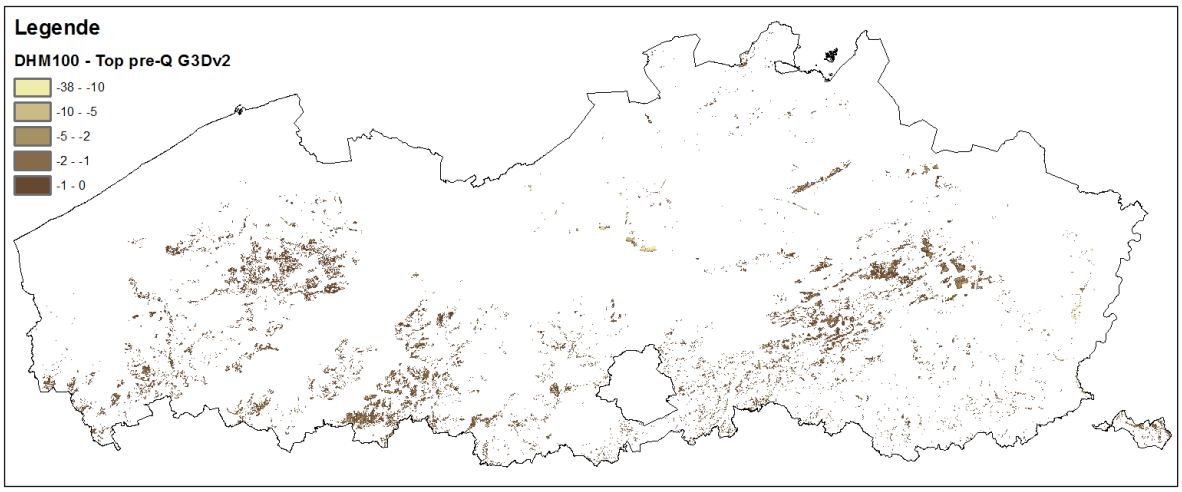
Figuur D-4. (a) De gebieden in centraal Limburg waarbinnen mijninzakkingen hebben opgetreden of lokaal nog steeds optreden met bijhorende gemeentegrenzen en satellietbeeld. (b) Op basis van het satellietbeeld is onderscheid gemaakt tussen de inzakkingsgebieden waar menselijke artefacten aanwezig zijn en waar geen menselijke artefacten aanwezig zijn.



Figuur D-5. Workflow om menselijke artefacten te verwijderen binnen de mijninzakkingsgebieden. Dit zijn gebieden waar DHM100 Vlaanderen DEM-VLAKO overschreven heeft.

D2.3. Een wijzigend beeld van dagzomende pre-Quartaire formaties

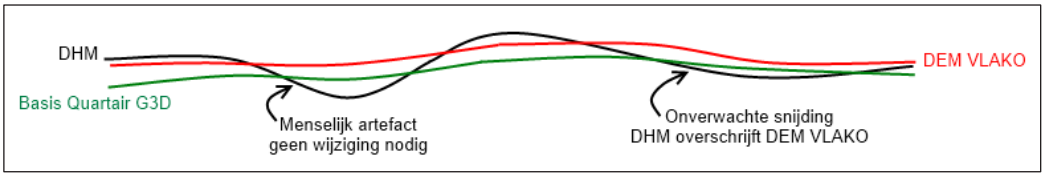
De top van het pre-Quartair uit het G3Dv2-model bestond uit een combinatie van de basis Quartair (waar Quartair aanwezig is) en DEM-VLAKO (waar pre-Quartair aan de oppervlakte komt). Het DHM100 Vlaanderen snijdt echter lokaal in deze top van het pre-Quartair. Figuur D-6 geeft de zones aan waar dit het geval is, en DHM Vlaanderen dus onder top pre-Quartair ligt.



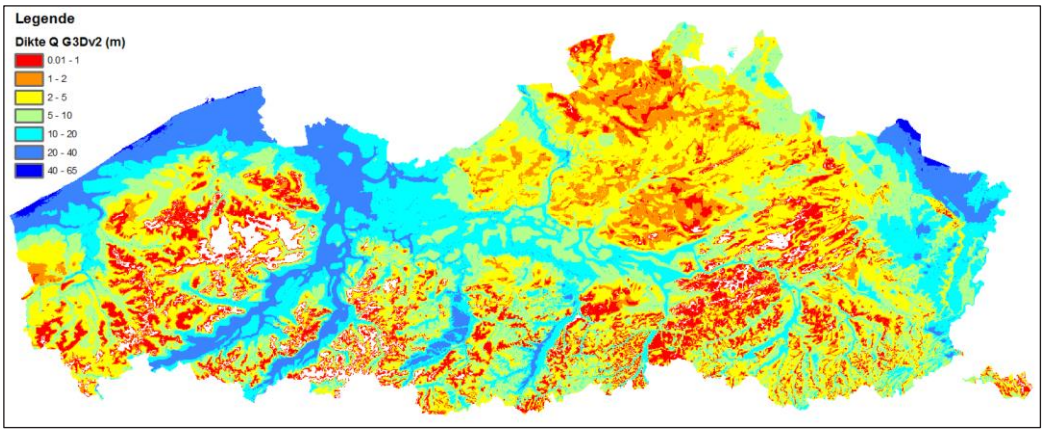
Figuur D-6. Een visualisatie van de gebieden waar DHM100 Vlaanderen snijdt in het pre-Quartair. Ook de diepte van deze insnijdingen is weergegeven (in m). De kaart is bekomen door het verschil te maken tussen DHM100 Vlaanderen en de top van het pre-Quartair van het G3Dv2 model.

De insnijdingsgebieden in Figuur D-6 zijn het resultaat van twee fenomenen die weergegeven zijn in onderstaande Figuur D-8:

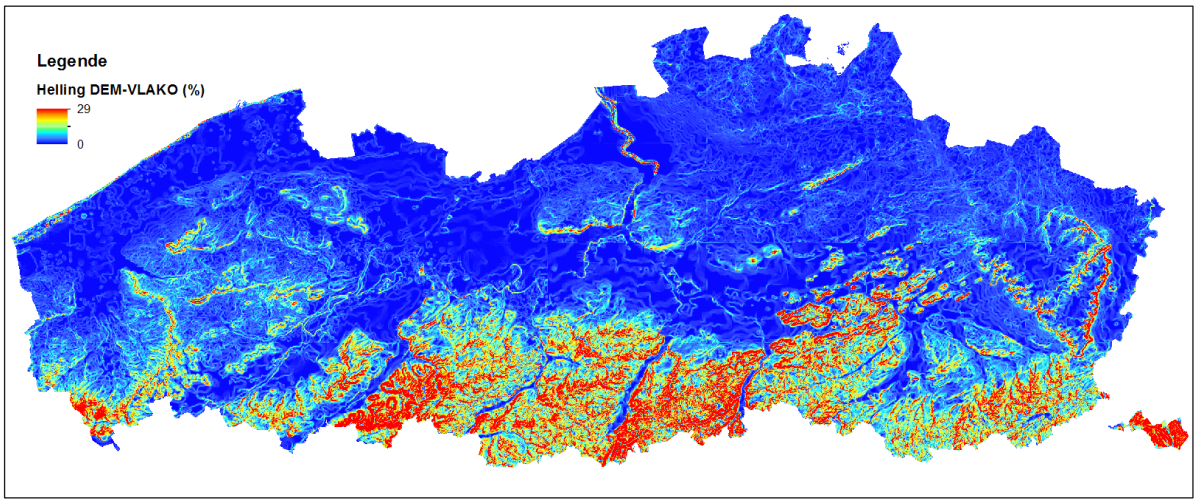
1) Enerzijds kunnen ze te wijten zijn aan een verlaging van de topografie door menselijk ingrijpen. Deze aanpassingen dienen niet in het DEM-VLAKOv2 overgenomen te worden.
2) Anderzijds kunnen de insnijdingen te wijten zijn aan verschillen tussen beide topografiemodellen (DEM-VLAKO en DHM100 Vlaanderen). Deze aanpassingen dienen wel in het DEM-VLAKOv2 overgenomen te worden. Hierin zijn twee voorname gebieden te onderscheiden:
    a. De insnijdingsgebieden weergegeven in Figuur D-7 komen grotendeels overeen met regio's waar het Quartair afwezig is en/of waar de dikte van het Quartair beperkt is. De reden hiervoor is dat een beperkt verschil tussen DEM-VLAKO en DHM100 Vlaanderen sneller voor een insnijding zal zorgen in de top van het pre-Quartair. De diktekaart van het Quartair van het G3Dv2 model is weergegeven in Figuur D-9. Een vergelijking tussen de insnijdingsgebieden in Figuur D-7 en de gebieden waar het Quartair dun of afwezig is in Figuur D-9 toont de overeenkomst.
    b. Een andere goede correlatie bestaat tussen de insnijdingsgebieden uit Figuur D-7 en zones waar een sterk reliëf aanwezig is in het zuiden van Vlaanderen. Dit kan verklaard worden door de grotere onnauwkeurigheid van DEM-VLAKO in de Vlaamse heuvelgebieden door de grotere equidistantie tussen de hoogtelijnen waarop DEM-VLAKO gebaseerd is. Daarbovenop is het risico op digitalisatiefouten bij dicht bij elkaar liggende hoogtelijnen een stuk groter en zal de interpolatiemethode om de gedigitaliseerde isohypsenkaart om te zetten naar een dikteraster meer afwijking vertonen in regio's met een sterk reliëf (binnen één rastercel van 100m bij 100m kunnen meerdere hoogtelijnen voorkomen, dus de afwijking van het raster met de werkelijkheid kan lokaal groter zijn). Een kaart met de hellingsgraden van DEM-VLAKO is toegevoegd in Figuur D-9 en toont een goede overeenkomst met de insnijdingsgebieden in Figuur D-7.



Figuur D-7. De mogelijke snijdingen tussen Top pre-Quartair G3Dv2 en DHM100 Vlaanderen.



Figuur D-8. De diktekaart van het Quartair van het G3Dv2 model.

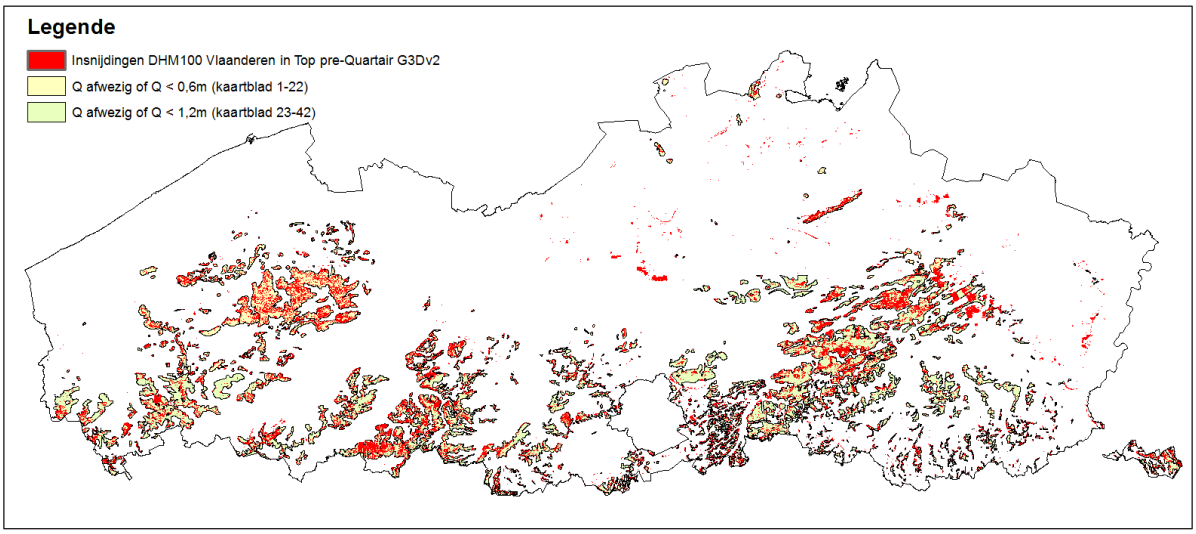


Figuur D-9. De hellingsgraad van de DEM-VLAKO topografie.

Uit Figuur D-7 blijkt dat de snijdingsgebieden erg versnipperd zijn. Voor elk gebiedje apart nagaan of de insnijding al dan niet veroorzaakt is door menselijke invloed zou heel tijdrovend zijn, waardoor eerder naar manieren gezocht werd om vele van deze versnipperde gebieden samen te kunnen voegen. Hiervoor is rekening gehouden met de oorzaak van deze snijdingsgebieden. De meeste snijdingsgebieden komen namelijk voor in regio's waar DEM-VLAKO en top pre-Quartair dicht bij elkaar liggen of samenvallen, of anders gezegd in regio's waar Quartaire afzettingen erg dun of afwezig zijn.
Uit het bovenstaande kan men afleiden dat vanaf een bepaalde diktecontour van het Quartair de meeste snijdingsgebieden binnen de polygonen zullen vallen begrensd door deze contourlijnen. Op basis van een vergelijking van de snijdingsgebieden met verschillende diktecontouren blijkt dat dit reeds het geval is vanaf een diktecontour die ongeveer de helft van de nauwkeurigheid van DEM-VLAKO is. De vergelijking tussen de snijdingsgebieden en de gebieden binnen deze diktecontouren is weergegeven in Figuur D-11.

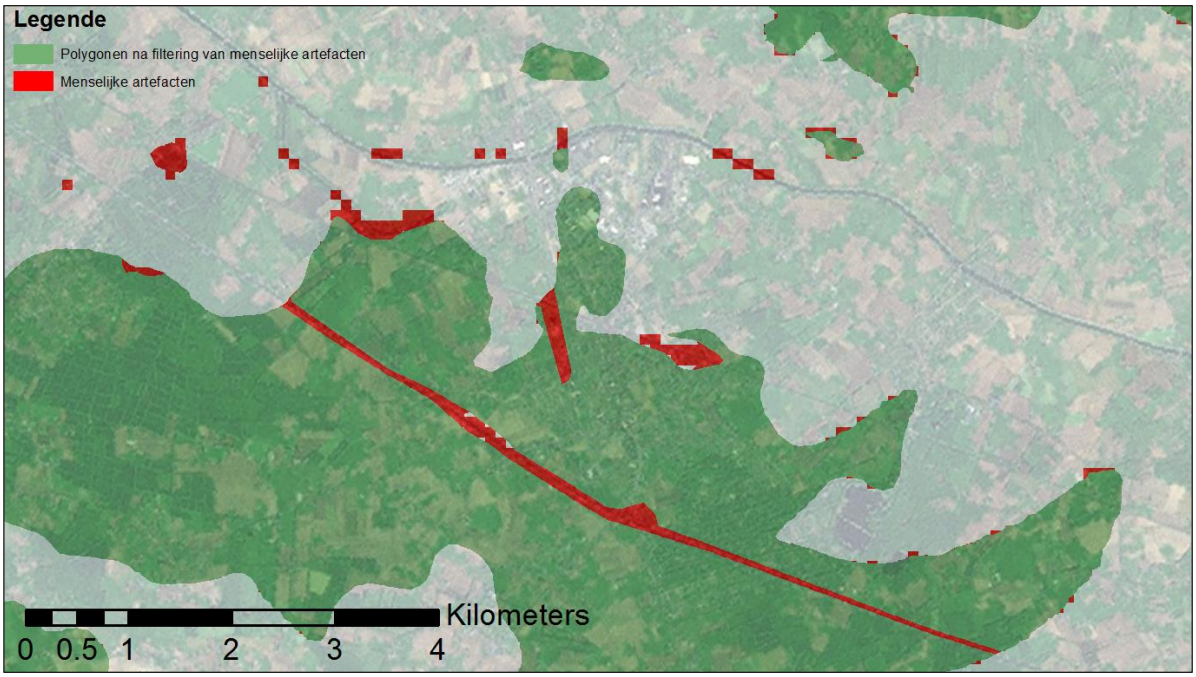
De verschillende polygonensets in Figuur D-11 zijn:

- De gebieden waar DHM100 Vlaanderen en Top pre-Quartair G3Dv2 snijden met elkaar;
- De gebieden waar het Quartair afwezig is in combinatie met de gebieden waar de dikte van het Quartair minder dan 0,6 m is van kaartblad 1 tot 22 (nauwkeurigheid DEM-VLAKO: 1,25 m) en minder dan 1,2 m is van kaartblad 23 tot 42 (nauwkeurigheid DEM-VLAKO: 2,5 m).



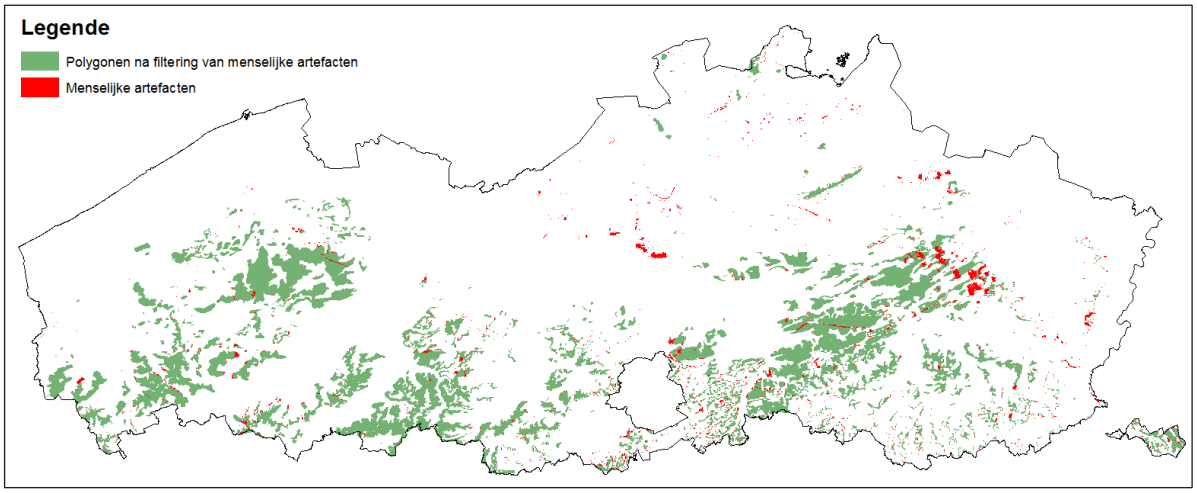
Figuur D-10. De kaart toont de overeenkomst tussen de insnijdingsgebieden enerzijds en de gebieden waar Quartair afwezig of dun is anderzijds.

De polygonen uit Figuur D-10 zijn allemaal gecombineerd tot één polygonenset. Deze polygonenset is daarna vergeleken met satellietbeelden om de zones met menselijke uitgravingen, zoals groeves, kanalen, tunnels e.a., te kunnen onderscheiden van deze zonder uitgravingen. Deze oefening is gelijkaardig aan diegene die uitgevoerd is bij de mijninzakkingsgebieden (zie hierboven). In Figuur D-11 is ingezoomd op een gebied binnen Vlaanderen om aan te tonen hoe de vergelijking tussen de polygonen en het satellietbeeld gemaakt is.



Figuur D-11. De vergelijking van het satellietbeeld met de overblijvende polygonen na filtering van menselijke artefacten voor een gebied binnen Vlaanderen.

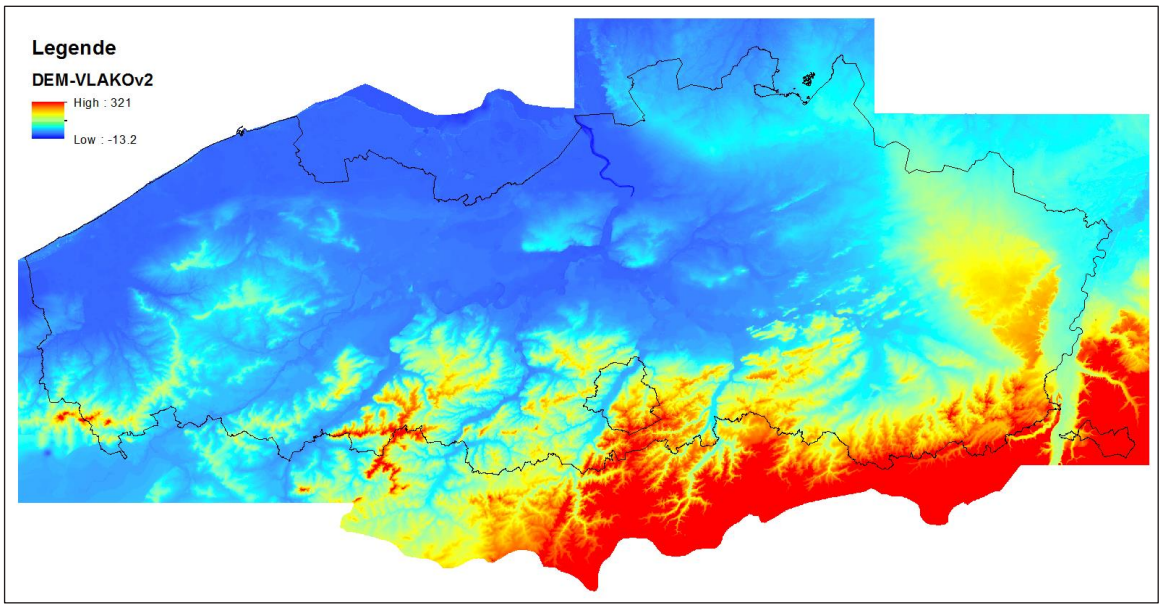
De resulterende polygonenset na verwijdering van de gebieden met menselijke artefacten is weergegeven in Figuur D-12. Deze polygonenset stelt de gebieden voor waarbinnen DEM-VLAKO overschreven is door DHM100 Vlaanderen.



Figuur D-12. De resulterende polygonen na filtering van menselijke artefacten. Binnen de groene gebieden is DEM-VLAKO overschreven door DHM100 Vlaanderen.

D3. RESULTAAT DEM-VLAKOV2

Het resultaat van bovenstaande stappen heeft geleid tot een verbeterde versie van DEM-VLAKO. Het nieuwe DEM-VLAKOv2 is weergegeven in Figuur D-13.



Figuur D-13. Een combinatie van een geoptimaliseerd DEM-VLAKO en in mindere mate DHM100 Vlaanderen vormen samen DEM-VLAKOv2 binnen Vlaanderen en Brussel. Buiten Vlaanderen is de top van het HCOV-model (versie 2007) overgenomen.

Bijlage E OPMAAK VAN DE DEKLAGEN

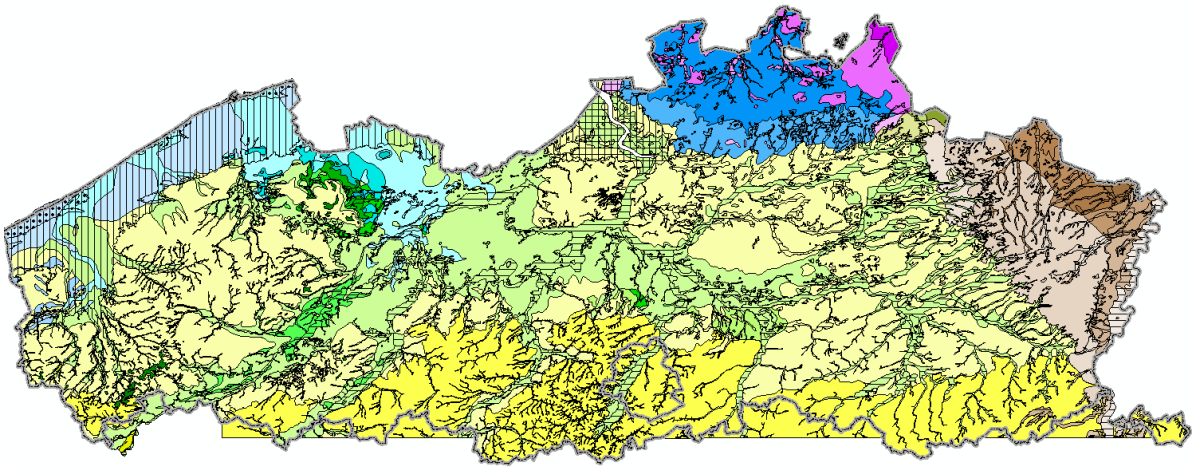
E1. INLEIDING

In Vlaanderen komen verschillende eolische sedimenten voor die tijdens het Quartair afgezet werden. Hieronder vallen zowel de recente (Holocene) kust- en landduinen alsook de oudere (Laat-Pleistocene) niveo-eolische deklagen. Deze bijlage omvat een bespreking van de modellering van deze oudere niveo-eolische deklagen.
De deklagen vallen, op basis van hun lithologie, onder te verdelen in drie noord-zuid-gerichte gordels. In het noorden van Vlaanderen bestaat de deklaag uit zanden, terwijl in het zuiden de deklaag bestaat uit leem. Tussenin bevindt zich nog een overgangszone met zandleemafzettingen. In paragraaf E.2 van deze bijlage wordt toegelicht hoe deze drie verschillende types dekzanden onderscheiden werden.
De deklagen zijn prominent aanwezig over een groot deel van Vlaanderen, met uitzondering van de laaggelegen gebieden als de polders en alluviale vlaktes. Waar de deklagen voorkomen, rusten zij in het grootste deel van zuidelijk Vlaanderen rechtstreeks op het pre-Quartair, met name meestal het Paleogeen of het Neogeen. Bij de modellering van de deklagen kon in deze regio's dan ook simpelweg de basis van het niet-tabulaire Quartair gebruikt worden.
In het noorden van Vlaanderen rusten de deklagen echter voornamelijk op oudere Quartaire afzettingen. Deze oudere sedimenten waren nog niet reeds gemodelleerd in het G3Dv2-model. Daarom diende er in deze regio's een nieuw model opgesteld te worden waarin een onderscheid gemaakt wordt tussen de lemige dekzanden en ouder Quartair, passend binnen de bestaande grenzen van het niet-tabulaire Quartair. In paragraaf E.3 van deze bijlage wordt de methodologie toegelicht waarop de dekzanden in deze gebieden gemodelleerd werden.

E2. GEOGRAFISCH ONDERSCHEID VOORKOMEN VAN TYPES DEKLAGEN

In deze paragraaf wordt toegelicht hoe de voornaamste types deklagen, namelijk het zand, zandleem en leem geografisch onderscheiden werden binnen Vlaanderen:

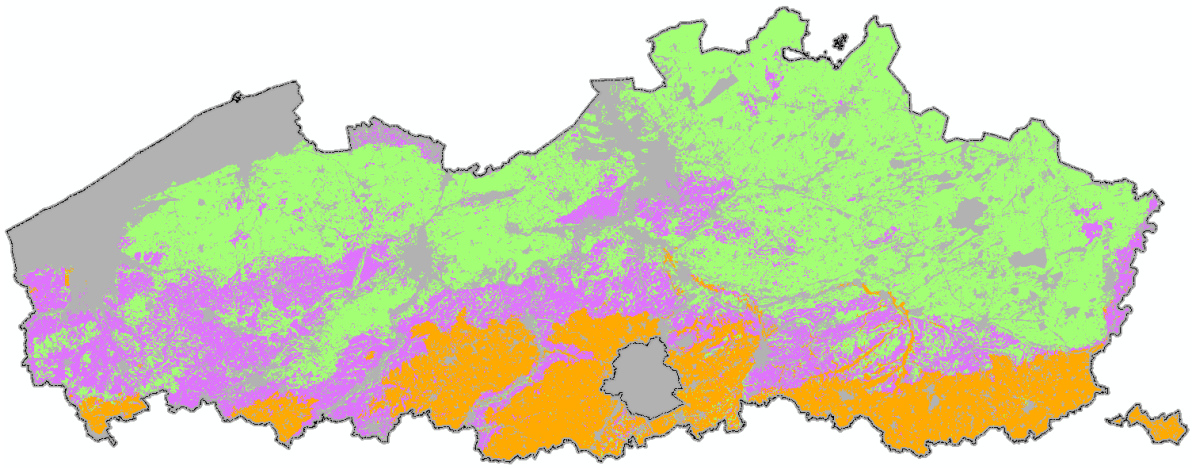
- De grens tussen de zandleemgordel en de regio waar typisch leem voorkomt werd overgenomen uit de samengestelde Quartairgeologische kaart (Bogemans, 2005; grens tussen lichtgeel en donkergeel op). Tijdens het opstellen van het Thematisch delfstoffenmodel voor (niveo-)eolische leemvoorkomens in Vlaanderen werd deze grens evenwel lokaal aangepast.



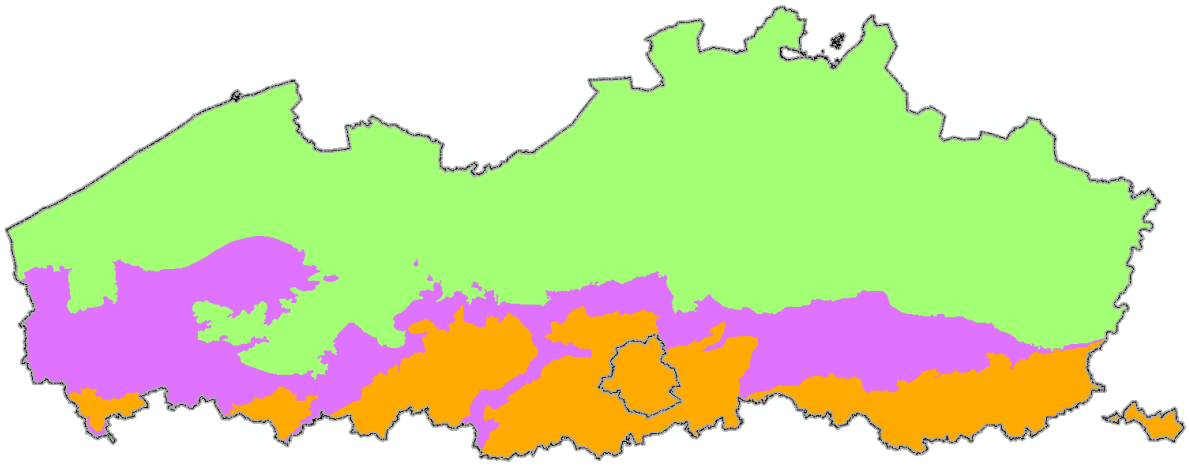
Figuur E-1. Samengestelde Quartairgeologische kaart voor Vlaanderen (Bogemans, 2005).

- De grens die de overgangszone van zand naar zandleem weergeeft, kon in het oosten ook overgenomen worden uit Bogemans (2005), maar ontbrak hierin nog in het centrum en westen van Vlaanderen, waar deze daarom nog opgesteld diende te worden. Omdat er geen reeds geïnterpreteerde boorbeschrijvingen voor de deklagen beschikbaar waren via DOV, werd geopteerd om te werken met de originele “Quartairtabellen”. In deze tabellen werden de interpretaties weergegeven zoals ze gebruikt werden bij het opstellen van de Quartairgeologische kaart door Bogemans (2005). Deze “Quartairtabellen” zijn, met uitzondering van een klein aantal kaartbladen, beschikbaar voor het gehele Vlaamse grondgebied. Eerst werden daarvoor de geïnterpreteerde boorgegevens uit de Quartairtabellen geplot, waarbij de locaties waar zandleem was aangetroffen duidelijk konden worden onderscheiden van de locaties waar zand was aangetroffen. Daarnaast werd de bodemkaart geraadpleegd. De bodemkaart is immers onder andere ingedeeld in een gebied met voornamelijk leembodems, zandleembodems en zandbodems. Zoals uit Figuur E-2 blijkt kon de bodemkaart niet zomaar worden overgenomen, aangezien het werkelijke beeld op de bodemkaart geregeld verstoord wordt door grote agglomeraties (o.m. Antwerpen, Gent), alluviale afzettingen (o.m. Schelde, Maas) en doordrukken van dagzomende Paleogene klei in (o.m. omgeving Boom). Desalniettemin bleek dat op een gecombineerde manier (dus werkend met zowel de boringen als met de bodemkaart) een nieuwe grens tussen de zandige en de zandlemige deklagen viel aan te duiden, die vaak enigszins verband hield met het reliëf.

De combinatie van beide grenzen resulteerde uiteindelijk in een op lithologie van de deklagen gebaseerde opdeling van Vlaanderen in drie verschillende zones zoals weergegeven in Figuur E-3.



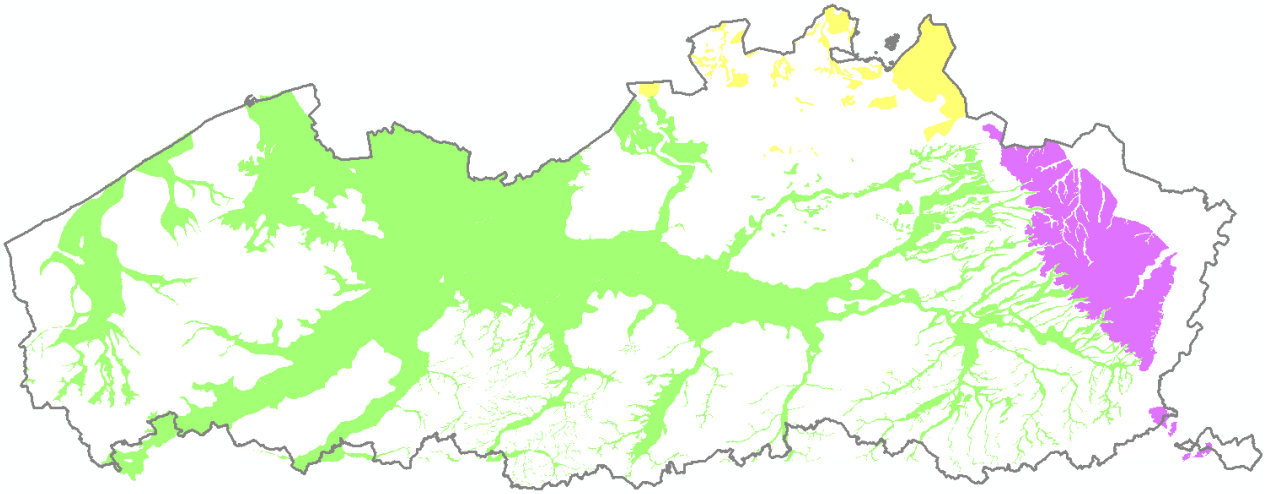
Figuur E-2. Indeling in zandige (groen), zandlemige (paars) en lemige (oranje) bodems, volgens de bodemkaart. Een grijze kleur geeft andere types bodems aan. Vergelijk ook met Figuur E-3.



Figuur E-3. Indeling lithologie van de deklagen. Groen is zand, lila is zandleem en oranje is leem.

E3. MODELLERING DEKLAGEN

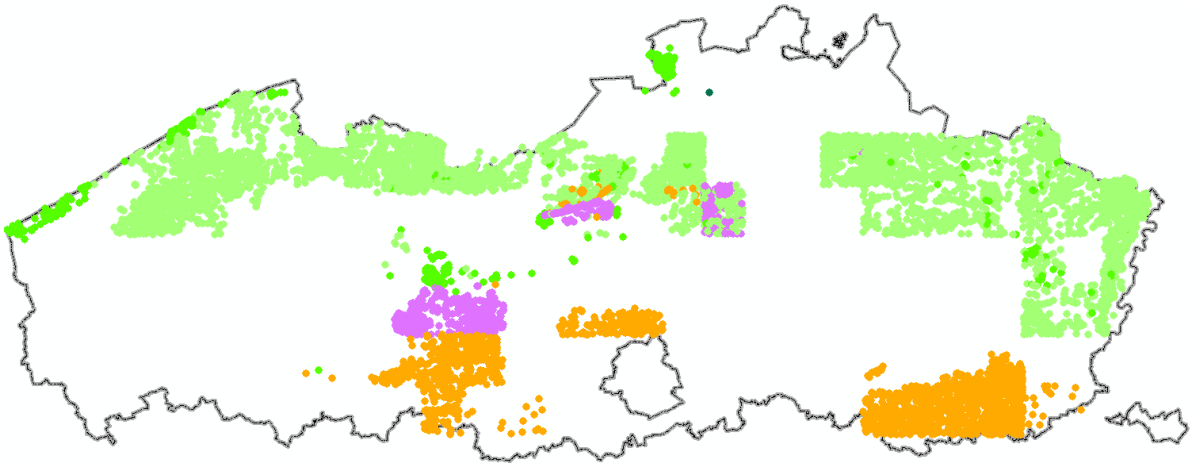
In de gebieden waar de deklagen voorkomen en oudere Quartaire eenheden bedekken, was er nog geen basisvlak van deze deklagen aanwezig. Figuur E-4 toont de gebieden van Vlaanderen waar dit het geval was. In deze gebieden diende dus een volledig nieuw model opgebouwd te worden, dat bovendien diende te passen binnen de grenzen van het reeds bestaande model van het niet-tabulaire Quartair. Hieronder wordt toegelicht hoe deze modellering tot stand kwam.



Figuur E-4. De belangrijkste Quartaire eenheden die tussen de deklagen en het pre-Quartair voorkomen: de Vlaamse Vallei en andere Pleistocene rivierafzettingen (groen), de Formatie van Ravels (geel) en de Maas- en Rijngrinden (paars).

E3.1. GEBRUIKTE DATA

Er werd gestart vanuit de “Quartairtabellen” met daarin de interpretaties zoals ze gebruikt werden bij het opstellen van de Quartairgeologische kaart door Bogemans (2005). Deze tabellen bestaan typisch uit een aantal rijen interpretatie per beschreven boring. Dit houdt in dat er bijvoorbeeld zal staan: 0-20cm, dekzand; 20-50cm, Formatie van Ravels; 50-100cm, Tertiair. Op die manier was het mogelijk om alle boringen waarin reeds in het verleden een deklaag was geïnterpreteerd af te zonderen. Zo werden alle interpretaties waarin termen als dekzand, leem, zandleem, enz. voorkwamen, weerhouden om verder gebruikt te kunnen worden bij de kartering. Jammer genoeg was het aantal boringen die op deze manier geselecteerd konden worden te beperkt om een kartering van alle nog resterende blinde vlekken binnen Vlaanderen toe te laten (zie Figuur E-5). Er bleek onder andere dat in een groot deel van de Vlaamse Vallei de deklaag niet afzonderlijk werd geïnterpreteerd tijdens het opstellen van de Quartairgeologische kaart, terwijl deze deklaag wel degelijk (vrijwel) overal boven de fluvio-periglaciale afzettingen van de Vlaamse Vallei voorkomt. Bovendien bleek dat in een niet onbelangrijk deel van de ‘deklaag’-interpretaties geen onderscheid werd gemaakt tussen de recente duinen en de oudere deklagen.



Figuur E-5. Selectie uit de Quartairtabellen waarin deklagen worden geïnterpreteerd, merk dus ook de duinen aan de kust op.

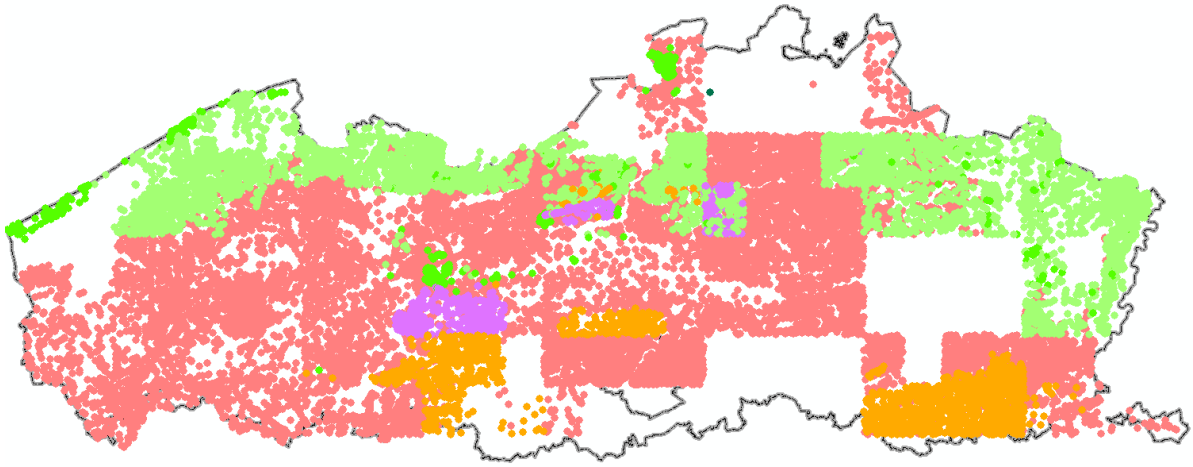
Om te vermijden dat de interpretaties in verband met duinen verkeerdelijk in het model van de deklagen zouden worden meegenomen, werden alle interpretaties die binnen de gekende verbreidingsgebieden van de duinen aanwezig waren, verwijderd uit de selectie. Aangezien het hier typisch over zeer lokale geologische verschijnselen gaat, zorgde het verwijderen van deze boringen uit de dataset niet voor een kwaliteitsvermindering van het uiteindelijke model van de deklagen.

Om het in sommige regio's nog steeds bestaande datagebrek alsnog op te kunnen lossen, werd gepoogd om toch nog extra informatie uit de "Quartairtabellen" te halen. In functie hiervan werden de interpretaties van de bovenste laag apart weggeschreven. Het achterliggende idee was dat de deklaag op veel plaatsen in Vlaanderen de bovenste laag van het Quartair uitmaakt. De bovenste afgebakende laag in de Quartairtabellen (of die laag nu geïnterpreteerd was of niet) zou dus in veel gevallen overeen kunnen stemmen met de deklaag. Om te vermijden dat verkeerde data zouden worden meegenomen werd op basis van de samengestelde Quartairgeologische kaart van Bogemans (2005) het gebied afgebakend waarin geen andere afzettingen meer boven de deklaag aanwezig zouden mogen zijn. Op die manier werden dus bijvoorbeeld de data uit de alluviale vlaktes niet meegenomen. Vervolgens werden de diktes van deze 'bovenste laag van het Quartair' systematisch nagekeken en geografisch ten opzichte van elkaar uitgezet. Ook werd vergeleken met de datapunten waarvan de dikte van de deklaag wel gekend was. Op deze manier konden de outliers grotendeels uitgezuiverd worden en kon dus alsnog een goede bijkomende dataset voor de deklagen verworven worden (Figuur E-5).

Tabel E-1. Voorbeeld van een duidelijke outlier in een Quartairtabel. In dit geval werden het niveo-eolische dekzand samen met de fluvio-periglaciale afzettingen van de Vlaamse Vallei verkeerdelijk als één pakket geïnterpreteerd en deze boring werd dus niet weerhouden.

Nummer	Laag 1 - top	Laag 1 - code	Laag 2 - top	Laag 2 - code
kb22d55w-B236	0	Leem	5	Tertiair
kb14d63w-B23	0	Zand	***30***	Tertiair
kb10d23w-B117	0	Zand	4	Ravels Formatie (Q)

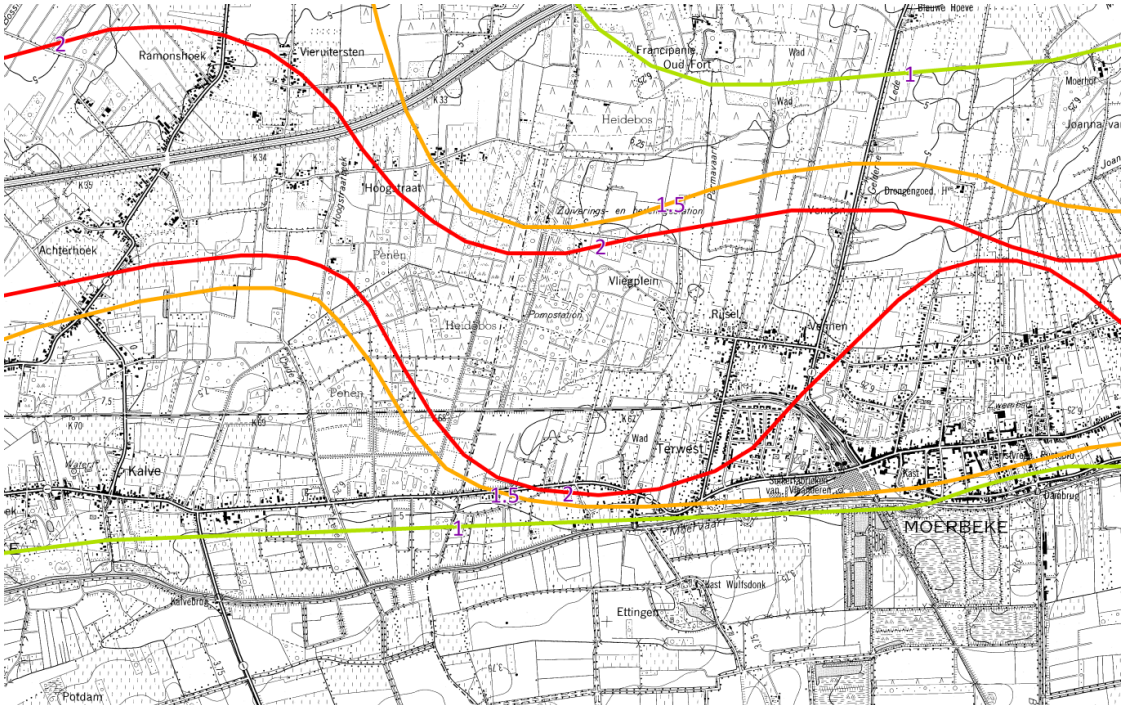
De blinde vlekken die na deze ingrepen alsnog bleven bestaan, bleken in de regio's te liggen waar ofwel geen deklagen aanwezig waren ofwel de deklaag rechtstreeks op het onderliggende pre-Quartaire substraat aanwezig was. In beide gevallen diende in deze regio's dan ook geen extra kartering of modellering te gebeuren en waren bijgevolg dan ook geen verdere boorgegevens meer nodig.



Figuur E-6. Beschikbare data na aanvulling. Merk het ontbreken van bepaalde kaartbladen op (geen Quartairtabellen beschikbaar).

E3.2. CONSTRUCTIE DIKTEMODEL

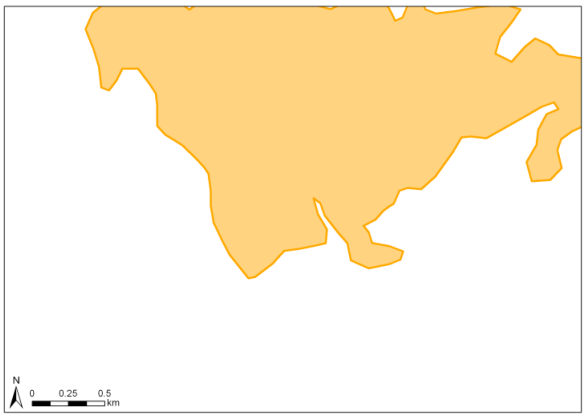
Eenmaal de boringen met interpretaties van de deklagen waren geselecteerd, werden de diktes ervan berekend. De diktes van de deklagen in de boringen werden geografisch uitgezet waarna isopachen werden ingetekend die het ruimtelijk verloop van de dikte van de deklaag moesten voorstellen. Deze isopachen werden per halve meter dikteverschil getekend, variërend van nul tot een vijftal meter dikte. Indien de leemstreek buiten beschouwing wordt gelaten, dan was de diktevariatie van de deklagen in het grootste deel van Vlaanderen eerder beperkt. Enkel in het gebied dat bekend staat als de 'Dekzandrug van Gistel-Maldegem-Stekene', zijn beduidend grotere diktewaardes te vinden en is er meer variatie op een korte afstand (Figuur E-6).



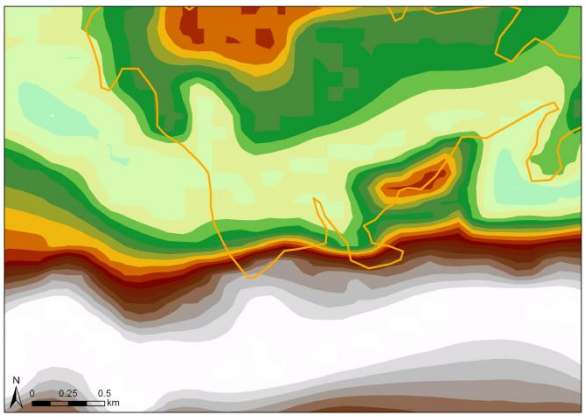
Figuur E-7. Isopachenmodel van de deklagen in de buurt van de Dekzandrug van Maldegem-Stekene. Deze uitsnede geeft de isopachen weer in de gemeente Moerbeke. Net ten zuiden van de verdikking van de dekzanden stroomt de Moervaart.

Nadat de isopachen waren uitgetekend, werd ertussen geïnterpoleerd en werden de isopachen omgezet naar een ArcGIS-raster. Dit raster, dat dus een eerste versie van het uiteindelijke diktemodel van de deklagen voorstelde, was echter nog niet klaar om verder te kunnen gebruiken. Zo bleek de geïnterpoleerde dikte van de deklaag op een klein aantal plaatsen immers de volledige dikte van het Quartair te overschrijden (raster E is groter dan raster B in Figuur E-8). Om dergelijke geologische inconsistenties te vermijden, werd het diktemodel van de deklagen over geheel Vlaanderen vergeleken met het diktemodel van het Quartair. Dit gebeurde door het verschil te maken tussen rasters B en E. Dit verschil mocht nergens kleiner dan nul zijn. Op plaatsen waar dit toch het geval was, werd de dikte van de deklaag veranderd naar de dikte van het Quartair. De dikte van de gemodelleerde deklaag werd als gevolg van bovenstaande handeling op die plaatsen dus verminderd tot de maximaal mogelijke diktewaarde, maar dus binnen de restricties blijvend.
In bovenstaande redenering werd evenwel nog geen rekening gehouden met de aanwezigheid van duinen. Dit was een element dat absoluut niet over het hoofd mocht gezien worden, aangezien het de bedoeling was om het uiteindelijke diktemodel van de deklagen onder het DEM-VLAKOv2 te kleven (zie Bijlage D), behalve op plaatsen waar er duinen aanwezig zijn. Daar zou het diktemodel van de deklagen onder de basis van de duinen gekleefd worden om te vermijden dat de morfologie van de duinen in de basis van de deklagen zou weerspiegeld worden. Als gevolg daarvan moest dus wel het vergelijk gemaakt worden tussen de dikte van de deklaag en de dikte van het “duinloze” Quartair. Het vergelijken van de deklaag met de dikte van het volledige Quartair volstond hiervoor immers niet.
Het “duinloze” Quartair komt overeen met raster D uit Figuur E-7. Het wordt bekomen door het maken van het verschil tussen rasters B en C. Om uiteindelijk, op basis van één bewerking, te kunnen nagaan of de gemodelleerde waarde voor de dikte van de deklagen niet te hoog lag, moest dus zowel rekening gehouden worden met het volledige Quartair, als met de duinen.

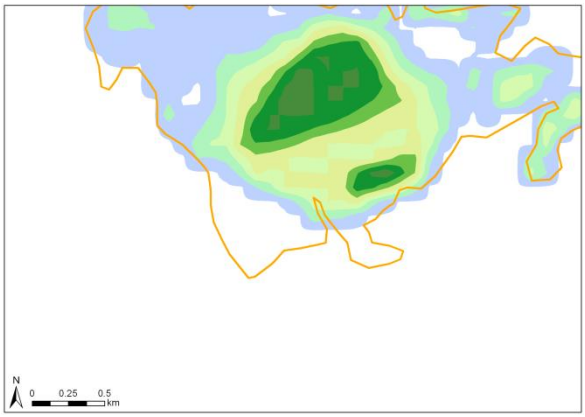
Daarom werd de volgende wiskundige bewerking op de rasters uitgevoerd: raster dikte deklaag - (raster dikte volledig Quartair - raster dikte duinen). Dit komt overeen met de volgende bewerking in Figuur E-8: E - (B - C), of dus ook E - D. Op plaatsen waar deze bewerking (die resulteert in raster F, in Figuur E-8) een negatief resultaat had, bleek het model niet te kloppen. Op dergelijke plaatsen werd de dikte van de deklaag veranderd naar de dikte van het volledig Quartair, waarbij dan dus wel de dikte van eventuele duinen in vermindering werd gebracht. Onderstaande Figuur E-8 geeft alles nog eens grafisch weer, en een aantal verduidelijkende voorbeelden staan in Tabel E-2.



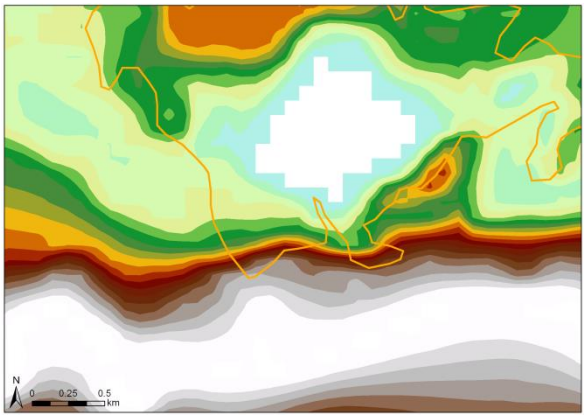
Voorkomensgebied duinen, naar Bogemans (2005) (A)



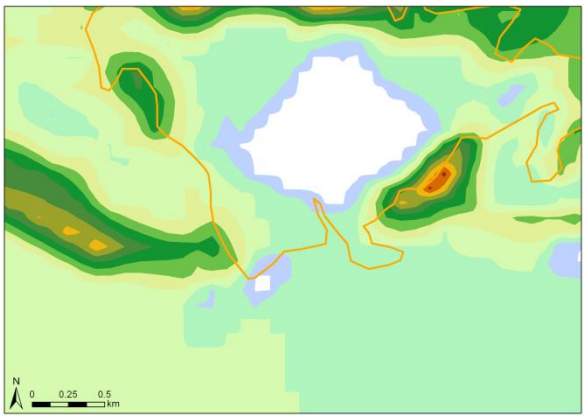
Dikte volledige Quartair, naar Matthijs *et al.* (2013) (B)



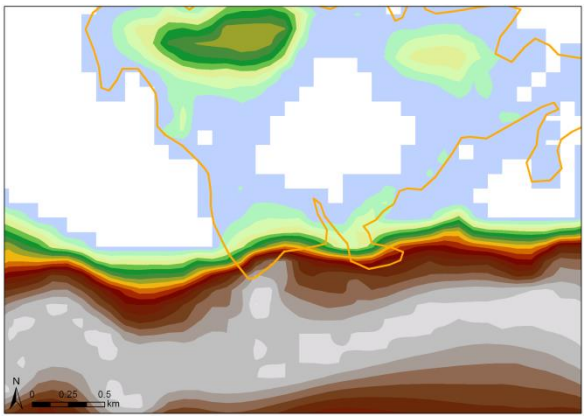
Dikte van enkel de duinen (C)



Dikte van het Quartair, exclusief de duinen (D)



Dikte van de gemodelleerde deklaag (E)



Verschil tussen de dikte van het Quartair, exclusief de duinen, en de deklaag (F)

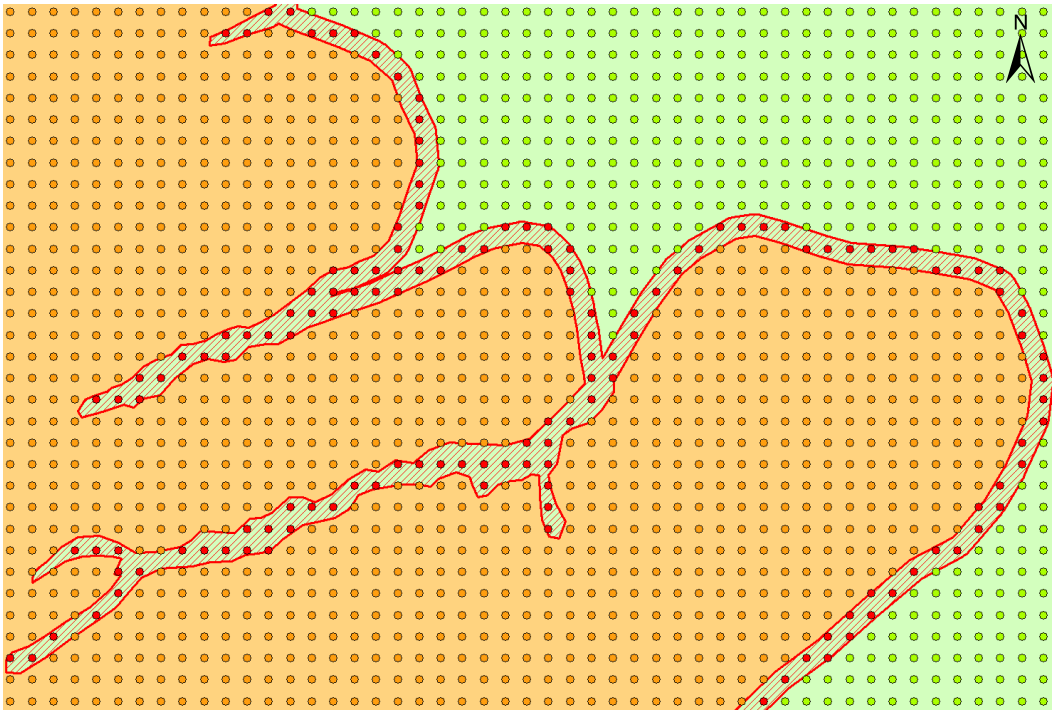
Figuur E-8. Verschillende rasters die van elkaar werden afgetrokken, om ervoor te zorgen dat het model sluitend werd. De kleurschakeringen variëren per 1m. Witte vlakken hebben ofwel dikte 0m (indien omringd door blauw), ofwel een erg grote dikte (omringd door bruin).

Tabel E-2. Voorbeelden van aanpassingen als gevolg van de reeds gemodelleerde dikte Quartair.

X,Y	Z	Dikte deklaag (*geïnterpoleerd*)	Dikte Quartair (incl. duinen)	Dikte duinen	Dikte deklaag (*gecorrigeerd*)
102150, 150261	12	15	16	4	12
154024,172088	27	7	8	0	7
180015,212025	78	5	4	0	4
168808,201356	2	8	5	2	3

Het dient opgemerkt dat op plaatsen waar bovenstaande bewerking werd uitgevoerd, een andere opbouw van de Quartaire afzettingen wordt verondersteld dan tijdens de Quartairkartering van Bogemans (2005). Door het uitvoeren van de bewerking worden immers andere Quartaire lagen die onder de deklaag zouden kunnen voorkomen, als afwezig verondersteld, wat ingaat tegen de interpretatie van tijdens de Quartairkartering. Er werd dan ook nagegaan in hoeverre deze arbitraire veranderingen geologisch te verantwoorden waren. Dit bleek geen probleem te vormen aangezien enerzijds het aantal aanpassingen eerder beperkt was en anderzijds de plaatsen waar aanpassingen werden uitgevoerd steeds op geologisch logische plaatsen te vinden waren (bijvoorbeeld bij dagzoomgebieden van Paleogene kleien, grenszone van de Vlaamse Vallei, enz.).

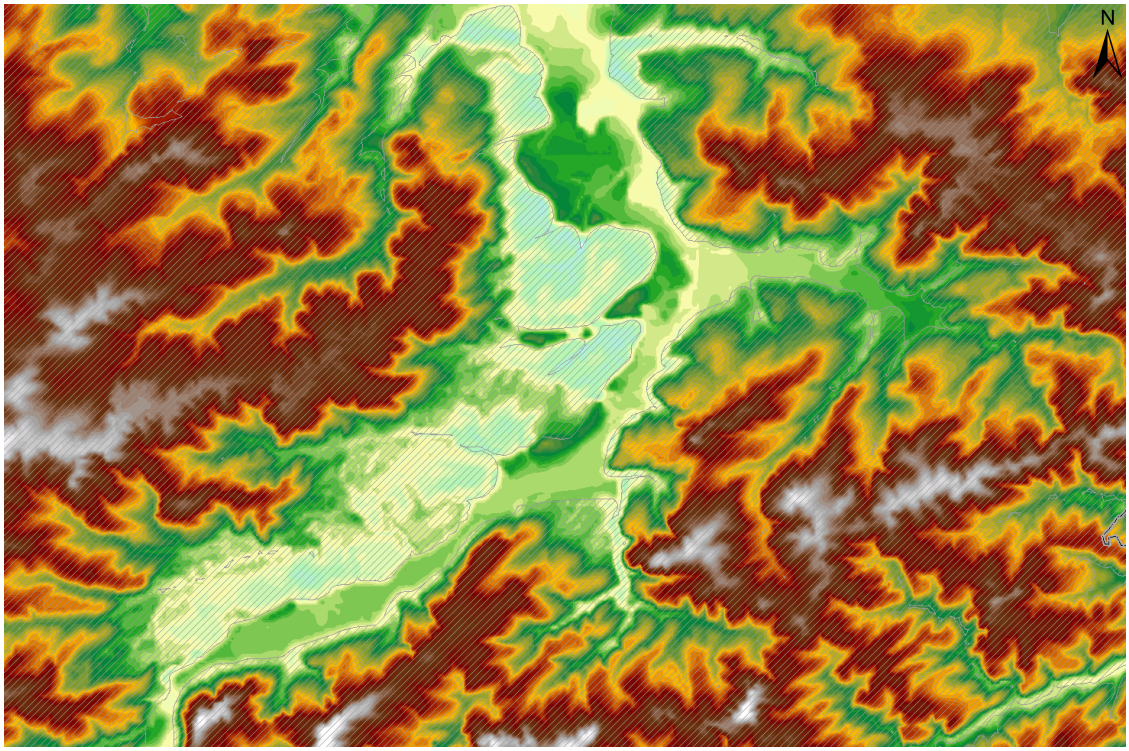
Eenmaal een gecorrigeerde versie van het diktemodel van de deklagen was geconstrueerd, kon het diktemodel onder het DEM-VLAKOv2, exclusief de duinen, gekleefd worden. Op die manier werd een model voor de basis van de deklagen bekomen op de plaatsen waar – volgens de Quartairgeologische kaart van Bogemans (2005) – nog andere Quartaire afzettingen zich onder de deklagen bevinden. Een nadelig gevolg van het karteren per deelgebied was dat er mogelijk sprongen in de basis van de deklagen aanwezig zouden zijn bij het overgaan van het ene deelgebied naar het andere. Om dit te vermijden werd een bufferzone toegevoegd in deze grensgebieden. Dit hield in dat aan de binnenrand van het derde deelgebied (deklaag op ander Quartair) een zone van 100 m werd weggeknipt uit het model (Figuur E-8). Vervolgens werd dit hiaat opnieuw opgevuld door het model voor de basis van de deklaag in deelgebied 3 te laten interpoleren met het model voor de basis van de deklaag in deelgebied 1 of 2. Nadien werd bovendien gecontroleerd of bij deze bewerking geen fouten in het model waren geslopen (bijvoorbeeld een dikte Quartair die kleiner is dan de dikte van de deklaag).



Figuur E-9. Bufferzone (rood gearceerd) tussen de gebieden waar de deklaag rechtstreeks op het pre-Quartair ligt (oranje) en de gebieden waar er zich nog een ander Quartair pakket onder de deklaag bevindt (groen).

E3.3. FINALISERING VAN HET MODEL

Nadat de basis van de deklagen was bekomen, kwam al snel aan het licht dat er zich problemen voordeden in de valleien van de Leie, Schelde, Dender en Zenne. Zoals op Figuur E-9 duidelijk te zien is, bevinden zich op de linkeroever van de Dender grote gebieden waarbinnen de basis van de deklaag zeer laag gelegen is. Om deze vreemde artefacten beter te begrijpen werden een aantal boringen in de 'blauwe regio' geraadpleegd. Daarbij werd al snel duidelijk dat de basis van de deklaag zich op die plaatsen niet zo diep bevond als dat het samengestelde raster deed vermoeden. Meer bepaald kwam daarbij aan het licht dat er zich binnen de blauwe zones nog fluvio-periglaciale afzettingen van de Vlaamse Vallei bevinden tussen de deklagen en de top van het pre-Quartair in, iets wat niet in overeenstemming is met de samengestelde Quartairgeologische kaart. Dit verklaart dan ook waarom de rasters van de basis van de deklagen in deze regio's foutief bleken te zijn. Immers, als basis van de deklagen werd hier de top van het pre-Quartair overgenomen, terwijl er in werkelijkheid nog een aanzienlijk pakket fluvio-periglaciale afzettingen van de Vlaamse Vallei tussenin aanwezig was. De dikte en de diepteligging van de deklagen werd als gevolg daarvan in deze zones dan ook danig uit proportie gerukt ten opzichte van de werkelijkheid. Om dit euvel op te lossen, werden de zones die duidelijk te diep gelegen waren manueel uit het diktemodel gefilterd. Dit was al bij al vrij eenvoudig uit te voeren, aangezien deze zones als duidelijk afgebakende 'bergen' in het model zichtbaar waren.



Figuur E-10. De basis van de deklaag in de vallei van de Dender. In de blauwe gebieden bevindt de basis van de deklaag zich het laagst. Het gearceerde deel van de figuur is de zone waar volgens de samengestelde Quartairkaart de deklaag rechtstreeks op het Paleogeen zou liggen.

Eenmaal het diktemodel op deze manier was uitgezuiverd, kon het opnieuw onder de top van het Quartair, en waar van toepassing onder de basis van de duinen, worden gekleefd. Op die manier werd het uiteindelijke raster van de basis van de deklagen bekomen. Dit raster omvatte echter nog steeds vrijwel volledig Vlaanderen. Om het raster helemaal te finaliseren, werden dan ook alle delen van het raster die zich buiten het voorkomensgebied van de deklagen bevonden, weggeknipt.

Bijlage F AANDACHTSPUNTEN EN BEKENDE FOUTEN IN DE MODELLEN

Deze bijlage geeft een overzicht van aandachtspunten en reeds bekende fouten in het huidige model. De aandachtspunten zijn daarbij gegroepeerd per categorie, te weten:

- Bijlage F1: Algemene aandachtspunten die betrekking hebben op de laagvlakken van de modeleenheden en de breukvlakken die ze doorsnijden.

- Bijlage F2: Aandachtspunten die betrekking hebben op de geometrie (verbreiding, diepteligging top of basis, dikte) van de laagvlakken. Binnen de laatste categorie zijn de punten van ondiep naar diep geordend. Per punt wordt de volgende informatie gegeven:
  - *Volgnummer:* nummer van het aandachtspunt.
  - *Eenheid*: de stratigrafische eenheid.
  - *Aard:* betreft het een gebied of één punt (boring of gridcel)
  - *Regio of coördinaten:* ligging van het gebied of punt, met in dit laatste geval weergave van de Lambert-coördinaten.
  - *Omschrijving:* beknopte beschrijving van de geconstateerde fout of van de bevinding.
  - *Illustratie:* eventuele figuren, meestal een kaartfragment, waarin de fout van het aandachtspunt wordt verduidelijkt.

F1. ALGEMENE AANDACHTSPUNTEN

F1.1 Detail boorbeschrijvingen:

De modellen zijn gebaseerd op boorgegevens van variërende kwaliteit, die vaak samenhangt met de boormethode. Zo worden boringen met lage kwaliteit ook meegenomen in regio's waar deze een nuttige aanvulling kunnen zijn doordat boringen met betere kwaliteit ontbreken. Echter, hierdoor verminderd wel vaak het detail dat gebruikt kan worden als input voor de modellen:

- Op boringen met een beschrijvingen per 10 m kan het maximale detail ook slechts 10 m zijn. Hierdoor kunnen bepaalde lagen of grenzen met een dikte onder 10 m of diepte tussen deze intervallen over het hoofd gezien worden of uitgesmeerd worden over het grotere interval.
- In de stalen van bijvoorbeeld spoelboringen zijn bepaalde lithologische opeenvolgingen moeilijker exact onderscheidbaar van elkaar omdat er nog materiaal van het bovenliggende in de spoelmonsters van het onderliggende aanwezig kan zijn. Hierdoor kan de grens tussen lithostratigrafische eenheden vaak dieper of ondieper liggen dan dit werkelijk het geval is.

De modellen die op deze boringen gebaseerd zijn, worden hierdoor ook onnauwkeuriger. Dit leidt voor sommige eenheden die gebaseerd zijn op een groot aantal boringen met lage kwaliteit tot sterke variaties in diktes die geen geologische oorzaak kennen, maar zuiver veroorzaakt werden door de veranderende boorkwaliteit. Een voorbeeld hiervan is de Formatie van Aken dat sterk in dikte varieert door het relatief grote aantal boringen met lage kwaliteit dat voor de modellering ervan gebruikt werd.

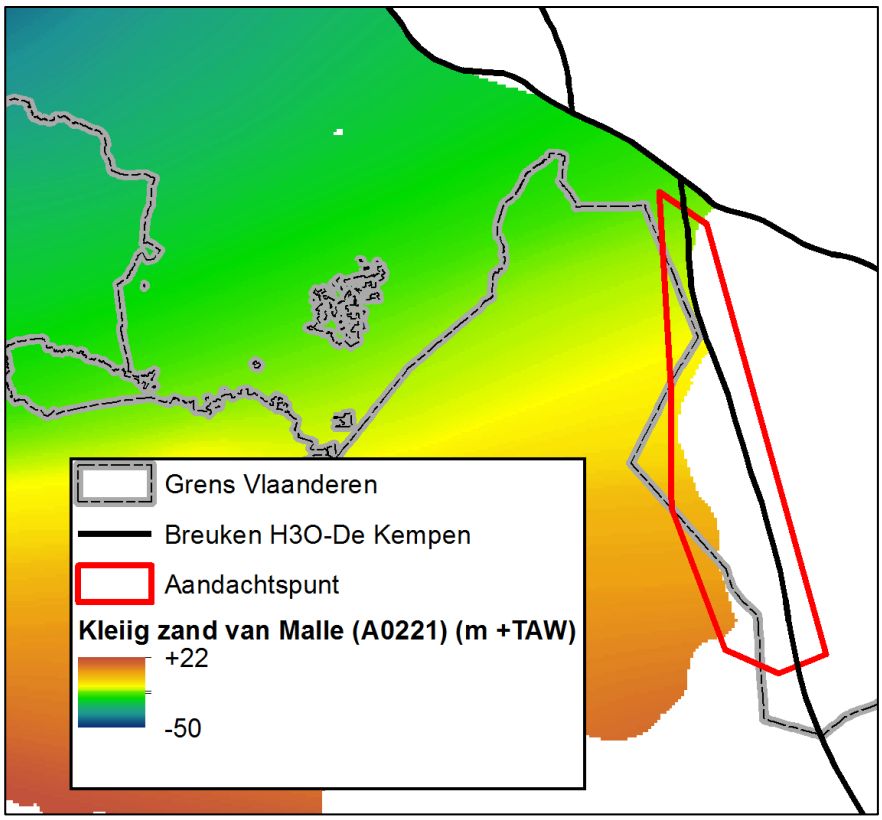
F1.2 Breukvlakken versus breukzone:

Voor dit model werd er een breukenmodel opgemaakt, bestaande uit verschillende breukvlakken. Een belangrijke kanttekening is echter dat de breukvlakken die gemodelleerd werden niet allemaal als werkelijke breukvlakken beschouwd dienen te worden. De breukvlakken uit dit project dienen eerder beschouwd te worden als breukzones die gesegmenteerd kunnen zijn (bestaan uit meerdere breukvlakken), maar als één tektonische entiteit (breuk) werken (zie ook Rypens et al., 2004). Vanwege de beschikbare data (enkel 2D seismische lijnen) en hun soms grote spatiëring, is het namelijk onmogelijk om de segmentatie van de aanwezig breukzones voldoende in te schatten en in kaart te brengen. Hiervoor zou 3D seismische informatie noodzakelijk zijn. In functie van de laagvlakkenmodellering is het verder ook moeilijk om met sterk gesegmenteerde breukvlakken te werken, waardoor - in afwezigheid van duidelijke argumenten hiervoor - verkozen werd om breuklijnen veelal te connecteren tot één breukvlak in het model. Een gevolg hiervan is dat het model ook bestaat uit lange (tot meer dan 20 km) breukvlakken die in werkelijkheid gesegmenteerd kunnen zijn.

Andersom geldt ook dat verschillende breukvlakken in dit project in werkelijkheid tot éénzelfde breukzone kunnen behoren, maar door indicaties voor segmentatie als aparte vlakken gemodelleerd werden.

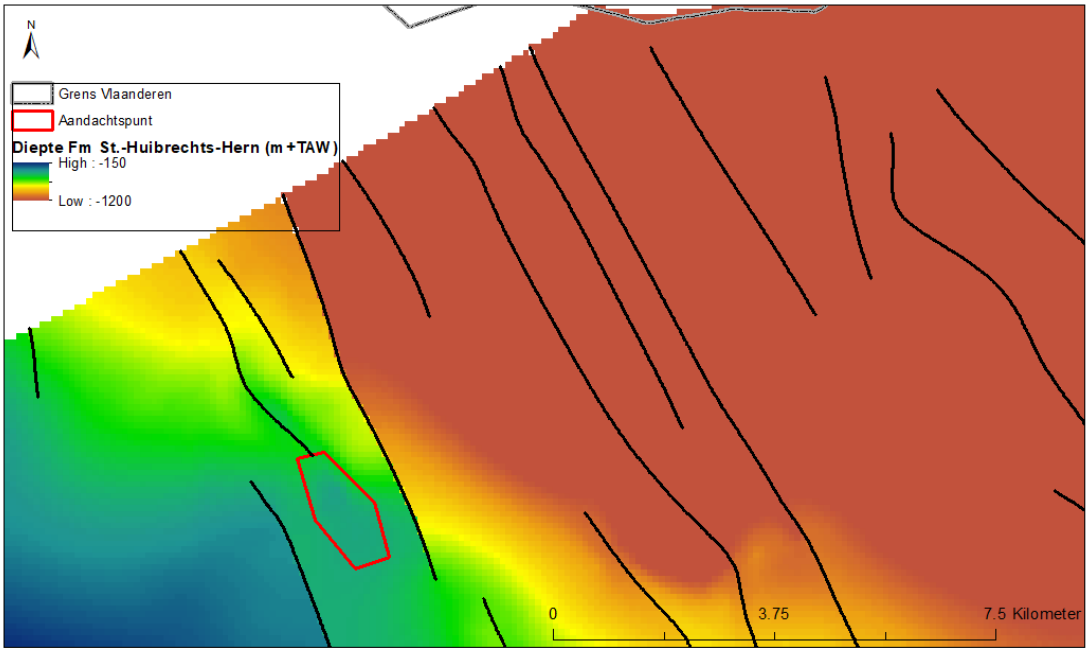
F2. AANDACHTSPUNTEN DIE BETREKKING HEBBEN OP DE GEOMETRIE VAN DE LAAGVLAKKEN.

- **Volgnummer:** 2.1
  - **Eenheid:** *Kleiig zand van Malle (A0221)* (H3D).
  - **Aard:** Gebied.
  - **Regio of coördinaten:** H3D-modelgebied rondom de Breuk van Rauw.
  - **Omschrijving:** *Kleiig zand van Malle (A0221)* wordt ten oosten van de grens van Vlaanderen fictief weggesneden door een neerwaartse sprong van het basisraster van bovenliggende *Klei-zand complex van de Kempen (A0210)* langsheen de Breuk van Rauw.
  - **Illustratie:** Het omcirkelde gebied in onderstaande Figuur F2-1 toont het aandachtsgebied.



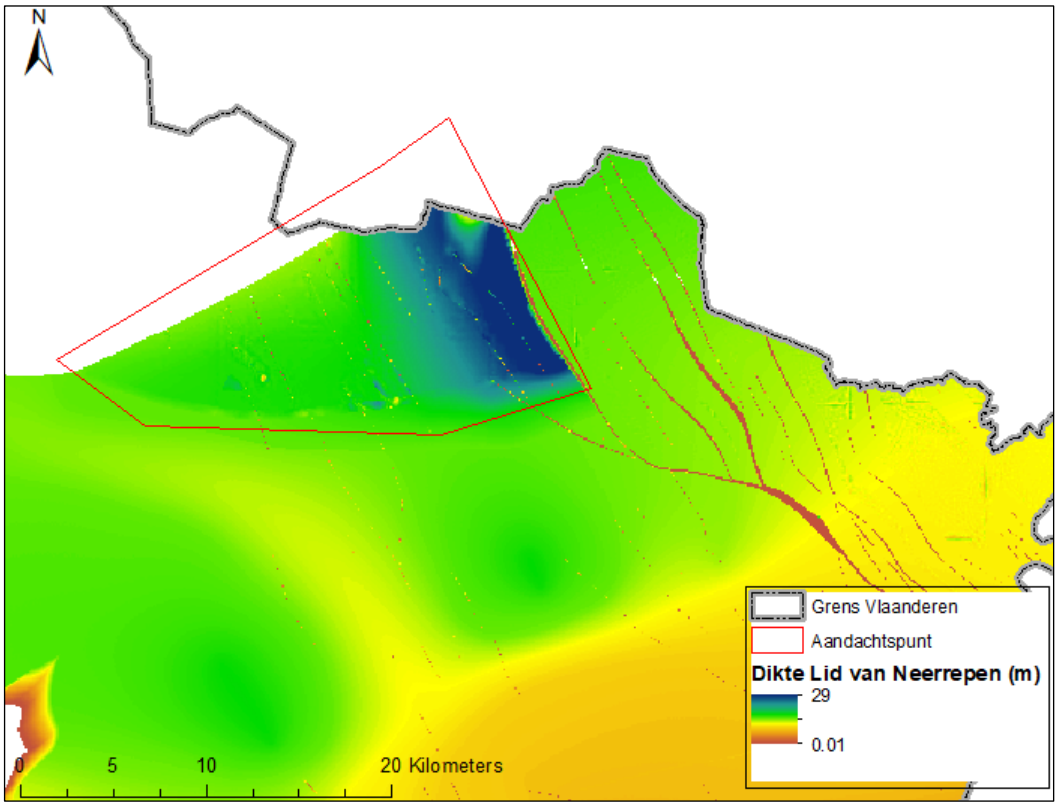
Figuur F2-1. Weergave van aandachtspunt 2.1 of het fictief wegsnijden van Kleiig zand van Malle (A0221) ten oosten van de Breuk van Rauw (zwarte lijn).

- **Volgnummer:** 2.2
  - **Eenheid:** Formaties van Berchem en Voort tot en met de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern of *Zanden van Berchem en Voort buiten de Roerdalslenk* tot *Zand van Neerrepen (A0451)* (H3D).
  - **Aard:** Gebied.
  - **Regio of coördinaten:** gebied ter hoogte van gemeente Wezel.
  - **Omschrijving:** De basisvlakken van bovengenoemde formaties en haar leden bevatten een lokale opheffing ten zuiden van de snijding met breuk_163.
  - **Illustratie:** Het omcirkelde gebied in onderstaande Figuur F2-2 toont het aandachtsgebied.



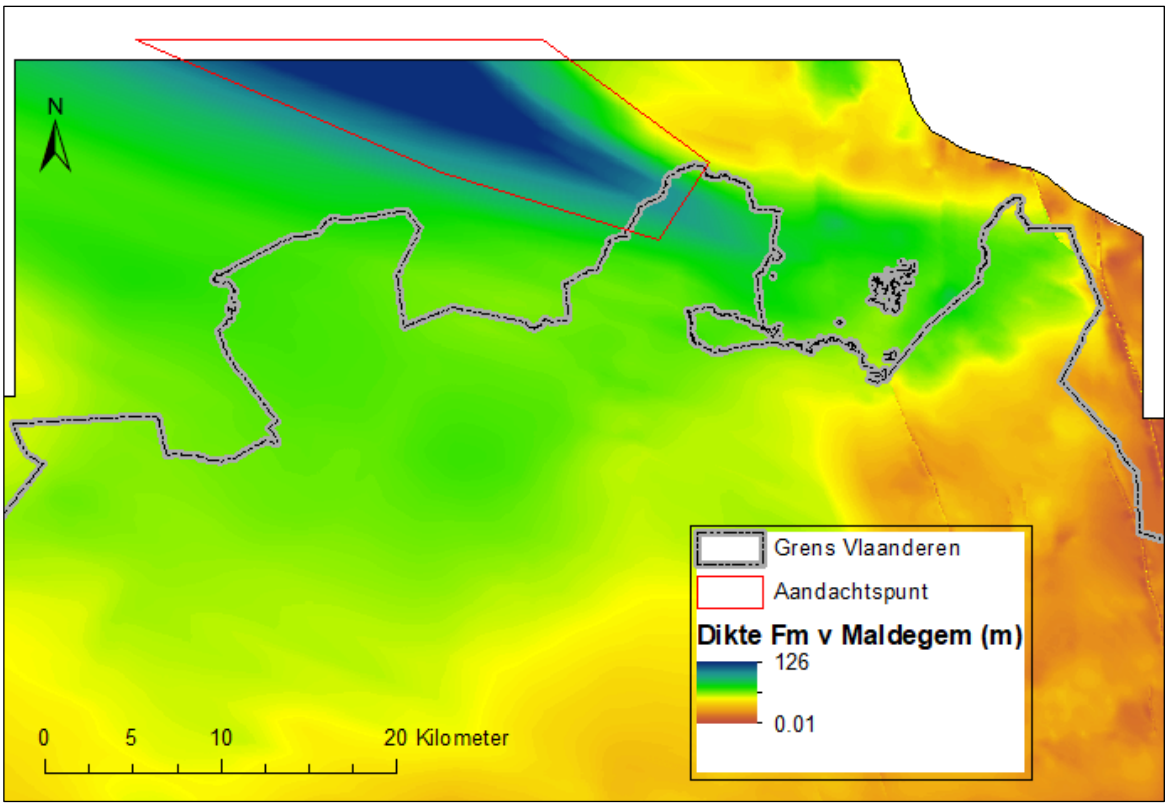
Figuur F2-2. Weergave van aandachtspunt 2.2 met aanduiding van het artefact in het bereik tussen de formaties van Berchem en Voort en de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern.

- **Volgnummer:** 2.3
  - **Eenheid:** Lid van Neerrepen van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern (G3D) of *Zand van Neerrepen (A0451)* (H3D).
  - **Aard:** Gebied
  - **Regio of coördinaten:** Regio rond Overpelt. Het zuidoostelijke deel van het modelgebied van H3O-De Kempen.
  - **Omschrijving:** Dikte van het 'Complex van Vroeg Oligocene zanden' uit het H3O-De Kempen project neemt onrealistisch (zonder ondersteuning van geologische gegevens) sterk toe in deze regio. Bij overname uit het H3O-De Kempen project voor dit model werd deze onrealistische diktesprong opgevangen in het Lid van Neerrepen van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern dat doordoor verdikt van een realistische 13 m errond tot meer dan 25 meter erbinnen.
  - **Illustratie:** Het blauwe gebied op de Figuur F2-3 hieronder vormt het aandachtpunt.



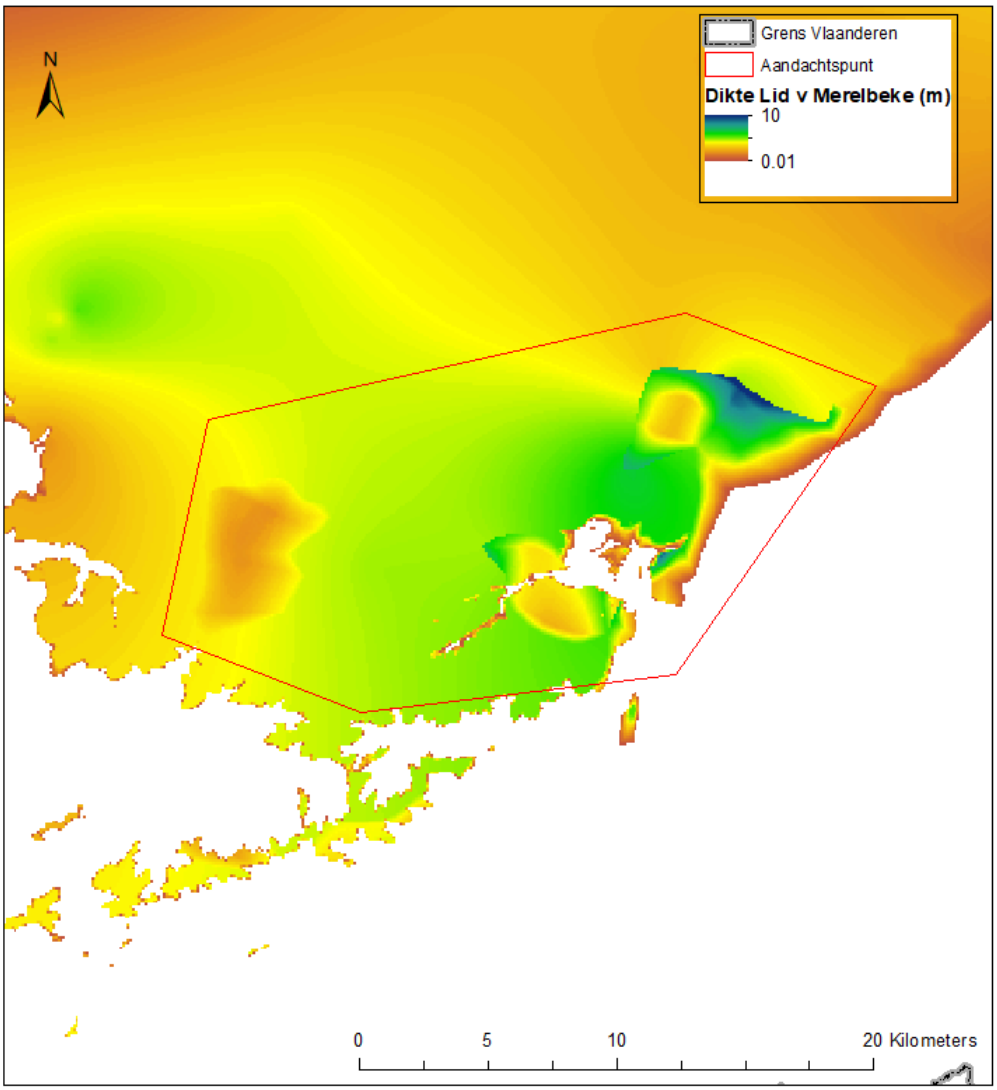
Figuur F2-3. Weergave van aandachtspunt 2.3, waarbij de dikte van het Lid van Neerrepen onrealistisch toeneemt.

- **Volgnummer:** 2.4
  - **Eenheid:** Formatie van Maldegem (G3D) of *Bartoon Aquitardsysteem (A0500)* (H3D).
  - **Aard:** Gebied
  - **Regio of coördinaten:** Regio in Nederland net ten noorden van de Noorderkempen (genaamd Voorkempen in Nederland).
  - **Omschrijving:** Dikte van de Formatie van Maldegem neemt onrealistisch (zonder ondersteuning van geologische gegevens) sterk toe in deze regio. Deze verdikking wordt over de meeste leden van de Formatie van Maldegem of basiseenheden van het *Bartoon Aquitardsysteem (A0500)* verdeeld.
  - **Illustratie:** Het donkerblauwe gebied op de Figuur F2-4 hieronder vormt het aandachtpunt.



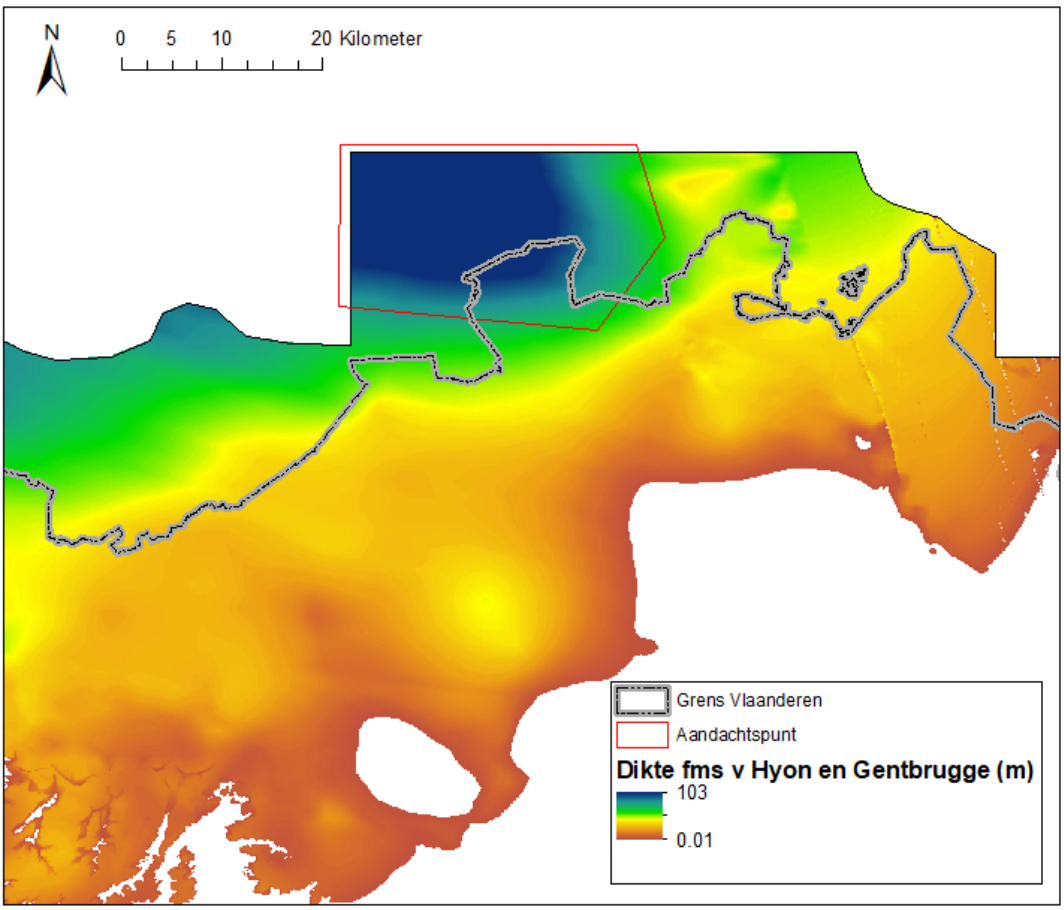
Figuur F2-4. Weergave van aandachtspunt 2.4, waarbij de dikte van de Formatie van Maldegem onrealistisch toeneemt.

- **Volgnummer:** 2.5
    - **Eenheid:** Lid van Merelbeke van de Formatie van Gentbrugge (G3D) of *Klei van Merelbeke (A0702)* (H3D)
    - **Aard:** Gebied
    - **Regio of coördinaten:** Regio Mechelen – Zemst
    - **Omschrijving:** In de regio Mechelen – Zemst blijkt uit de interpretaties van de boorgatmetingen dat de Formatie van Gentbrugge lokaal volledig is opgebouwd uit het Lid van Merelbeke. De dikte van de Formatie van Gentbrugge (en dus ook van het Lid van Merelbeke) is in de boringen echter kleiner dan in het model (een 5-tal meter verschil). Dit blijkt een cumulatie van afwijkingen op de top en de basis van de Formatie van Gentbrugge te zijn die elkaar lokaal versterken. Zo is de top uit het model iets ondieper dan de top in de boringen en de basis in het model iets dieper dan de basis in de boorgatmetingen. Dit resulteert in een dikte in het model van 8 à 9 m ten opzichte van een 4-tal meter in de boringen (zie boring DOV-proefnummer: kb23d73e-B367; BGD-code: 073E0356)). Deze afwijking kan op verschillende manieren opgevangen worden. Er kan lokaal tóch het Lid van Pittem geïntroduceerd worden, die dan de dikte overneemt van het verschil tussen de gemodelleerde dikte van het Lid van Merelbeke en de Formatie van Gentbrugge. Dit is wat zou gebeuren zonder ingreep op de modellering, maar er wordt dan een afwijking gegenereerd tussen de eenheden die voorkomen in de modellen en de eenheden in de boorgatmetingen. Wanneer echter de modeldikte van het Lid van Merelbeke zou gebruikt worden zou deze overdreven dikte regionaal te veel impact hebben op de reële dikte van het Lid van Merelbeke doordat deze zou uitgesmeerd worden door interpolatie. Er wordt binnen G3Dv3 gekozen voor een derde optie. Hierbij wordt een voorkomensgrens opgelegd voor het Lid van Pittem op basis van de boorgatmetingen. Daar waar het Lid van Pittem niet voorkomt wordt de volledige dikte van de Formatie van Gentbrugge toegekend aan het Lid van Merelbeke. Daarbuiten worden de diktes gebruikt die verkregen zijn uit de proportie-modellering. Dit heeft als voordeel dat de zone met te grote dikte van het Lid van Merelbeke geografisch sterk wordt ingeperkt, maar dit resulteert wel in een plotse diktesprong (verdunning naar realistische waarden) van het Lid van Merelbeke buiten deze zone.
    - **Illustratie:** Het gebied met onrealistische diktes voor het Lid van Merelbeke wordt weergegeven op de Figuur F2-5 hieronder.



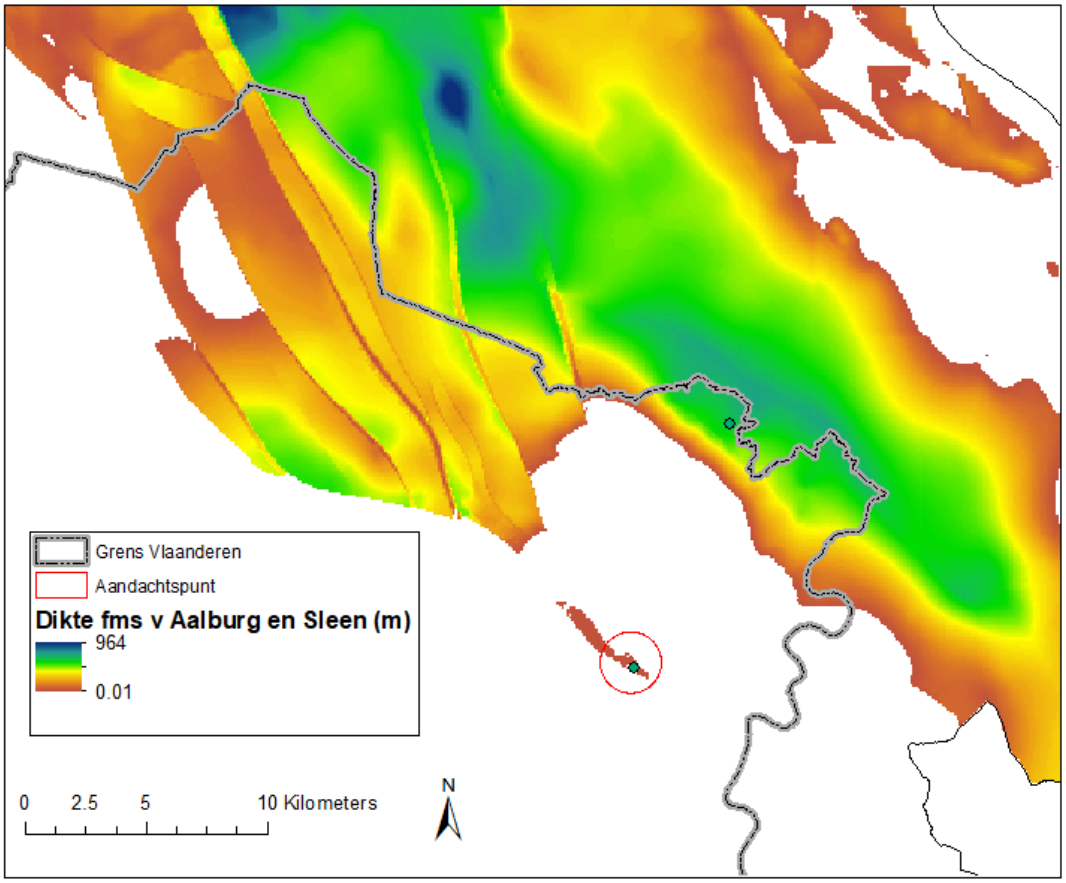
Figuur F2-5. Weergave van aandachtspunt 2.5, waarbij de dikte van het Lid van Merelbeke onrealistische sprongen kent.

- **Volgnummer:** 2.6
  - **Eenheid:** Formaties van Hyon en Gentbrugge (G3D) of *Zand van Egem (A0801)*
  - **Aard:** Gebied
  - **Regio of coördinaten:** Noordwesten van de Noorderkempen.
  - **Omschrijving:** Dikte van de formaties van Hyon en Gentbrugge neemt onrealistisch (zonder ondersteuning van geologische gegevens) sterk toe in deze regio, van 40 m in het zuiden (regio Kalmthout) naar 100 m in het noorden (westelijk deel van regio de Voorkempen in Nederland).
  - **Illustratie:** Het donkerblauwe gebied op de Figuur F2-6 hieronder vormt het aandachtpunt.



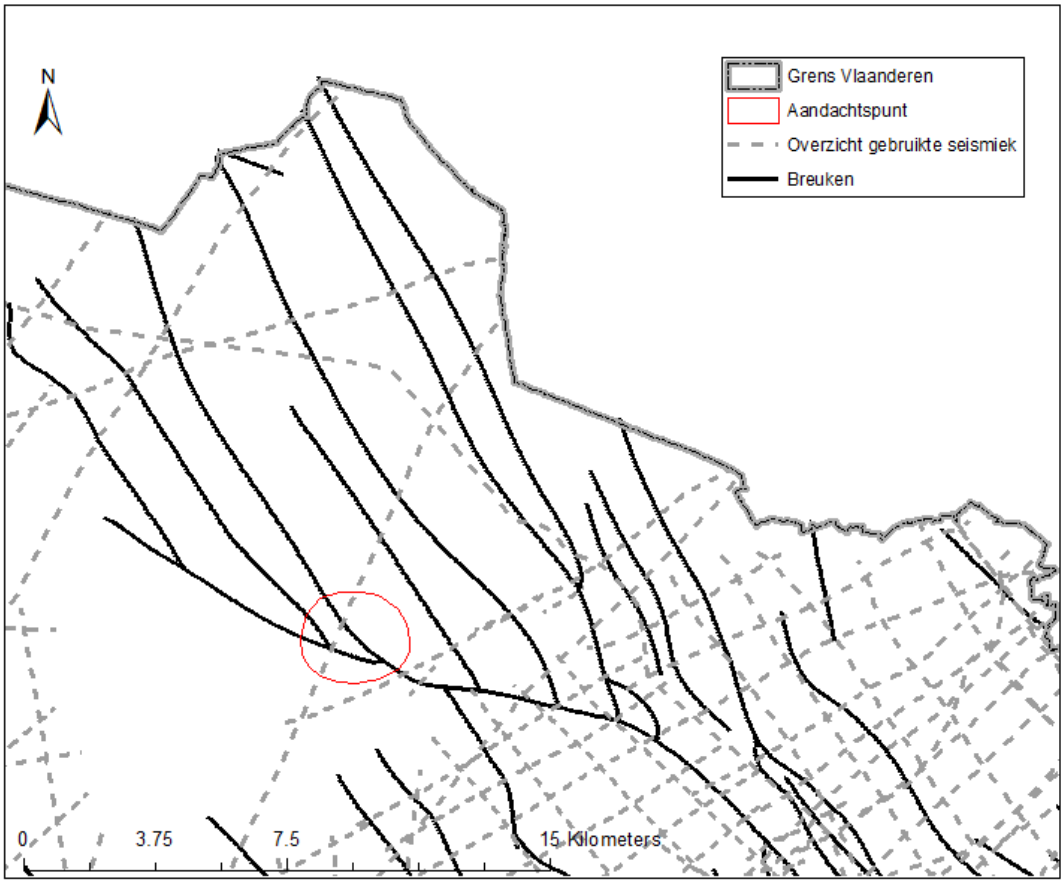
Figuur F2-6. Weergave van aandachtspunt 2.6, waarbij de dikte van de formaties van Hyon en Gentbrugge onrealistisch toeneemt.

- **Volgnummer:** 2.7
  - **Eenheid:** Formaties van Aalburg en Sleen (G3D) of *Jura (incl. Sleen) (A1210)* (H3D).
  - **Aard:** Punt
  - **Regio of coördinaten:** Gebied nabij Neeroeteren of rond boring kb26d64w-B221.
  - **Omschrijving:** Doordat boring kb26d64w-B221 - vanwege de lage kwaliteit van de boorbeschrijving voor het Cenozoïsche interval - niet meegenomen werd bij de modellering van de Cenozoïsche eenheden in het H3O-De Roerdalslenk project, werd de top en (door diktestapeling; zie paragraaf 3.3.7.1) ook de basis van de Krijtgroep op de locatie van deze boring véél (> 100 m) te diep gemodelleerd. Omdat H3O-De Roerdalslenk overgenomen wordt voor het Cenozoïsche interval, worden de (in werkelijkheid tot > 80 m totale dikke) Formaties van Aalburg en Sleen op deze locatie weggesneden door de basis van de Krijtgroep. Om desondanks toch tegemoet te komen aan de aanwezigheid van de Formaties van Aalburg en Sleen in deze boring en het deel van de hangingwall van de Neeroeteren breuk errond, werd er alsnog een dun pakket (met dikte < 10 m) van deze formaties onder de basis van de Krijtgroep opgeteld. Zodoende is de basis van de aanwezige Formaties van Aalburg en Sleen op de locatie van deze boring 44 m te diep gelegen.
  - **Illustratie:** De omcirkelde boring op de Figuur F2-7 hieronder vormt het aandachtpunt.



Figuur F2-7. Weergave van aandachtspunt 2.7, waarbij het model van de formaties van Aalburg en Sleen te diep ligt ten opzichte van hun interpretatie in boring kb26d64w-B221.

- **Volgnummer:** 2.8
  - **Eenheid:** Contact breuken van Grote Brogel en Overpelt
  - **Aard:** Gebied
  - **Regio of coördinaten:** Regio rond Grote Brogel
  - **Omschrijving:** In navolging van de interpretaties van Demyttenaere & Laga (1988), werden er in de G3Dv2- en het H3O-De Roerdalslenk modellen ter hoogte van Grote Brogel een noordwaartse buiging gemodelleerd in de Breuk van Grote Brogel, met een verandering van strekking van WNW-OZO in het oosten tot NW-ZO in het westen. Het NW-ZO georiënteerde segment wordt in literatuur ook wel de Breuk van Overpelt genoemd. De buiging van de Breuk van Grote Brogel naar de Breuk van Overpelt vormt de grens van het modelgebied van H3O-De Roerdalslenk met een grote breuksprong naar het gebied ten westen ervan. Recent gereprocesste seismiek van de Campine Basin 1953-56 campagne toont echter geen dergelijk grote breuksprong ter hoogte van deze vermoede buiging. Daarom heerst er in dit gebied nog een grote onzekerheid over het werkelijke contact tussen de Breuk van Grote Brogel en de Breuk van Overpelt.
  - **Illustratie:** De breukentracés binnen de cirkel op de Figuur F2-8 hieronder vormen het aandachtspunt.



Figuur F2-8. Weergave van aandachtspunt 2.8, met het onzekere breukencontact tussen de Breuken van Grote Brogel en Overpelt.

Bijlage G FIGUREN BASIS EN DIKTE G3DV3- EN H3D-MODELEENHEDEN

Deze figuren staan in een apart document.

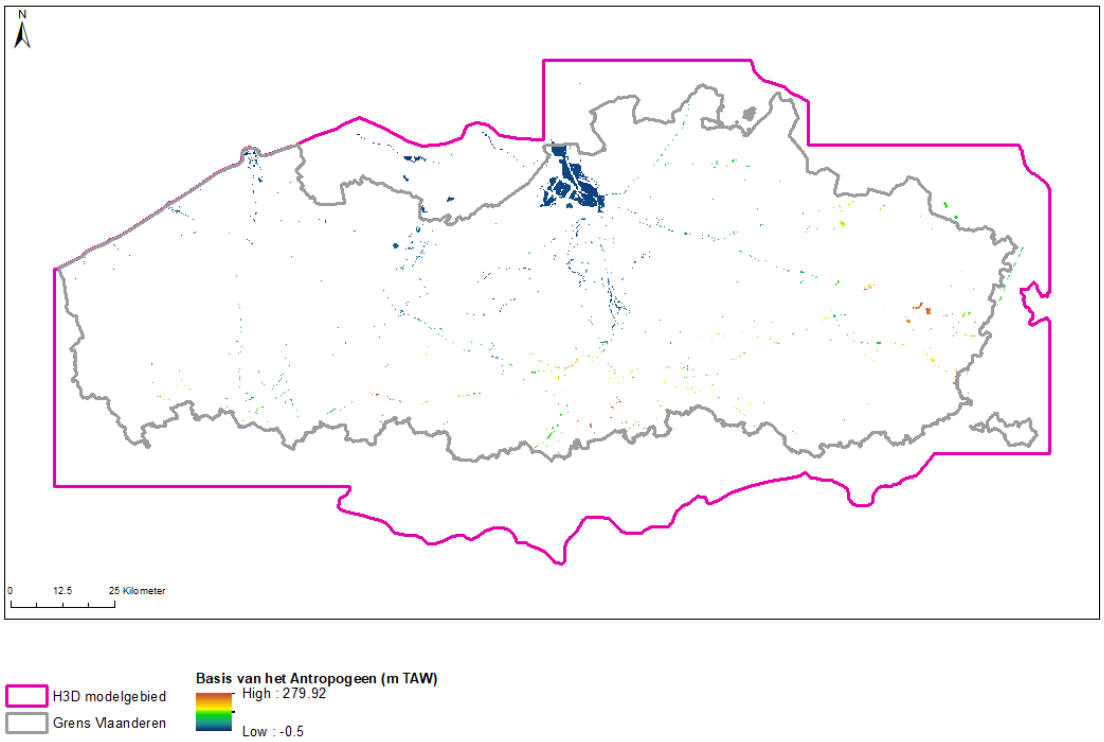
BIJLAGE G: FIGUREN BASIS EN DIKTE G3D EN H3D MODELEENHEDEN

Bijlage G1: Figuren basis en dikte G3D-Modeleenheden _____ 2

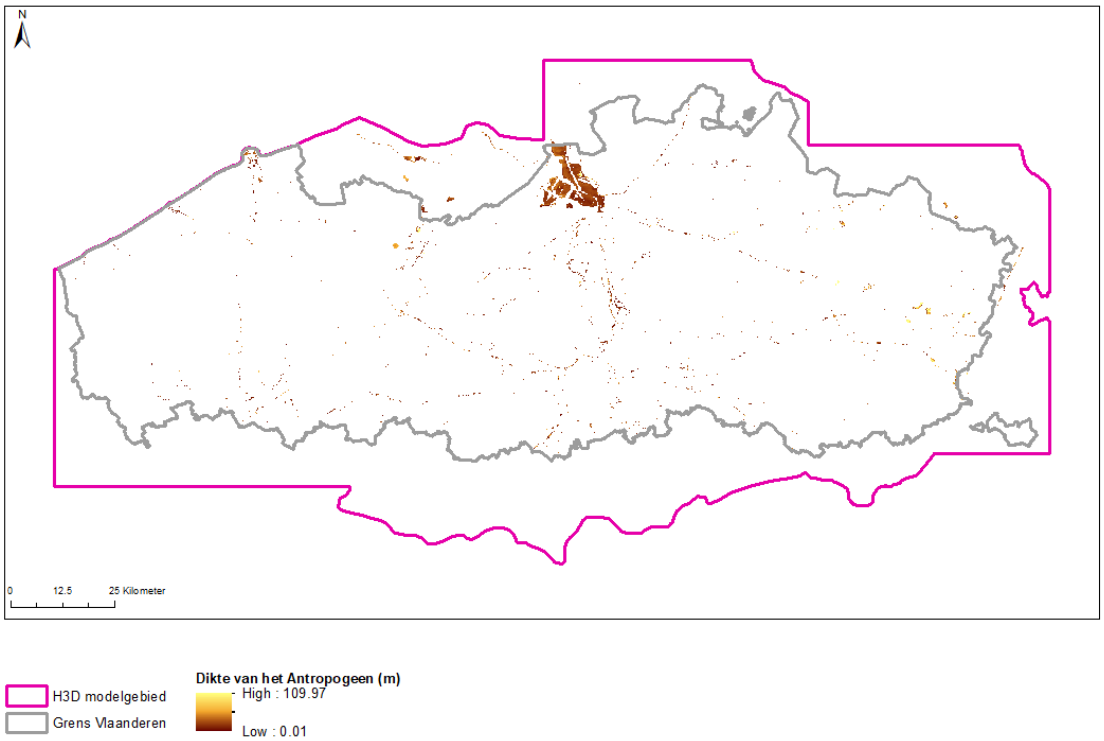
Bijlage G2: Figuren basis en dikte H3D-Modeleenheden _____ 128

BIJLAGE G1: FIGUREN BASIS EN DIKTE G3D-MODELEENHEDEN

Bijlage G1.1

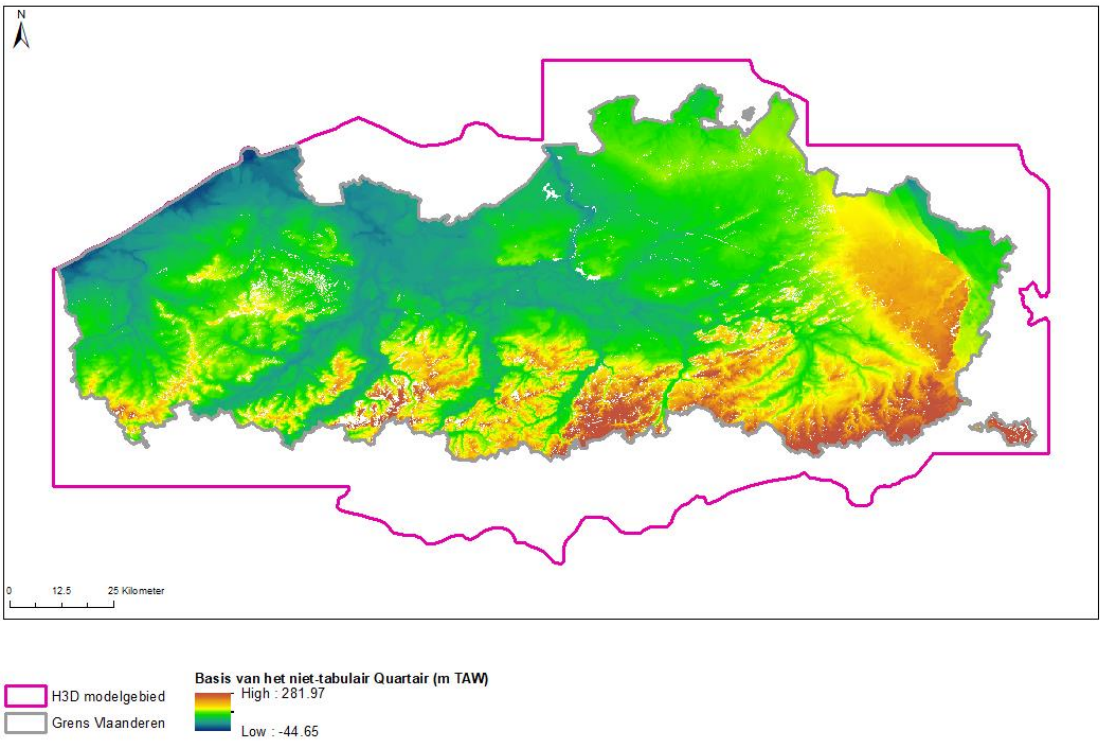


Basis van het Antropogeen

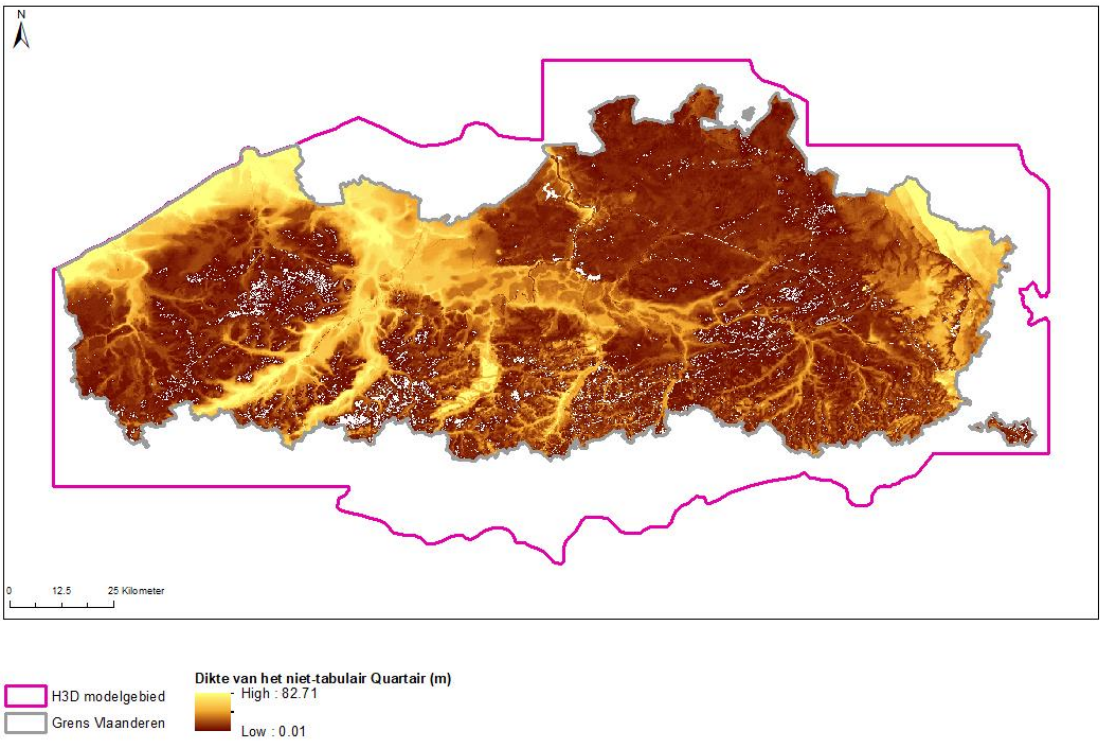


Dikte van het Antropogeen

Bijlage G1.2 Niet-tabulair Quartair

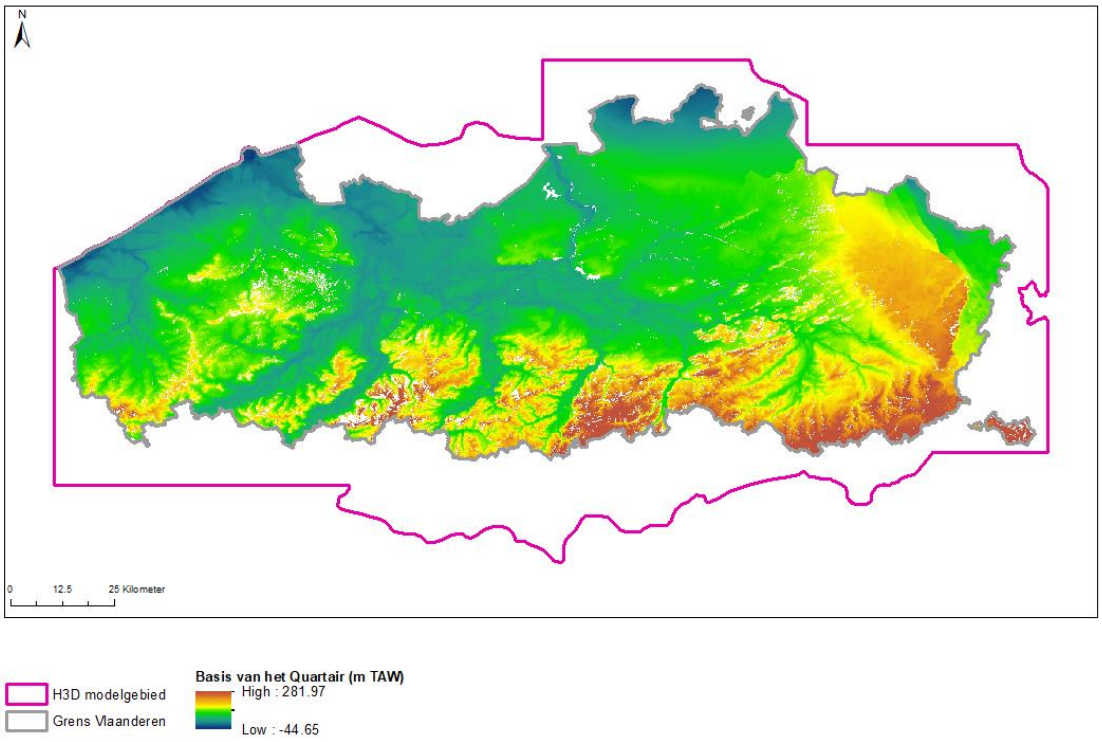


Basis van het niet-tabulair Quartair

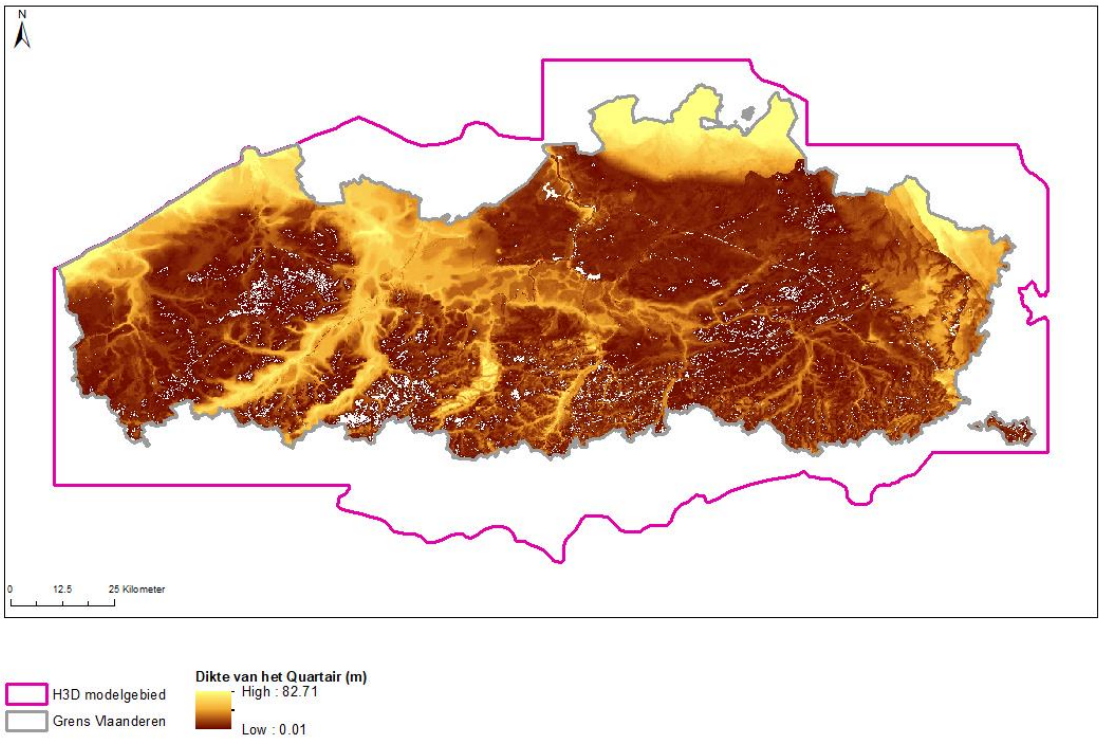


Dikte van het niet-tabulair Quartair

Bijlage G1.3 Quartair

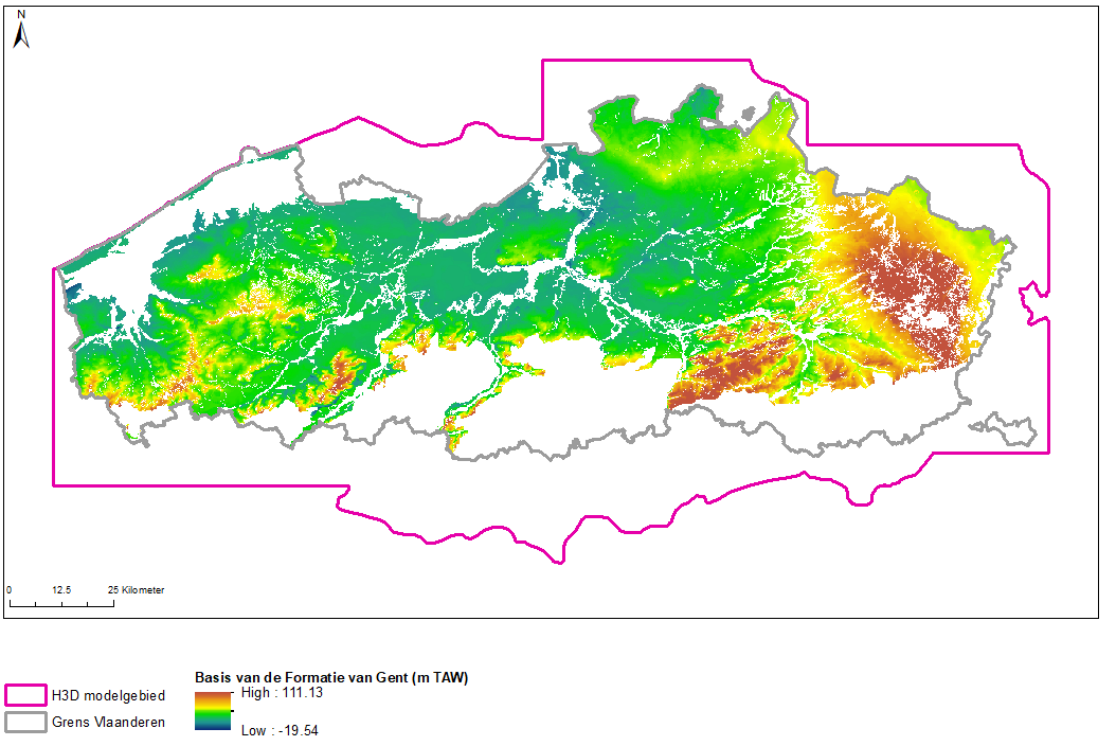


Basis van het Quartair

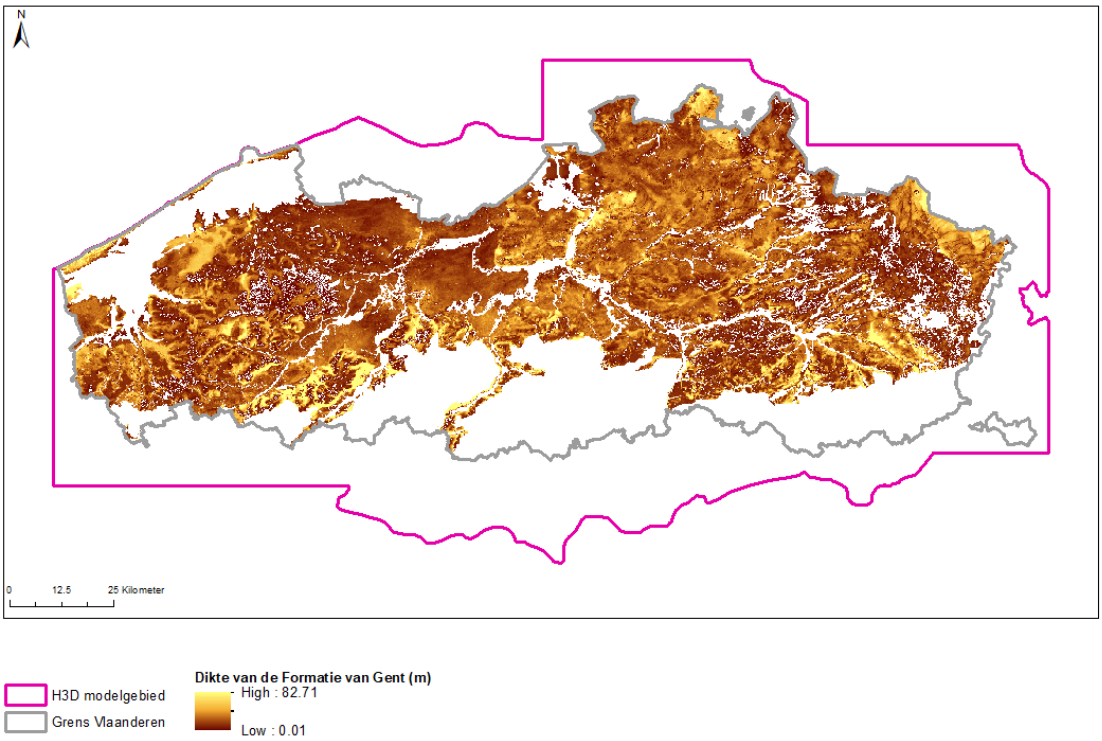


Dikte van het Quartair

Bijlage G1.4 Formatie van Gent

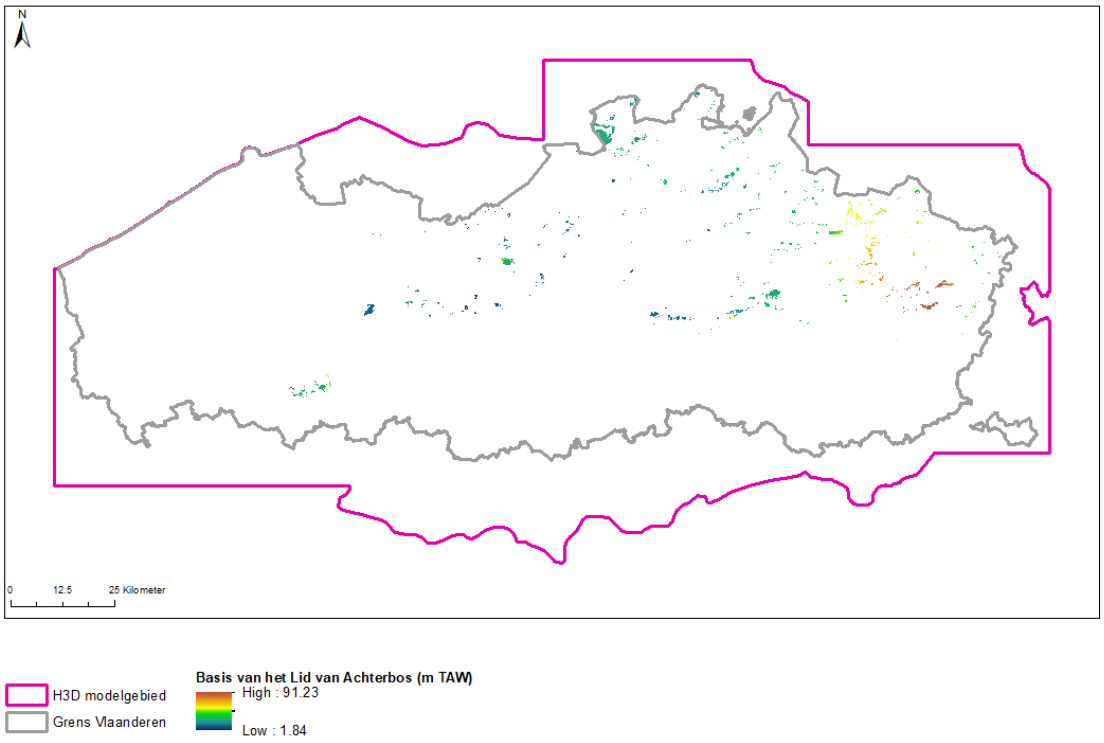


Basis van de Formatie van Gent

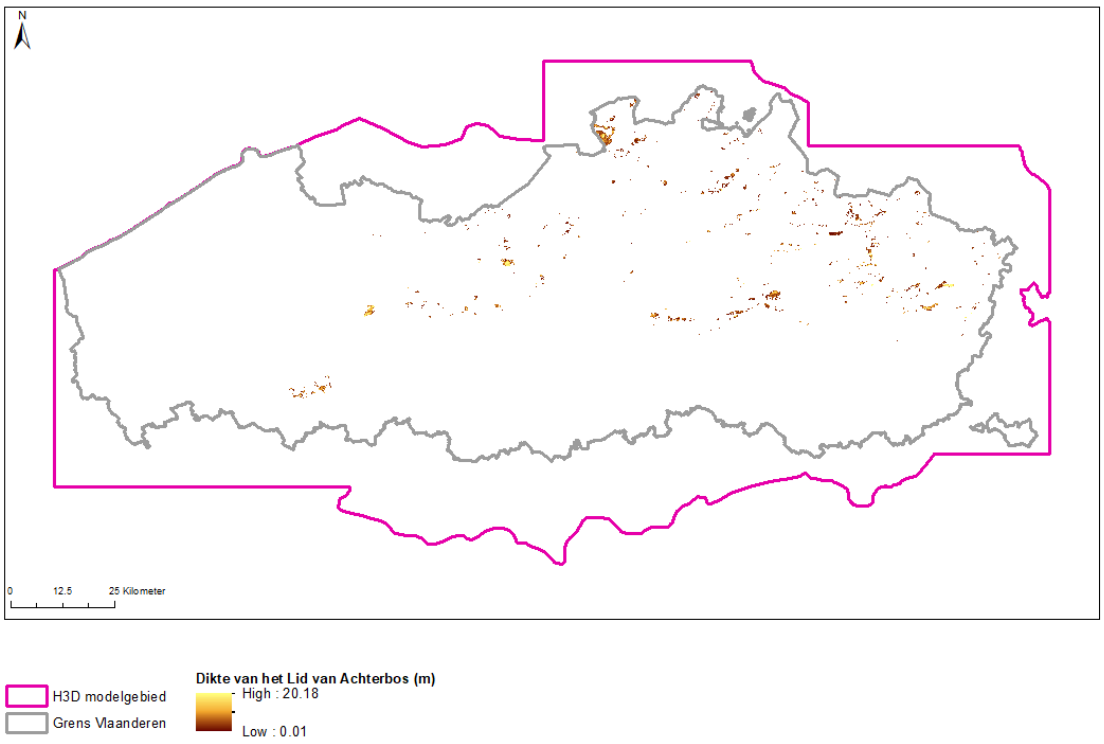


Dikte van de Formatie van Gent

Bijlage G1.4.1 Lid van Achterbos

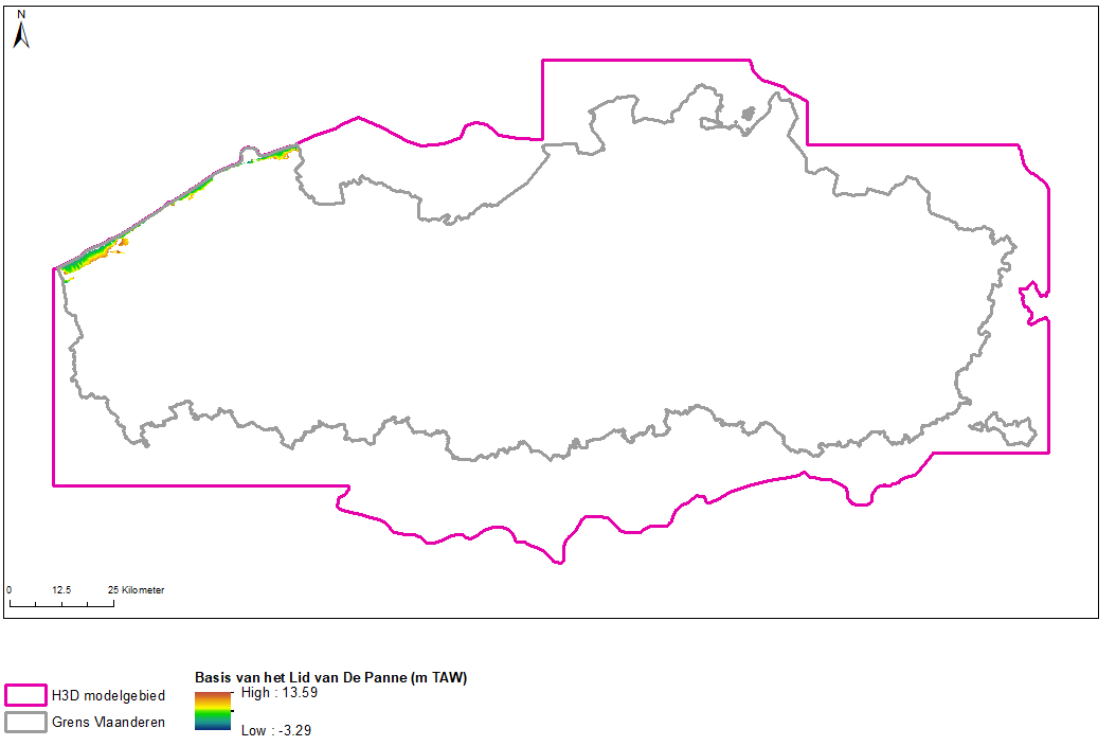


Basis van het Lid van Achterbos

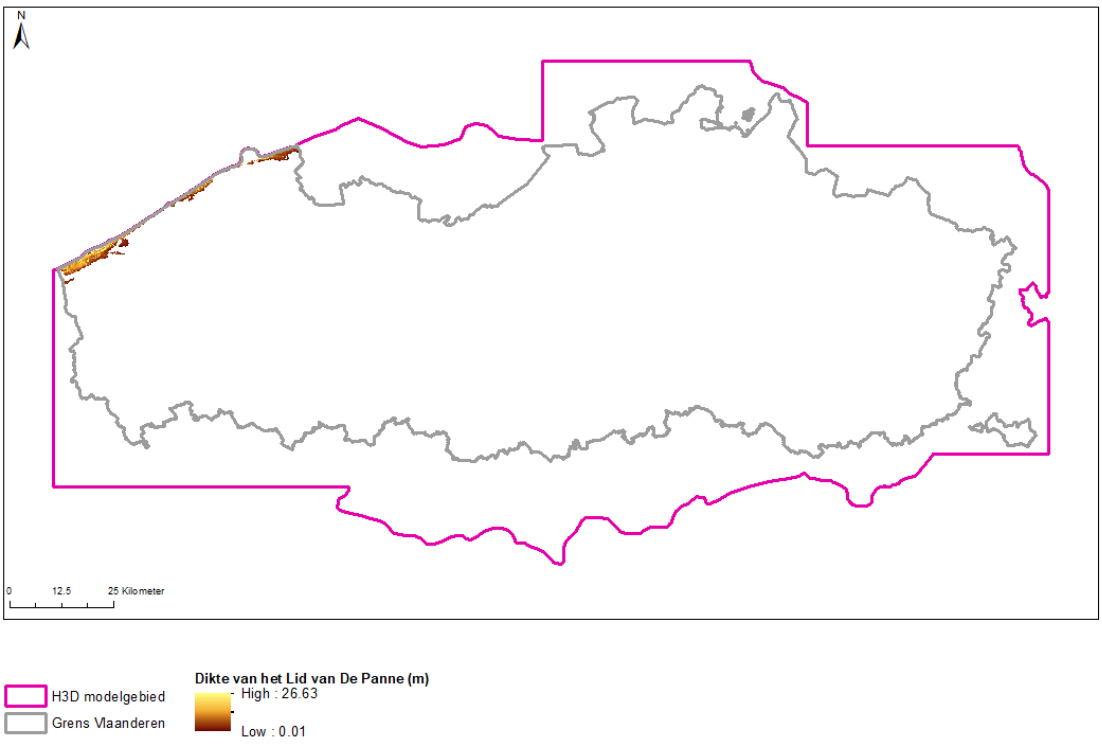


Dikte van het Lid van Achterbos

Bijlage G1.4.2 Lid van De Panne

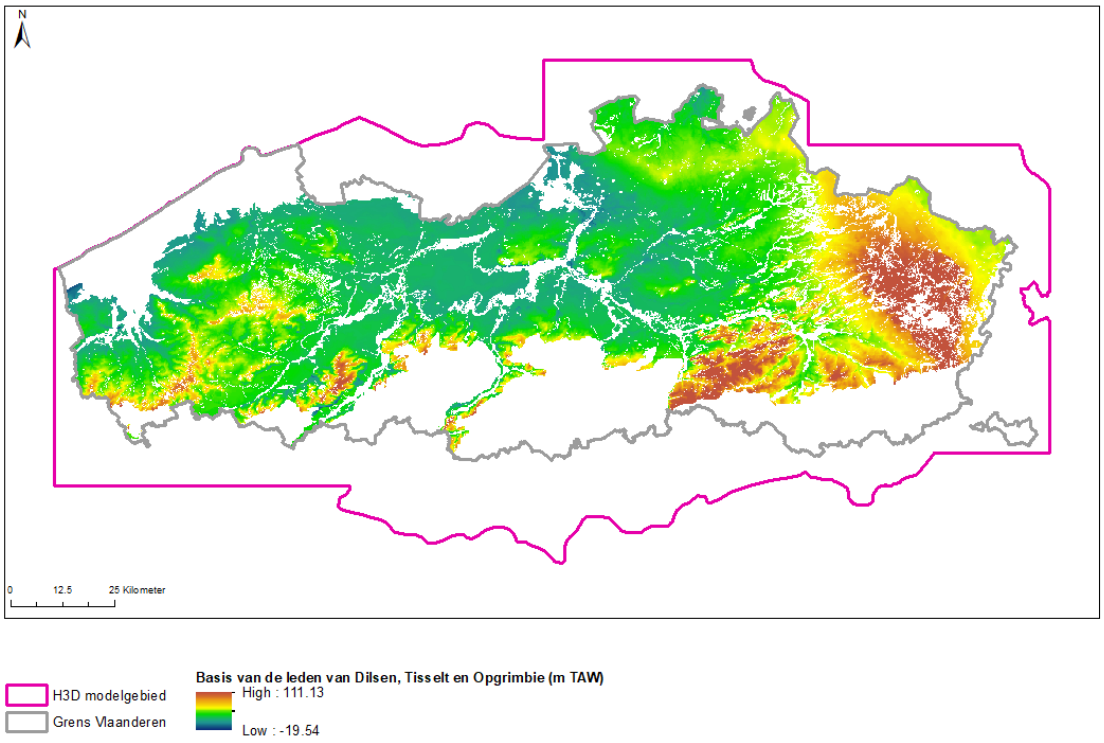


Basis van het Lid van De Panne

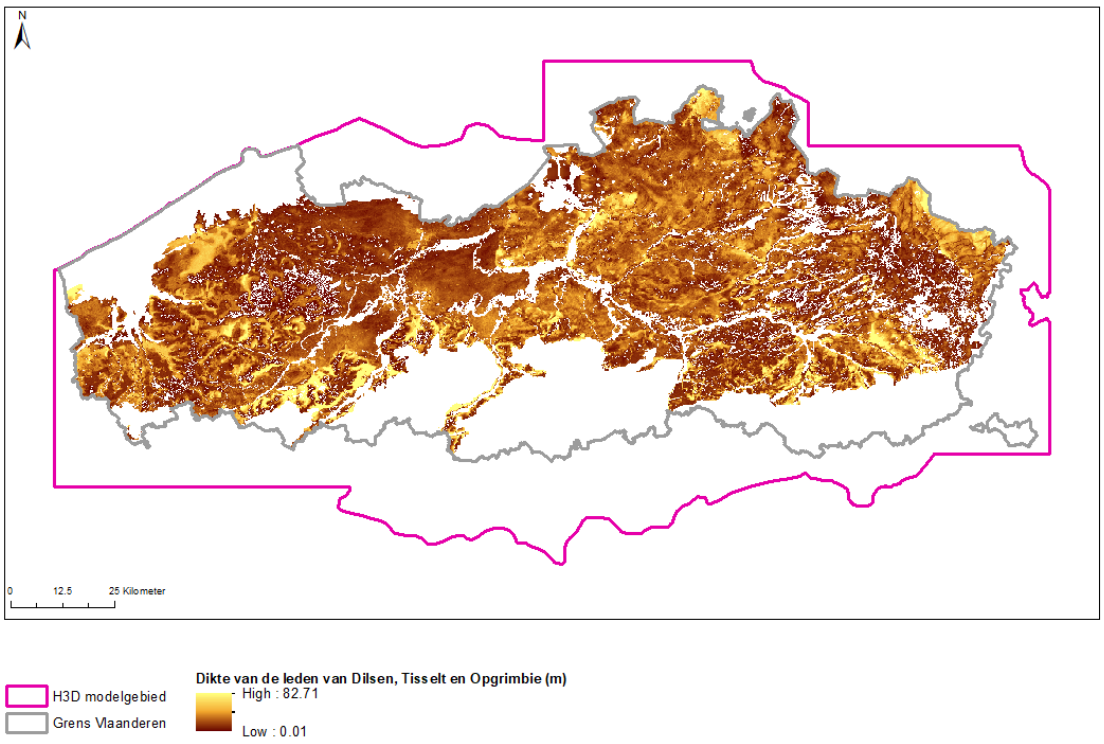


Dikte van het Lid van De Panne

Bijlage G1.4.3 Leden van Dilsen, Tisselt en Opgrimbie

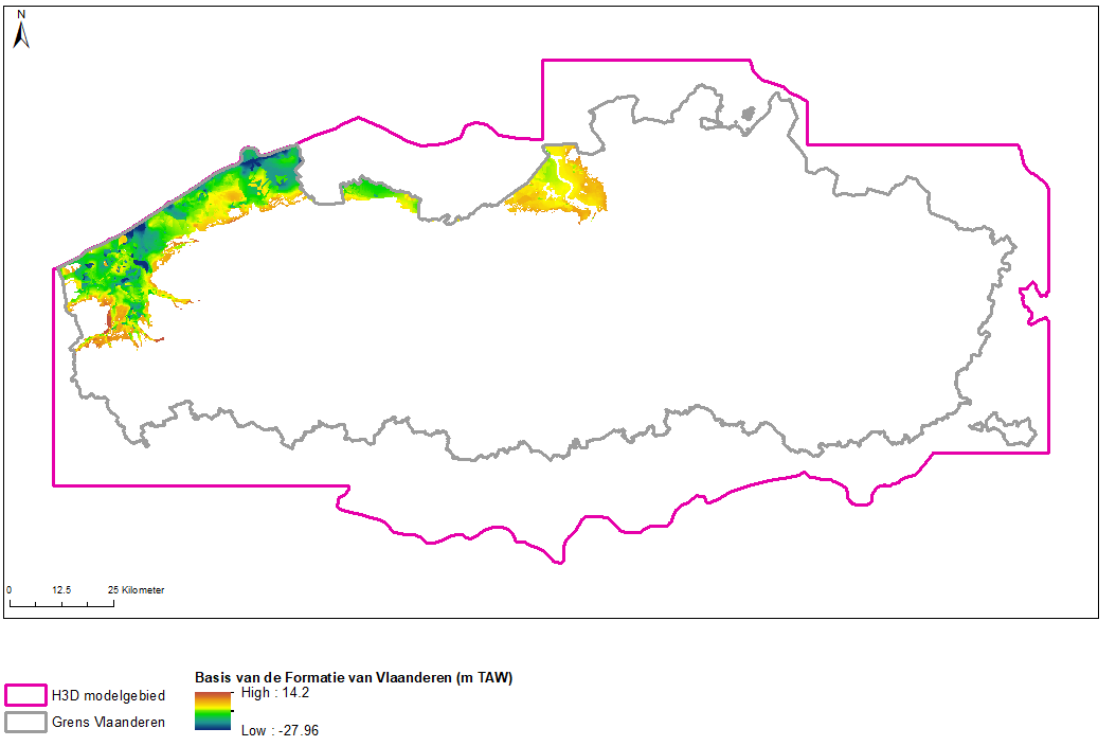


Basis van de leden van Dilsen, Tisselt en Opgrimbie

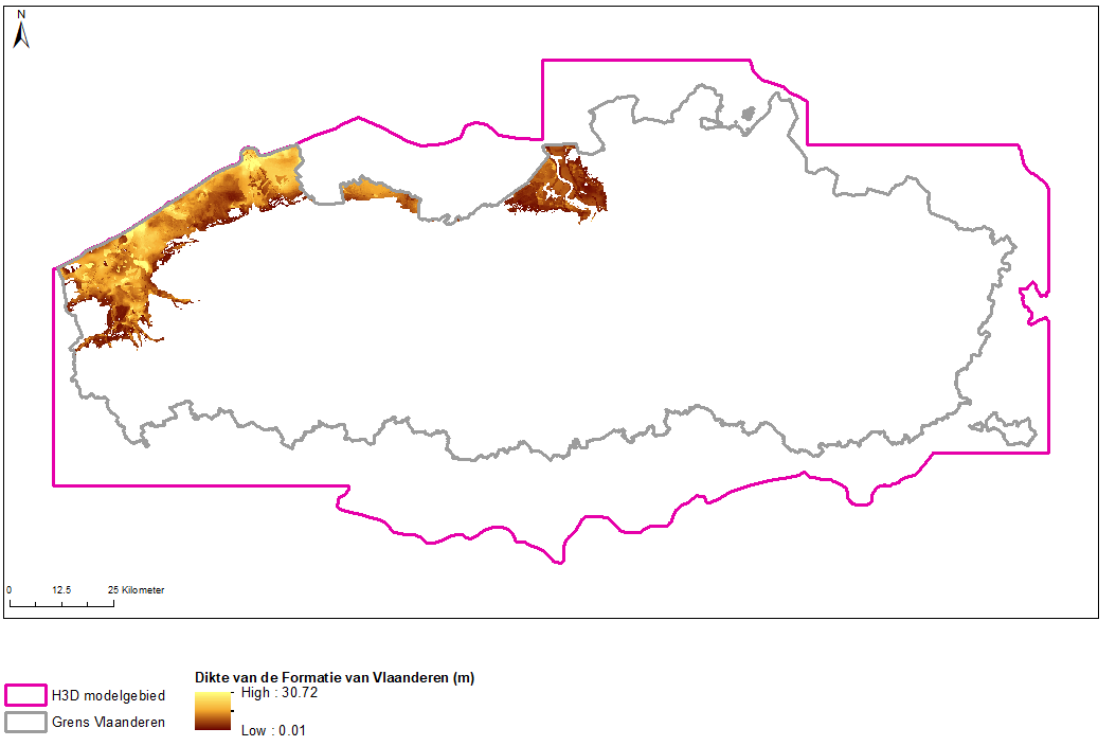


Dikte van de leden van Dilsen, Tisselt en Opgrimbie

Bijlage G1.5 Formatie van Vlaanderen

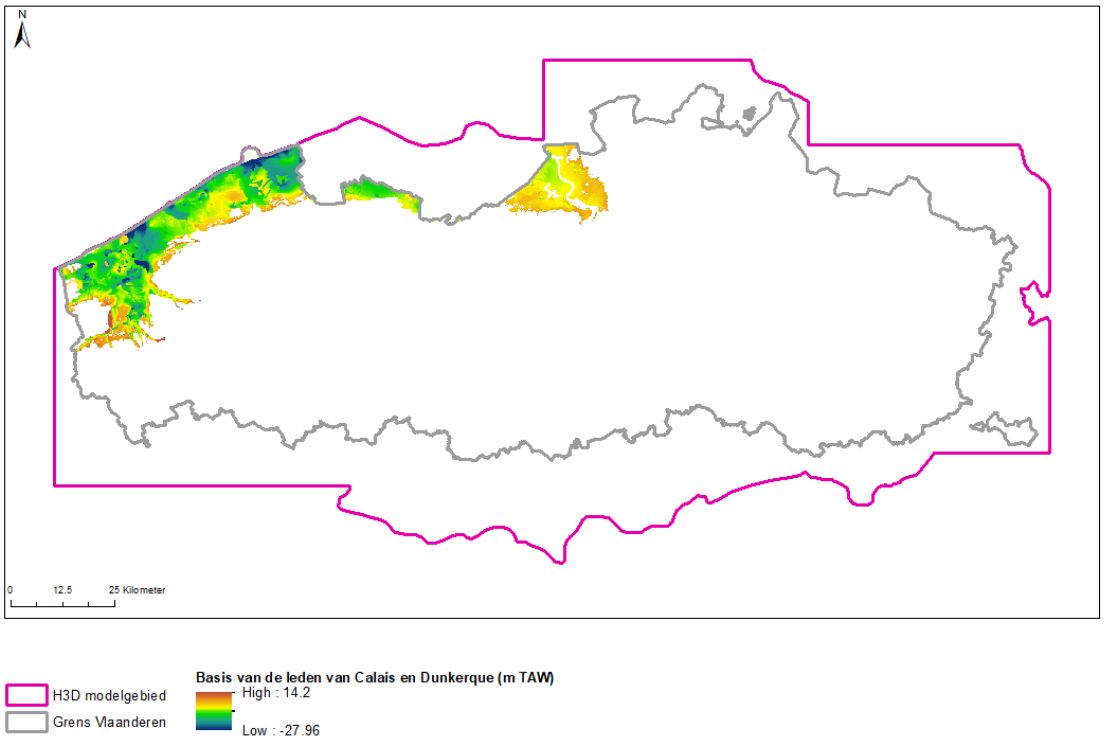


Basis van de Formatie van Vlaanderen

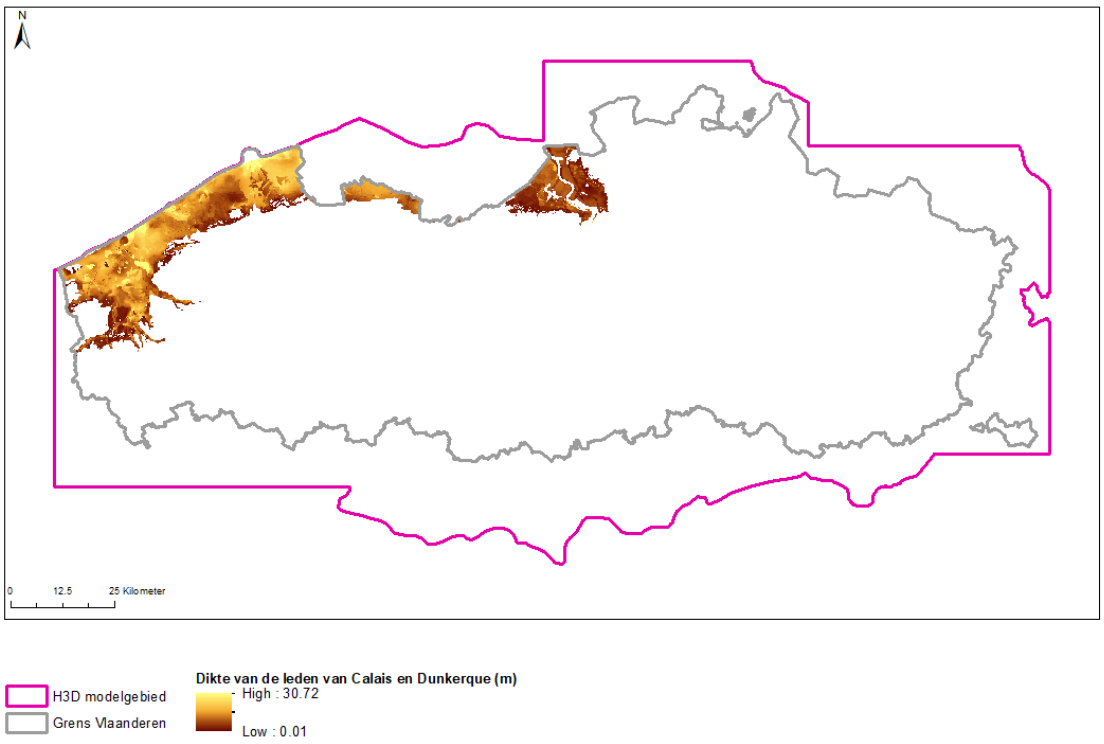


Dikte van de Formatie van Vlaanderen

Bijlage G1.5.1 Leden van Calais en Dunkerque

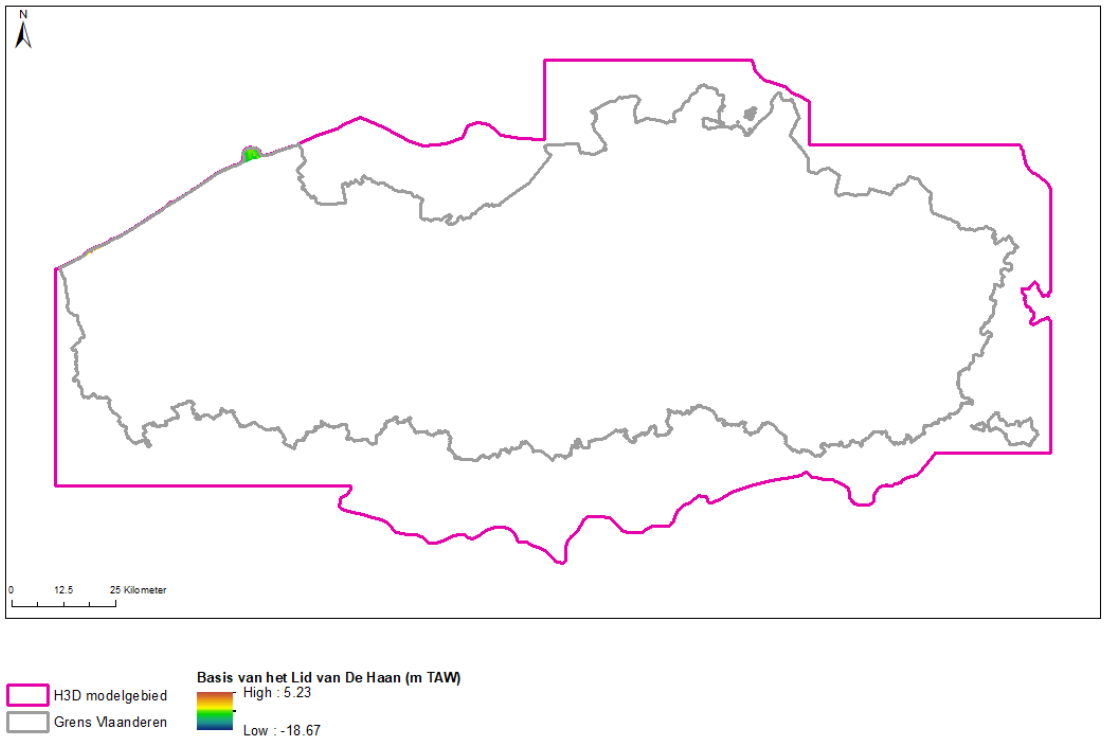


Basis van de leden van Calais en Dunkerque

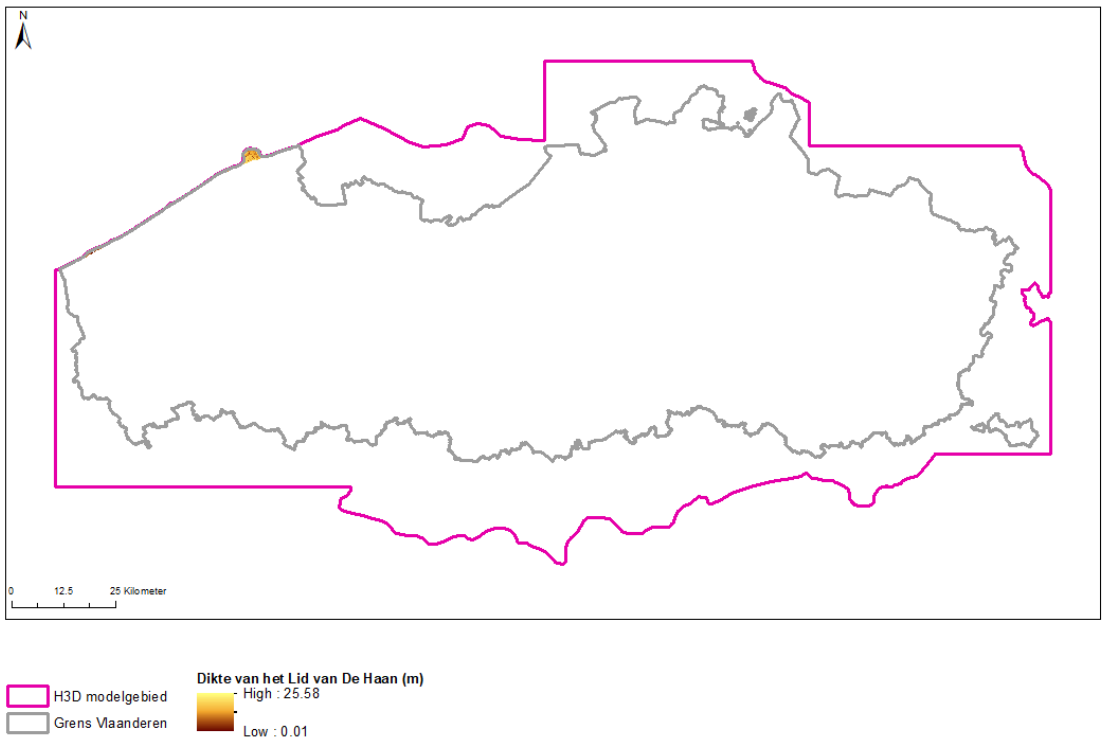


Dikte van de leden van Calais en Dunkerque

Bijlage G1.5.2 Lid van De Haan

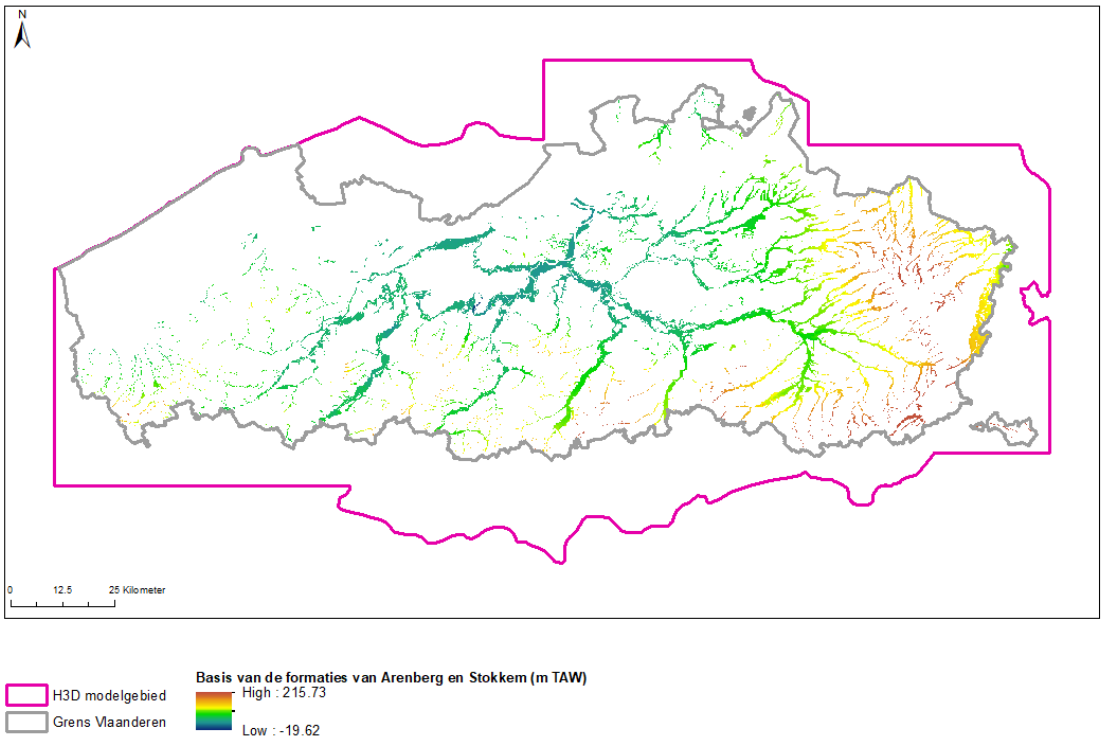


Basis van het Lid van De Haan

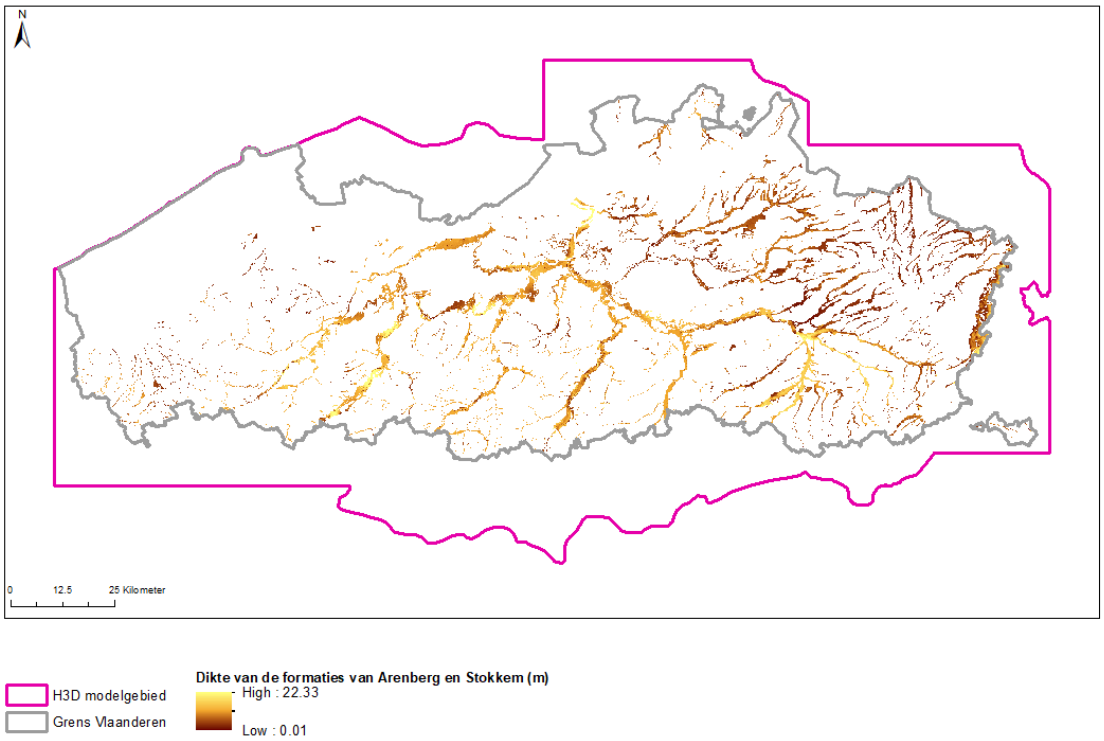


Dikte van het Lid van De Haan

Bijlage G1.6 Formaties van Arenberg en Stokkem

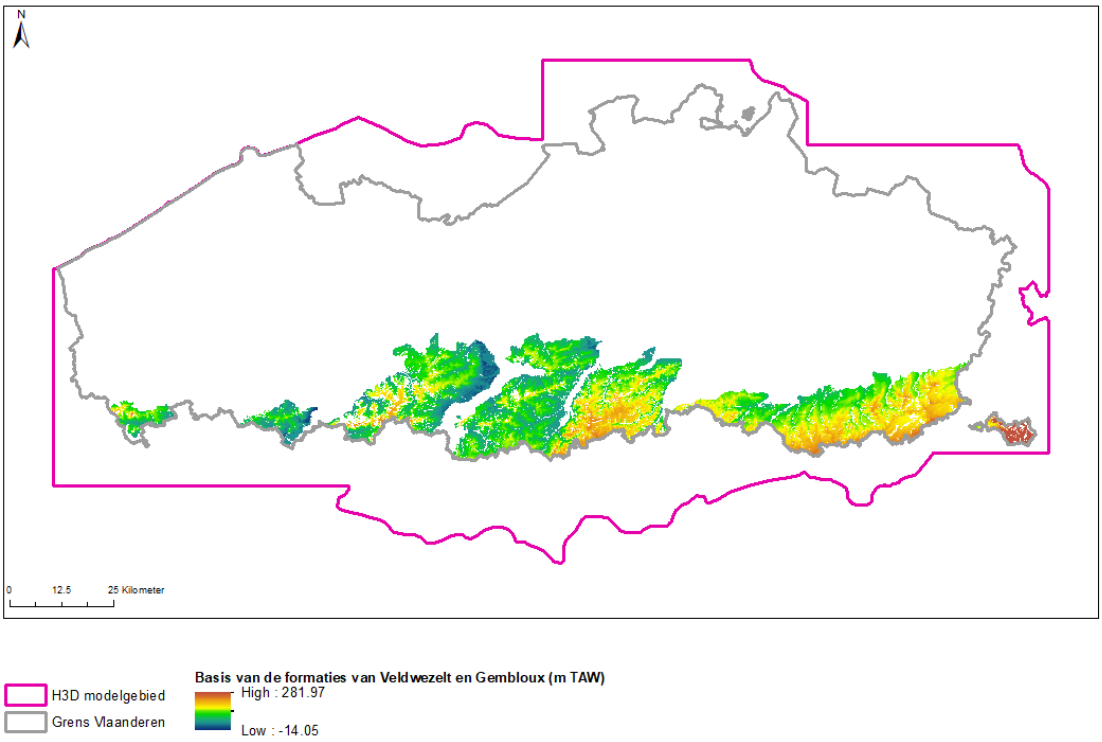


Basis van de formaties van Arenberg en Stokkem

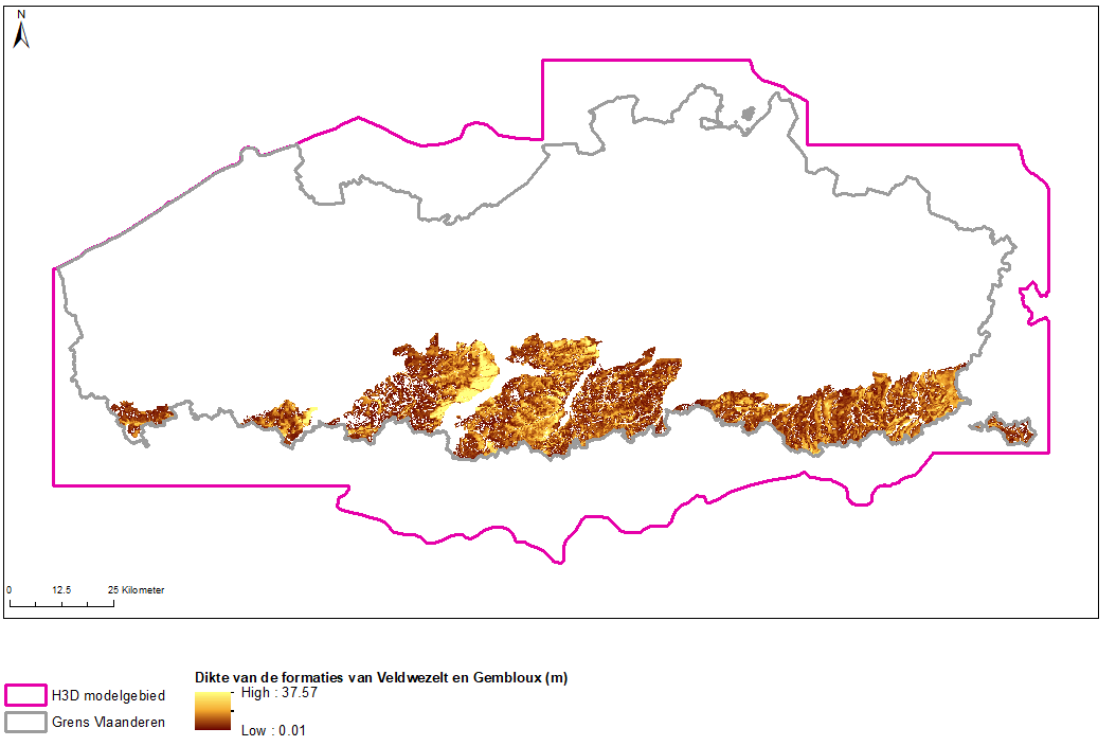


Dikte van de formaties van Arenberg en Stokkem

Bijlage G1.7 Formaties van Veldwezelt en Gembloux

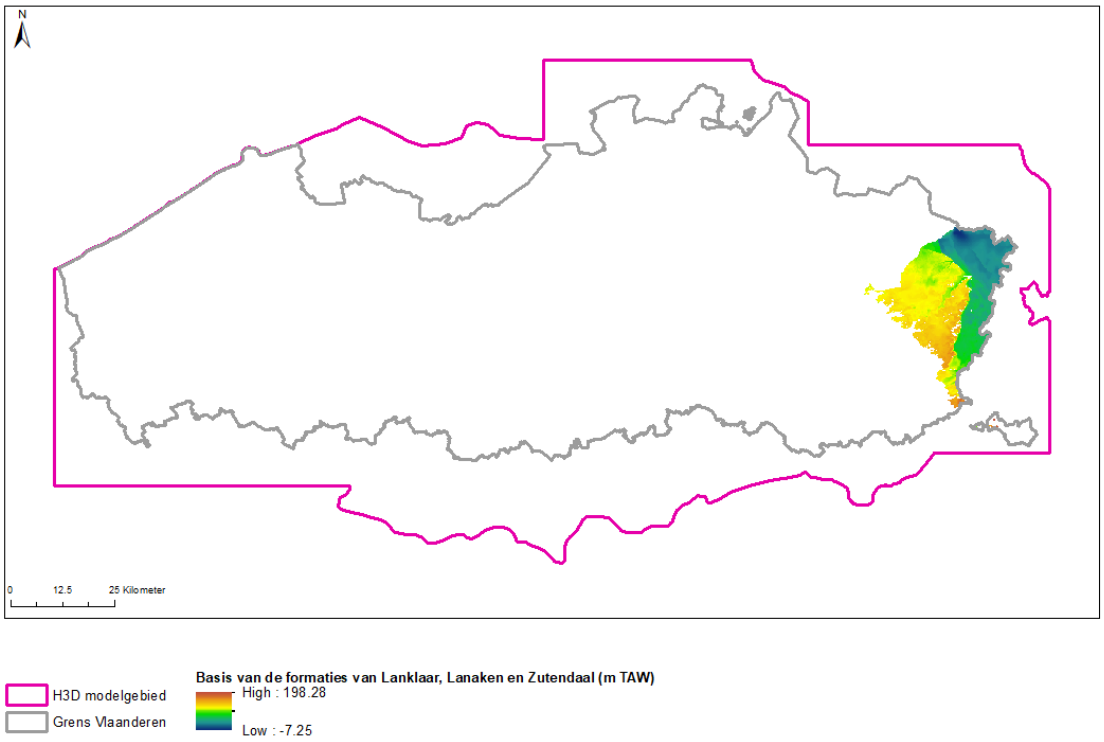


Basis van de formaties van Veldwezelt en Gembloux

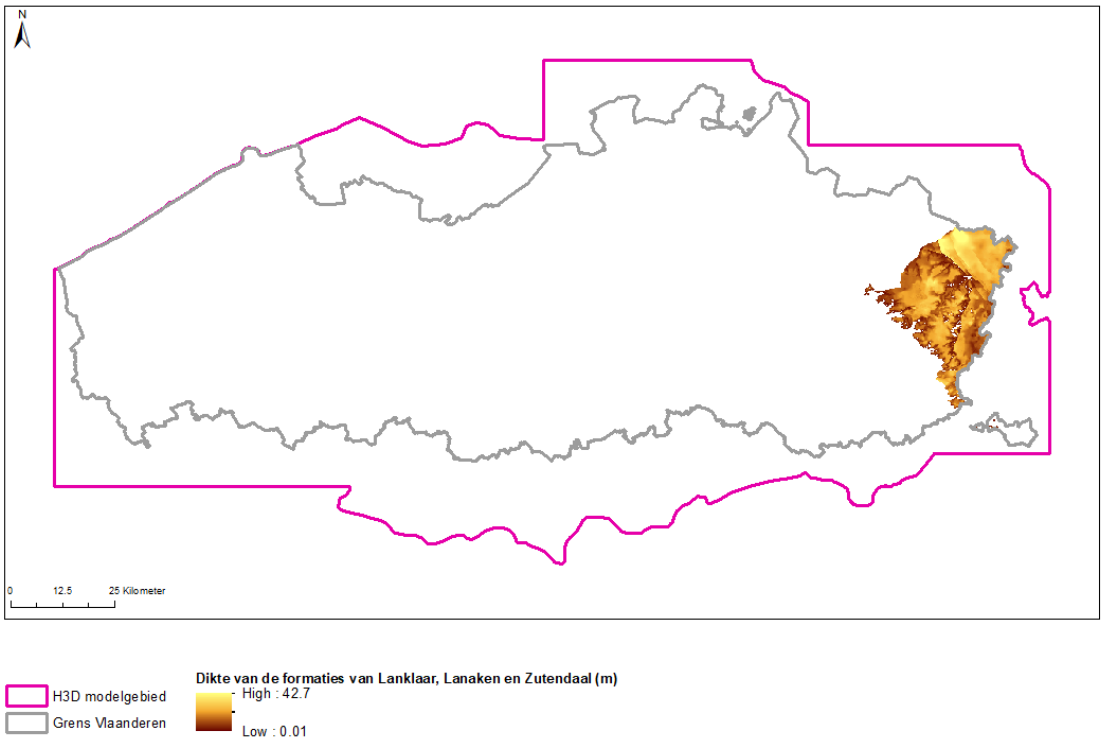


Dikte van de formaties van Veldwezelt en Gembloux

Bijlage G1.8 Formaties van Lanklaar, Lanaken en Zutendaal

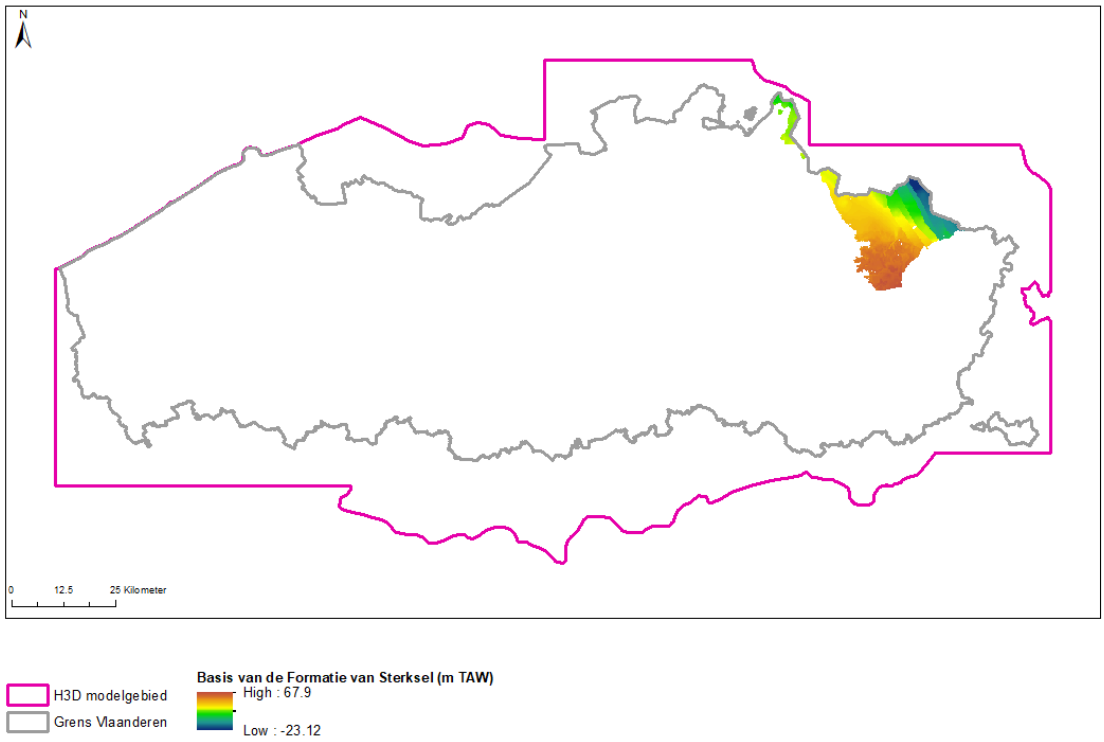


Basis van de formaties van Lanklaar, Lanaken en Zutendaal

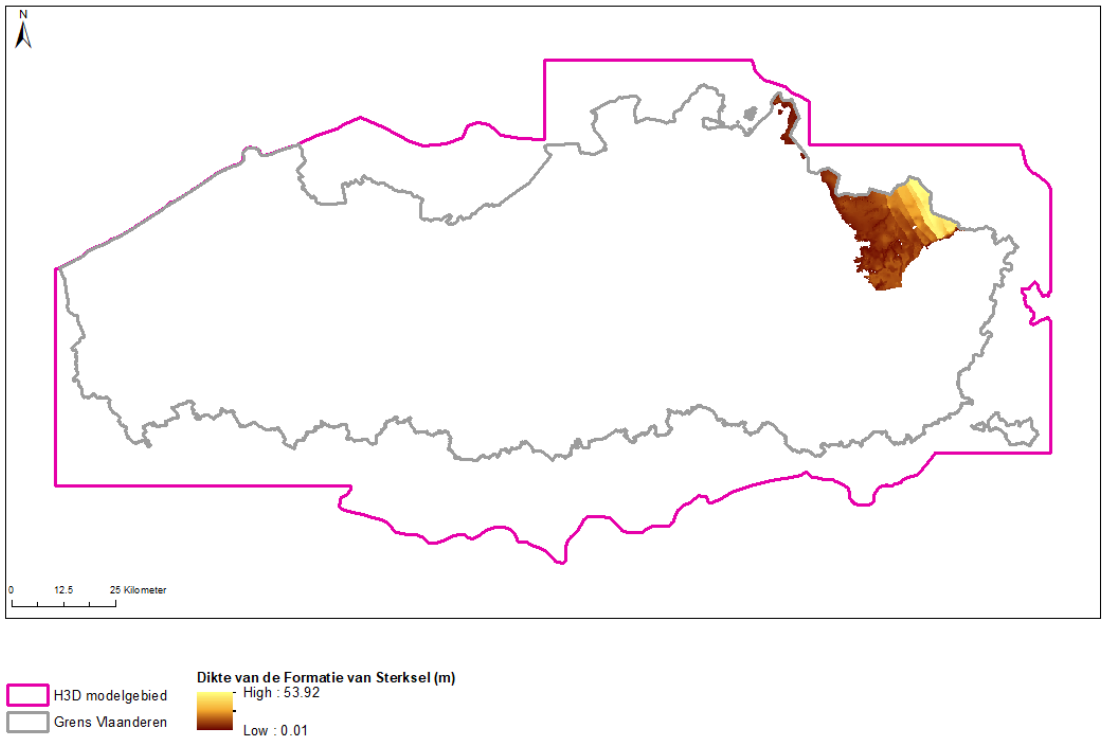


Dikte van de formaties van Lanklaar, Lanaken en Zutendaal

Bijlage G1.9 Formatie van Sterksel

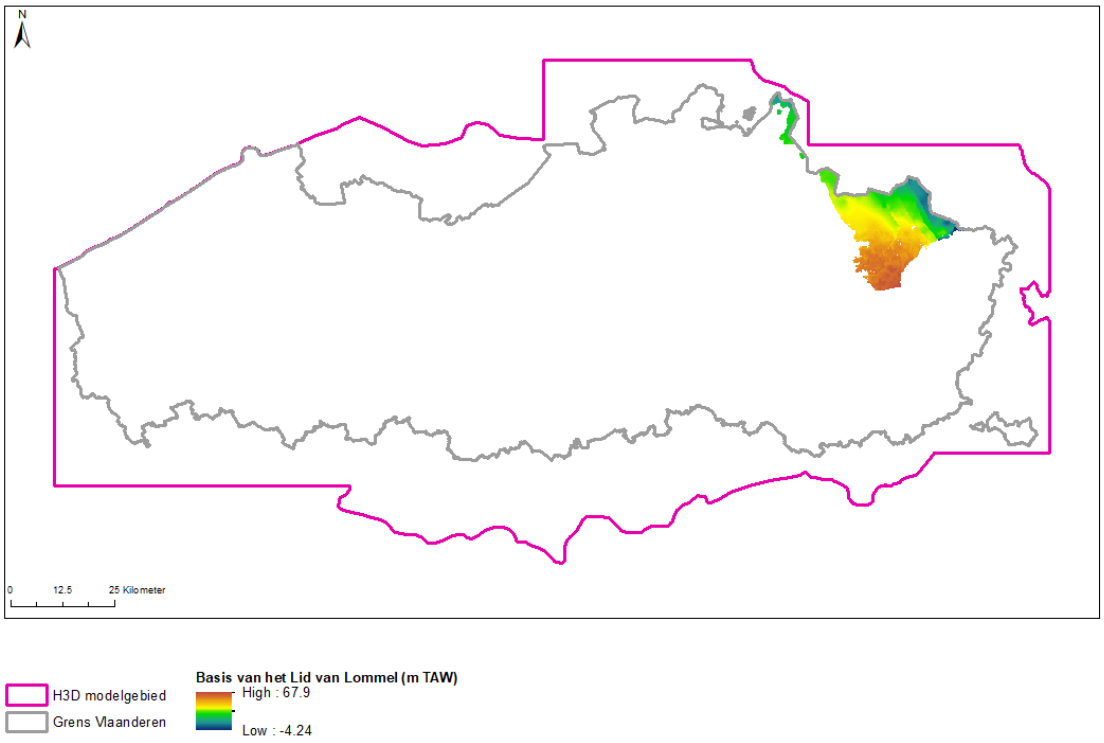


Basis van de Formatie van Sterksel

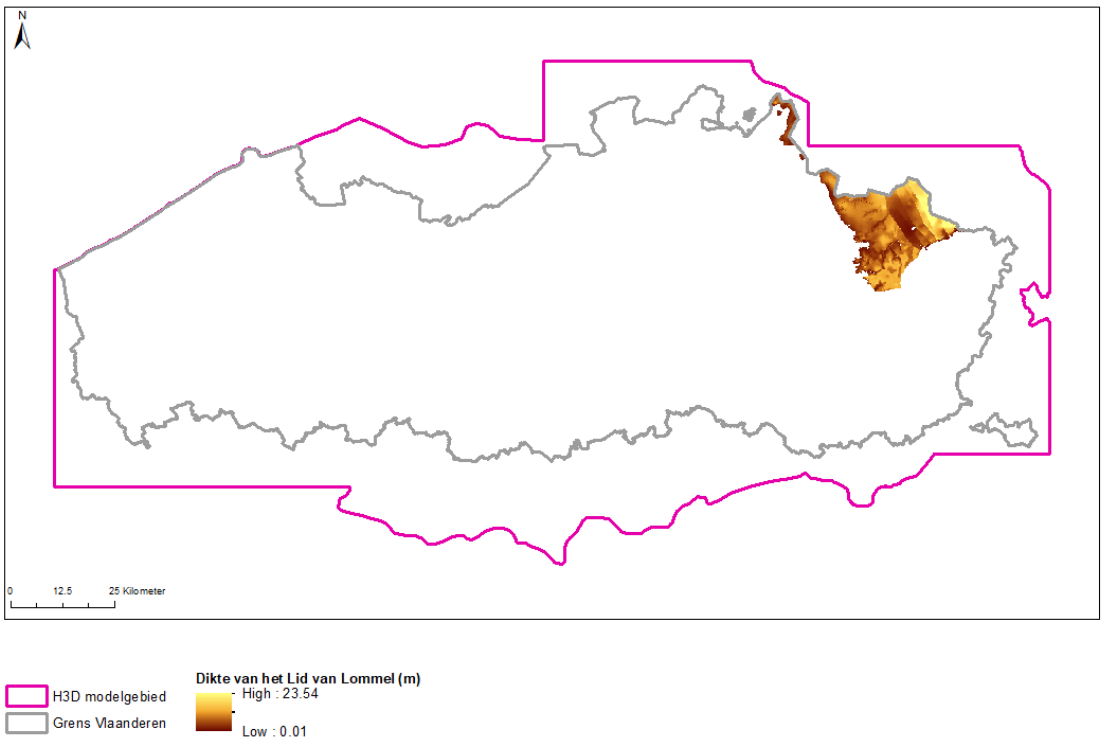


Dikte van de Formatie van Sterksel

Bijlage G1.9.1 Lid van Lommel

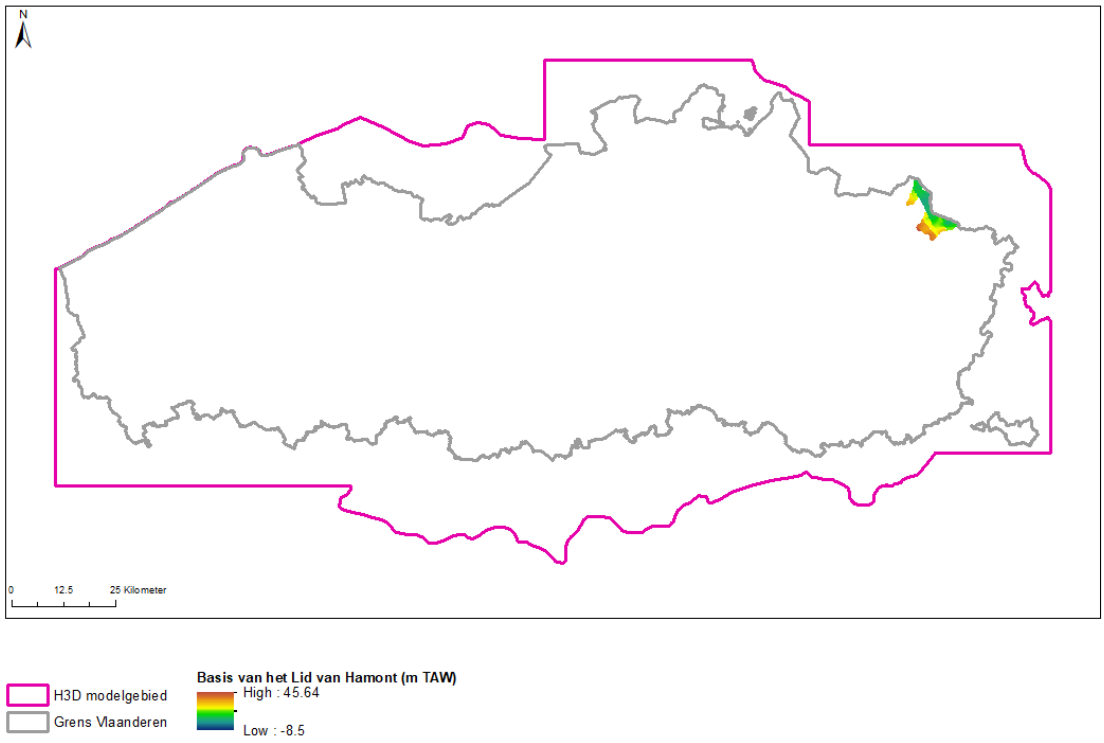


Basis van het Lid van Lommel

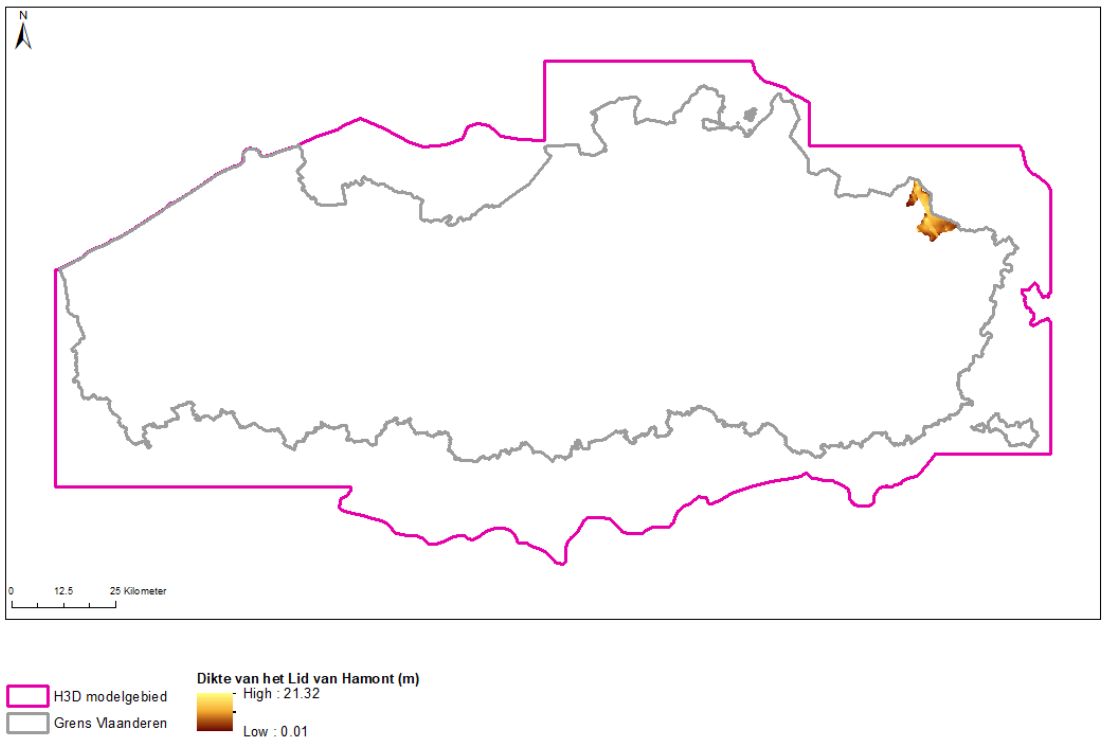


Dikte van het Lid van Lommel

Bijlage G1.9.2 Lid van Hamont

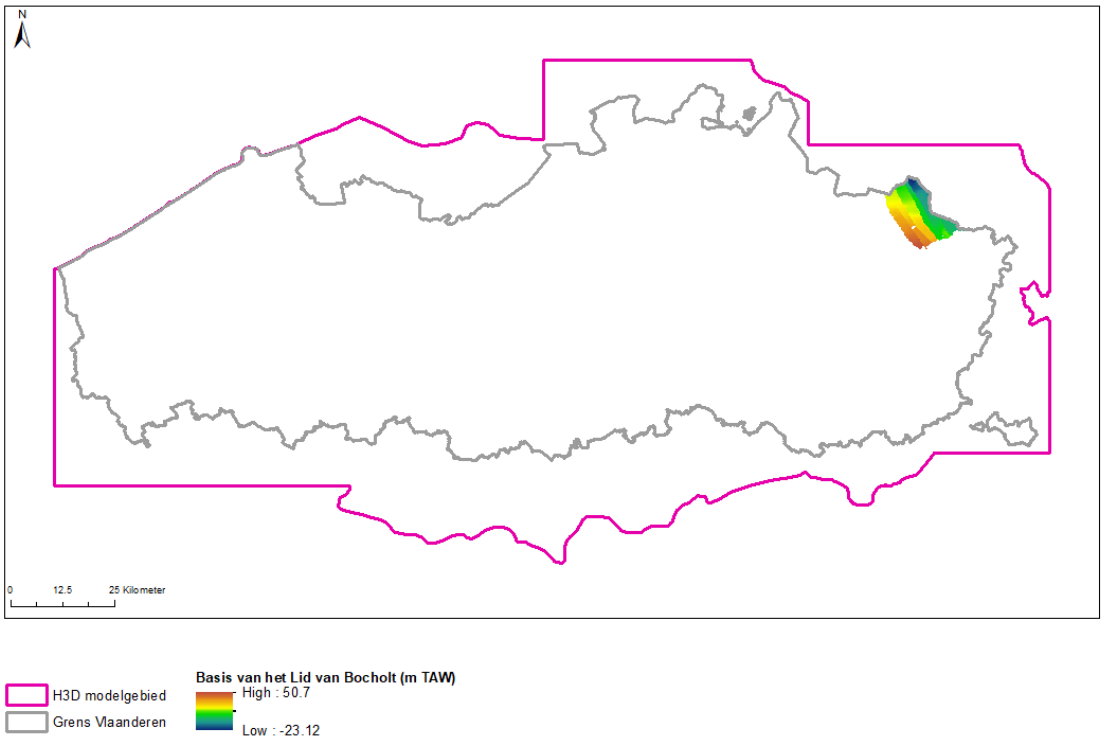


Basis van het Lid van Hamont

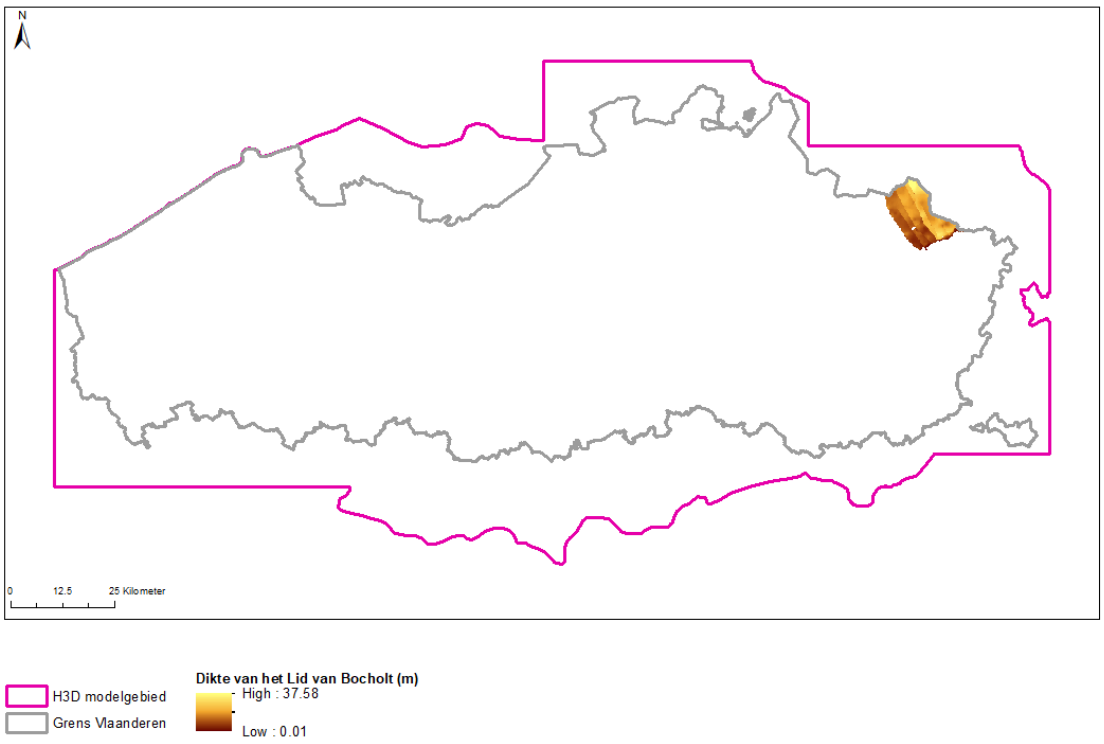


Dikte van het Lid van Hamont

Bijlage G1.9.3 Lid van Bocholt

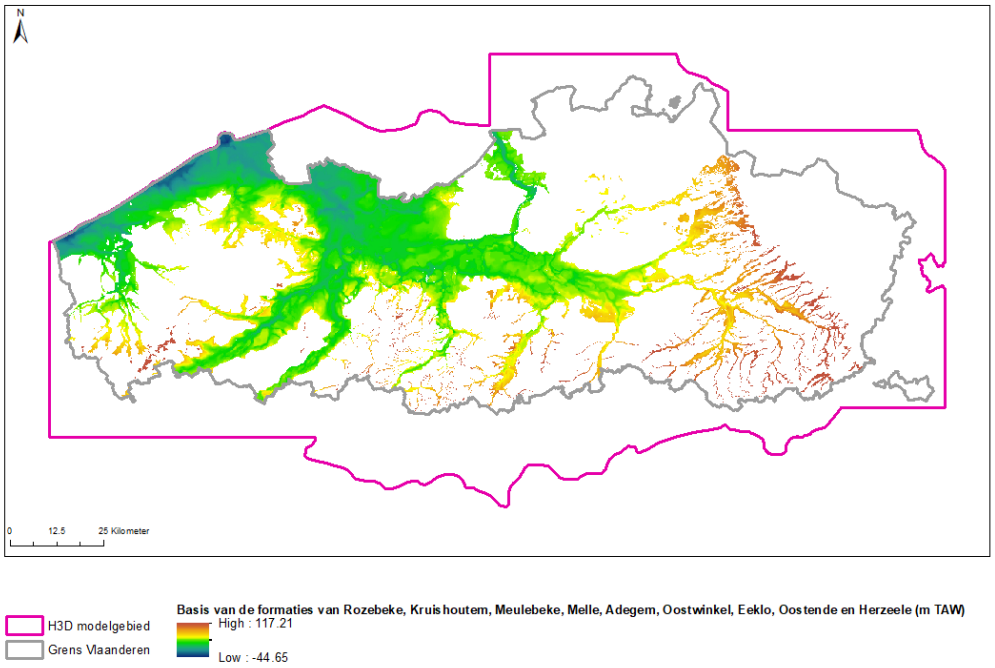


Basis van het Lid van Bocholt

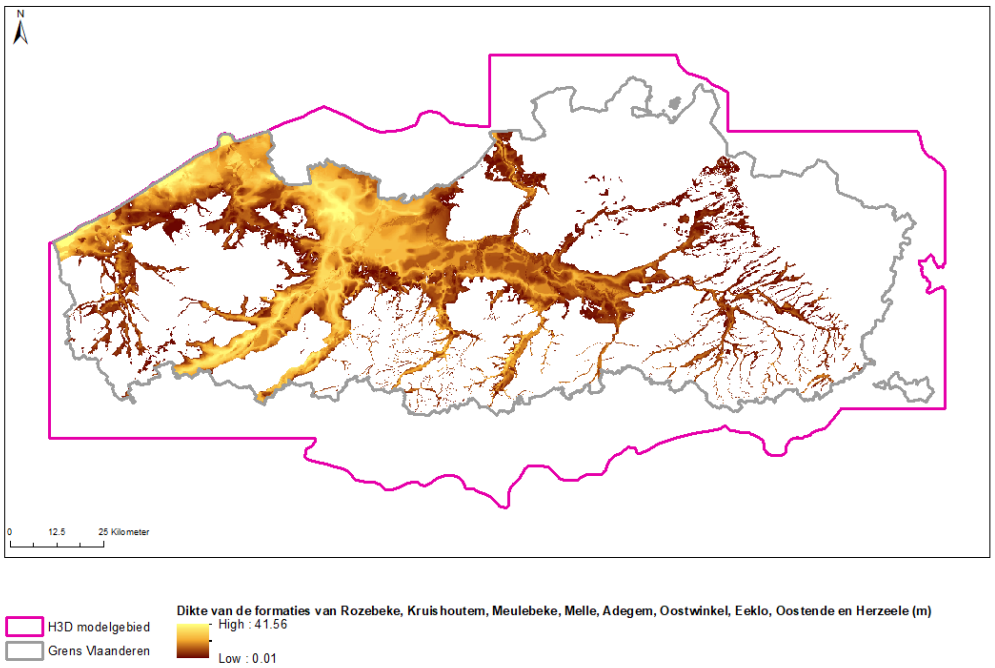


Dikte van het Lid van Bocholt

Bijlage G1.10 Formaties van Rozebeke, Kruishoutem, Meulebeke, Melle, Adegem, Oostwinkel, Eeklo, Oostende en Herzeele

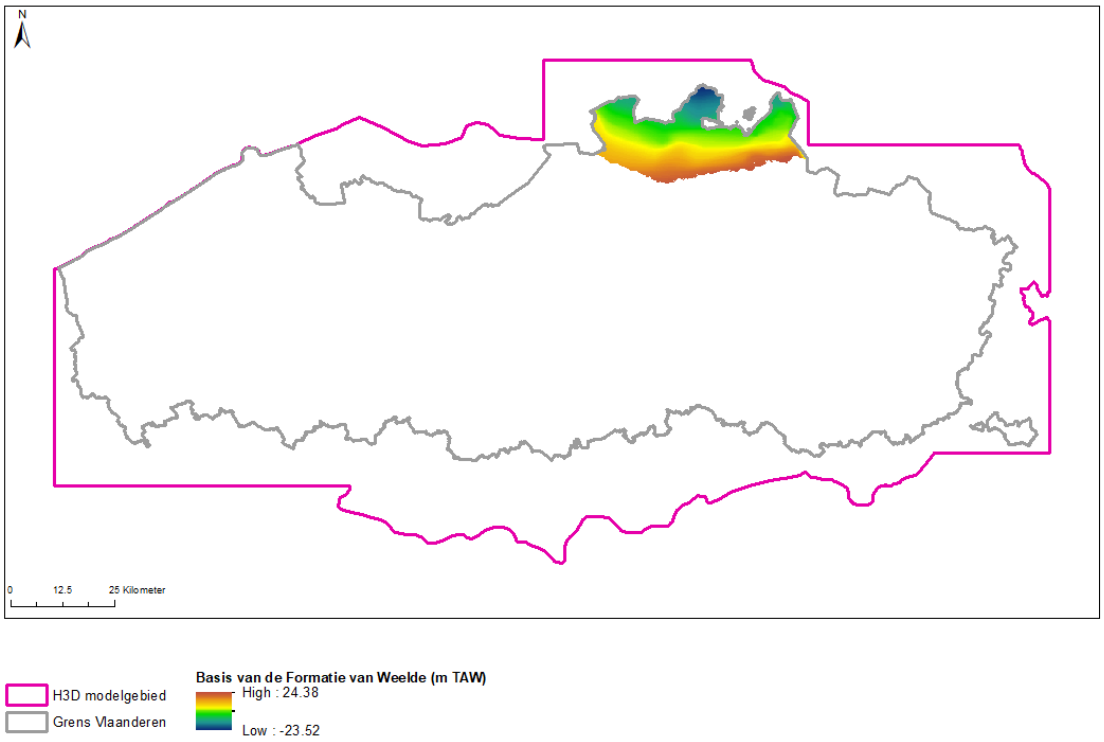


Basis van de formaties van Rozebeke, Kruishoutem, Meulebeke, Melle, Adegem, Oostwinkel, Eeklo, Oostende en Herzeele

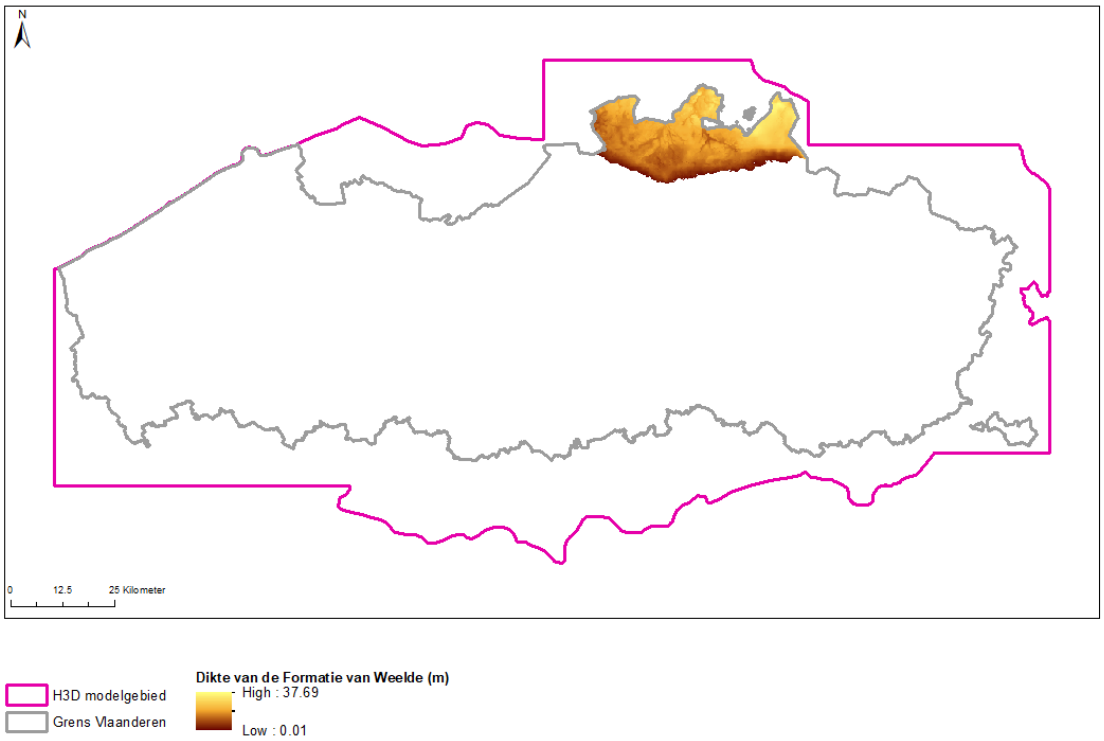


Dikte van de formaties van Rozebeke, Kruishoutem, Meulebeke, Melle, Adegem, Oostwinkel, Eeklo, Oostende en Herzeele

Bijlage G1.11 Formatie van Weelde

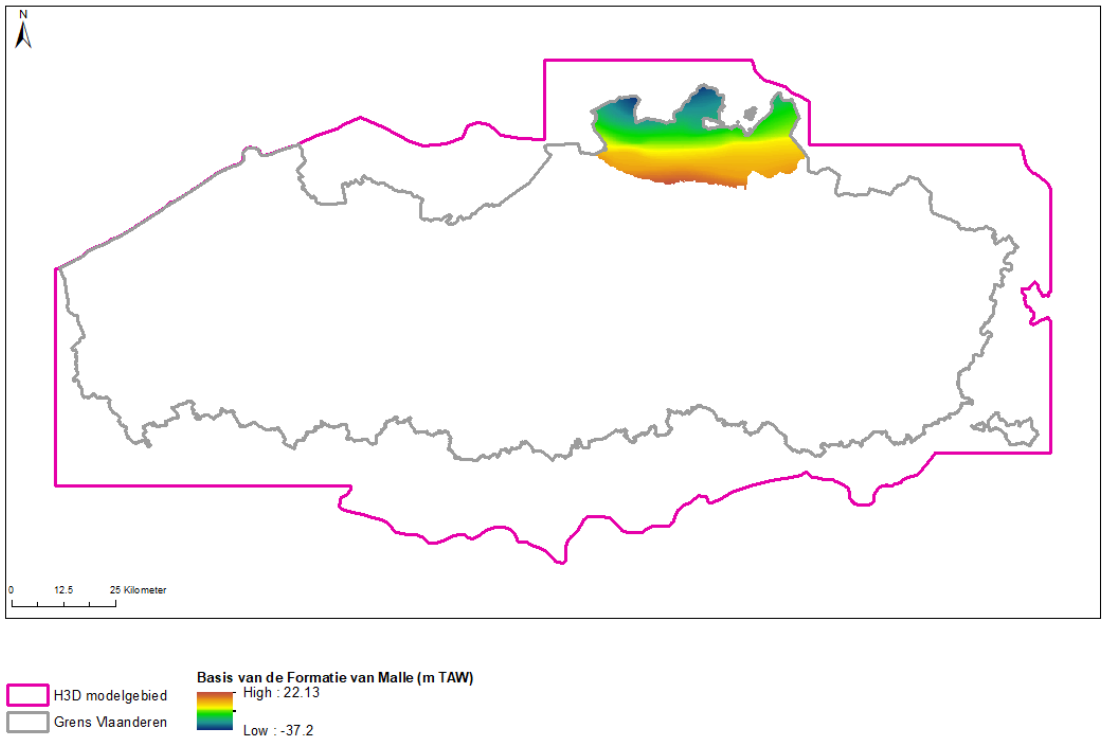


Basis van de Formatie van Weelde

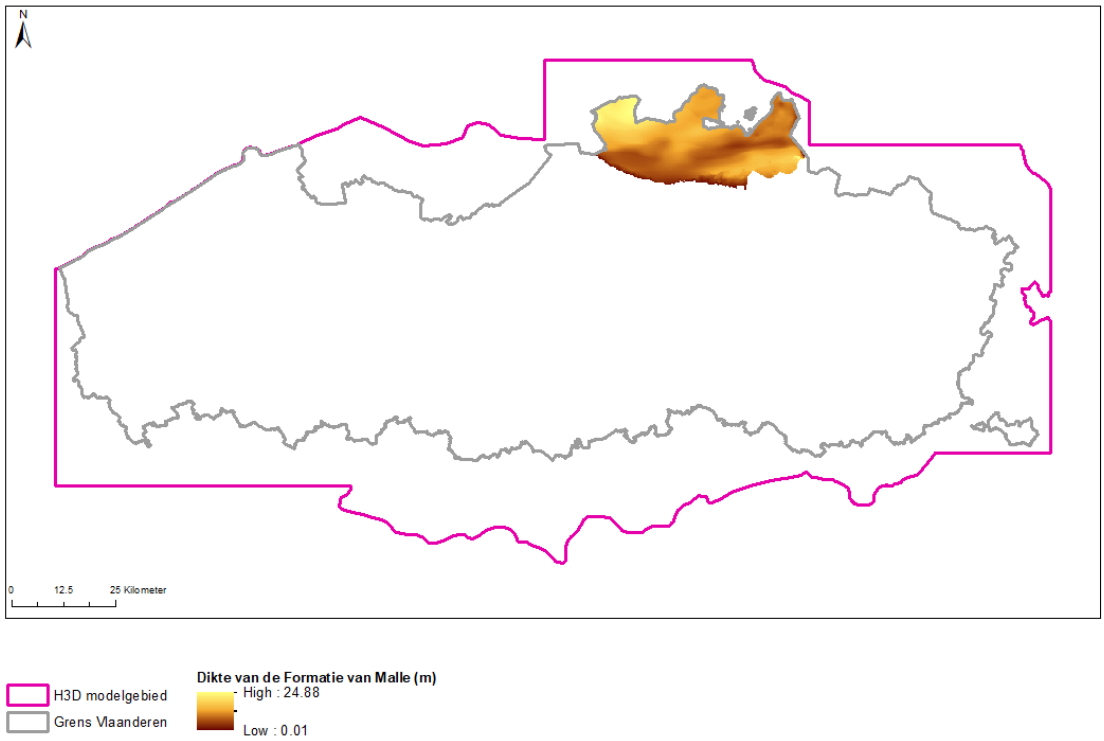


Dikte van de Formatie van Weelde

Bijlage G1.12 Formatie van Malle

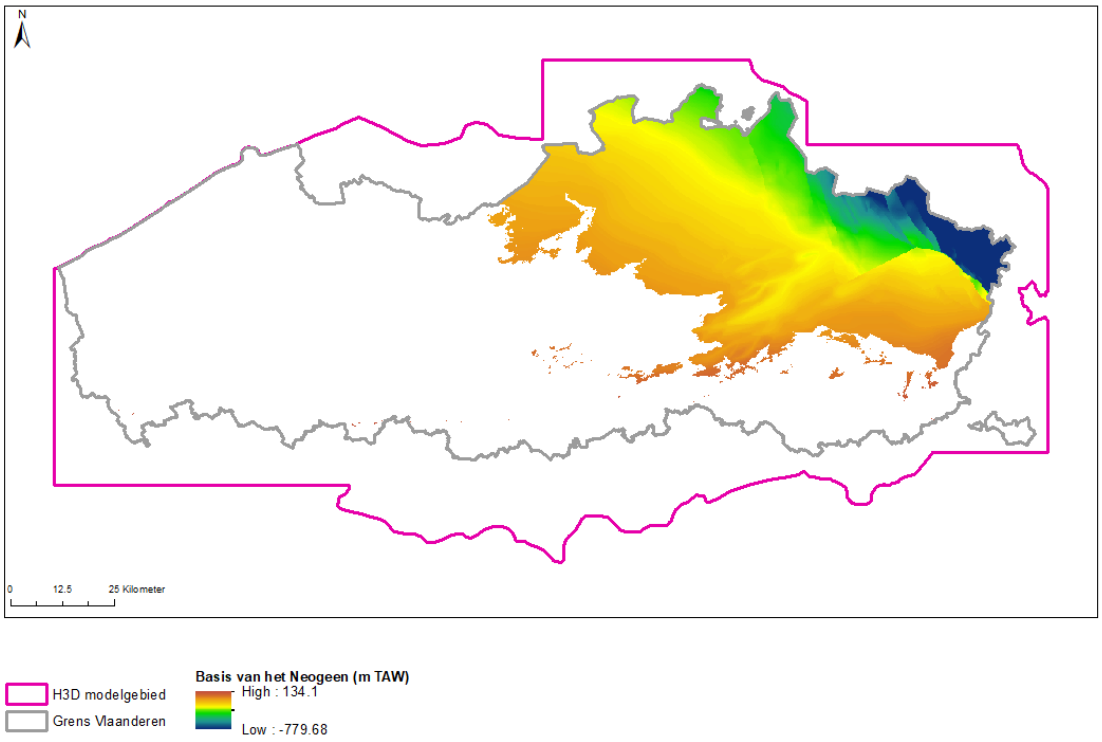


Basis van de Formatie van Malle

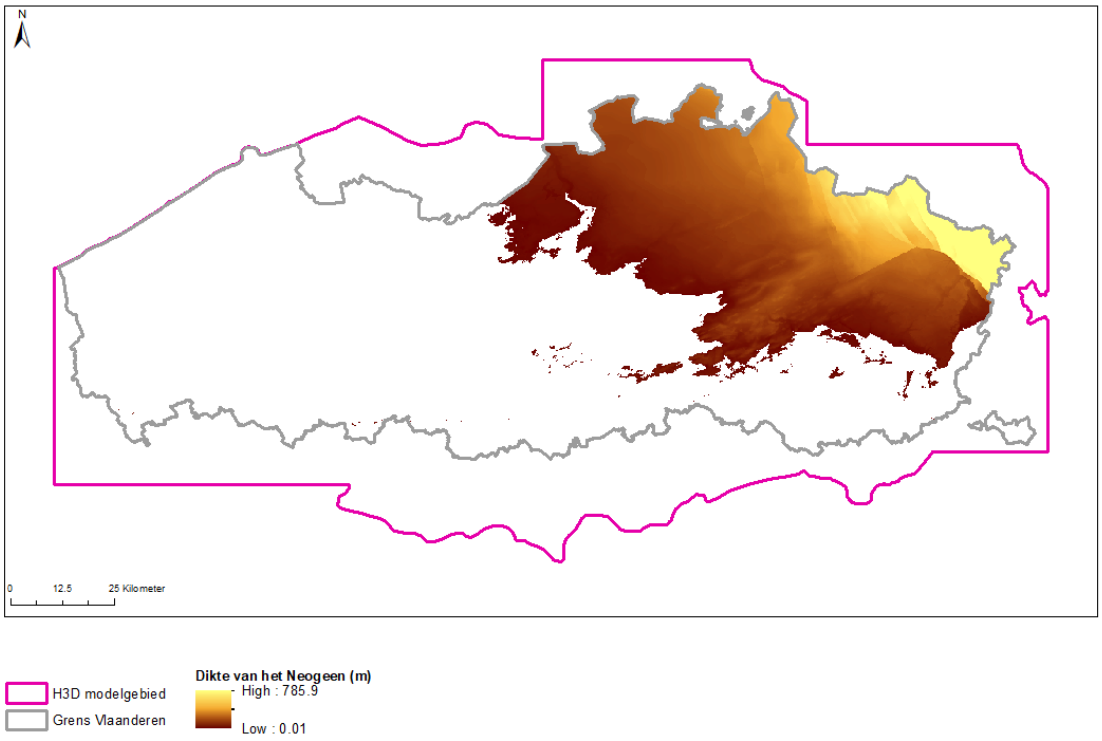


Dikte van de Formatie van Malle

Bijlage G1.13 Neogeen

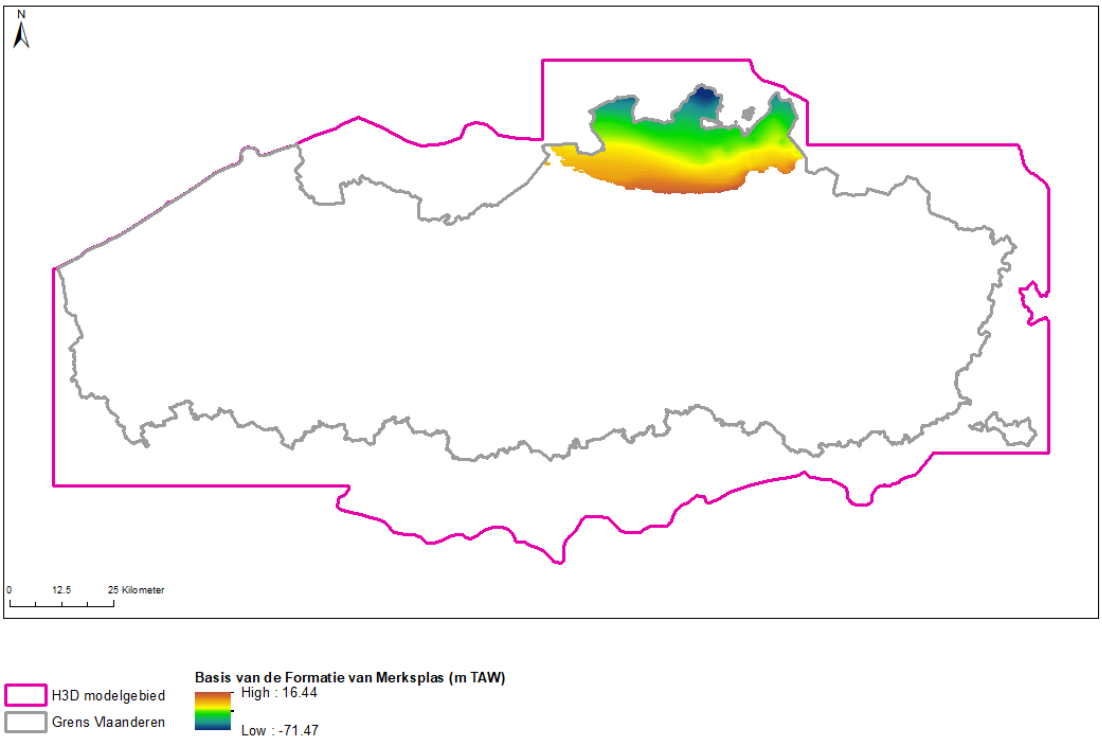


Basis van het Neogeen

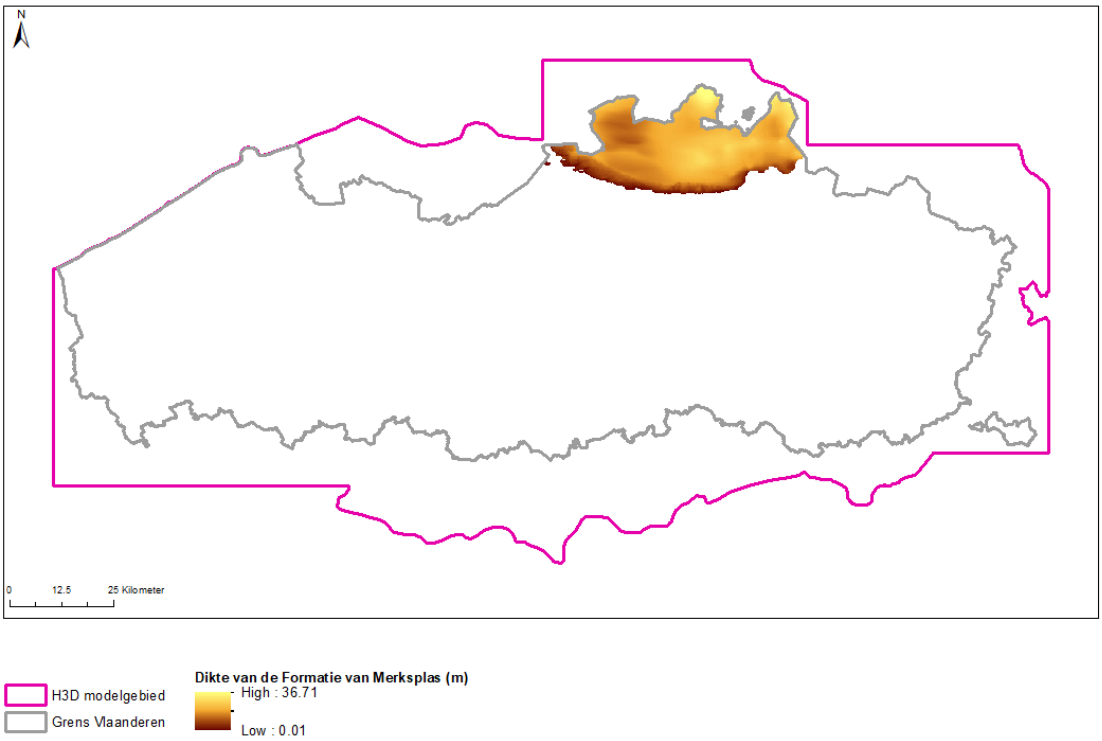


Dikte van het Neogeen

Bijlage G1.14 Formatie van Merksplas

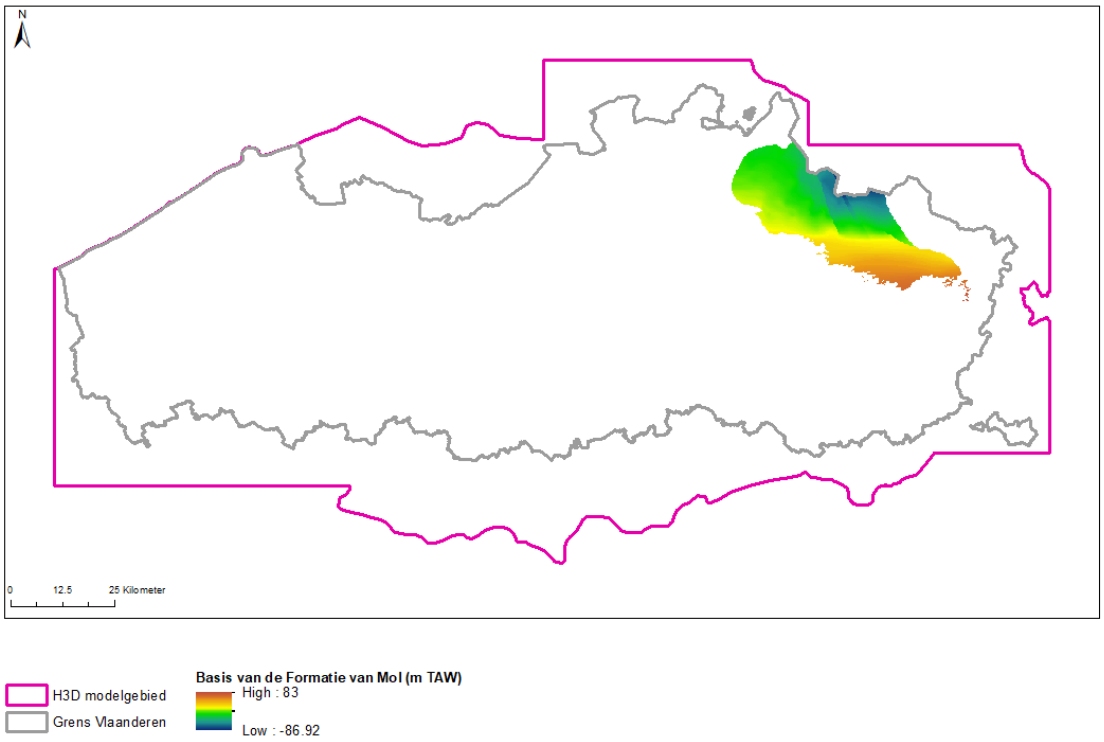


Basis van de Formatie van Merksplas

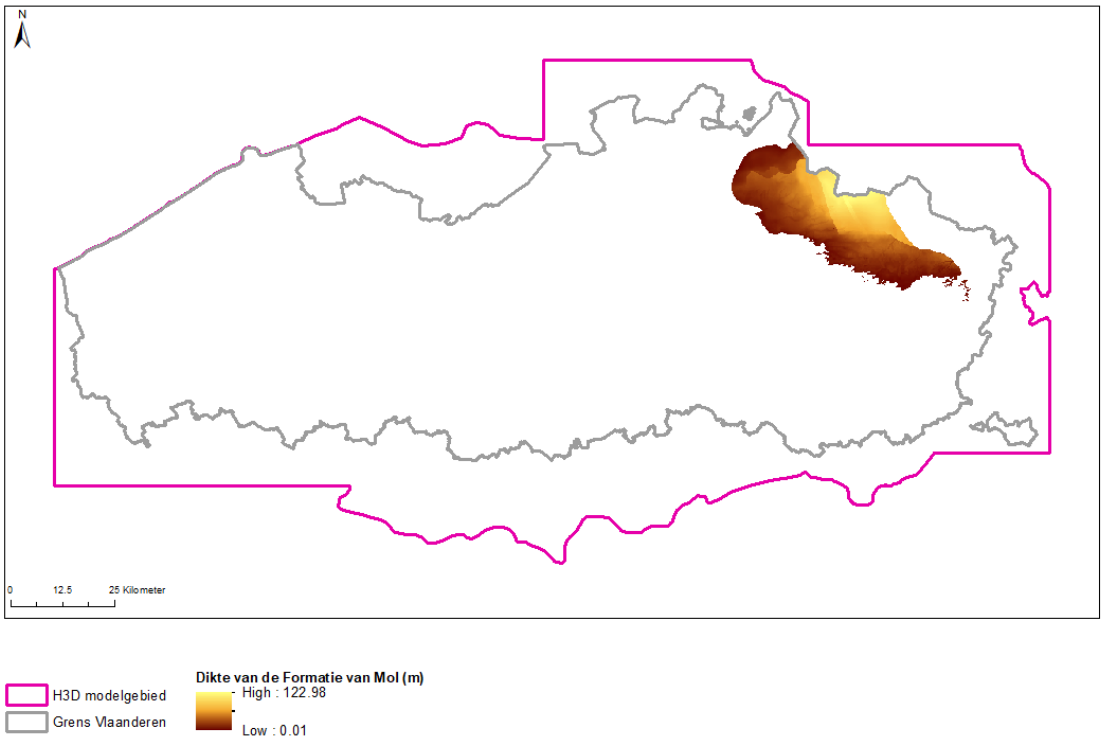


Dikte van de Formatie van Merksplas

Bijlage G1.15 Formatie van Mol

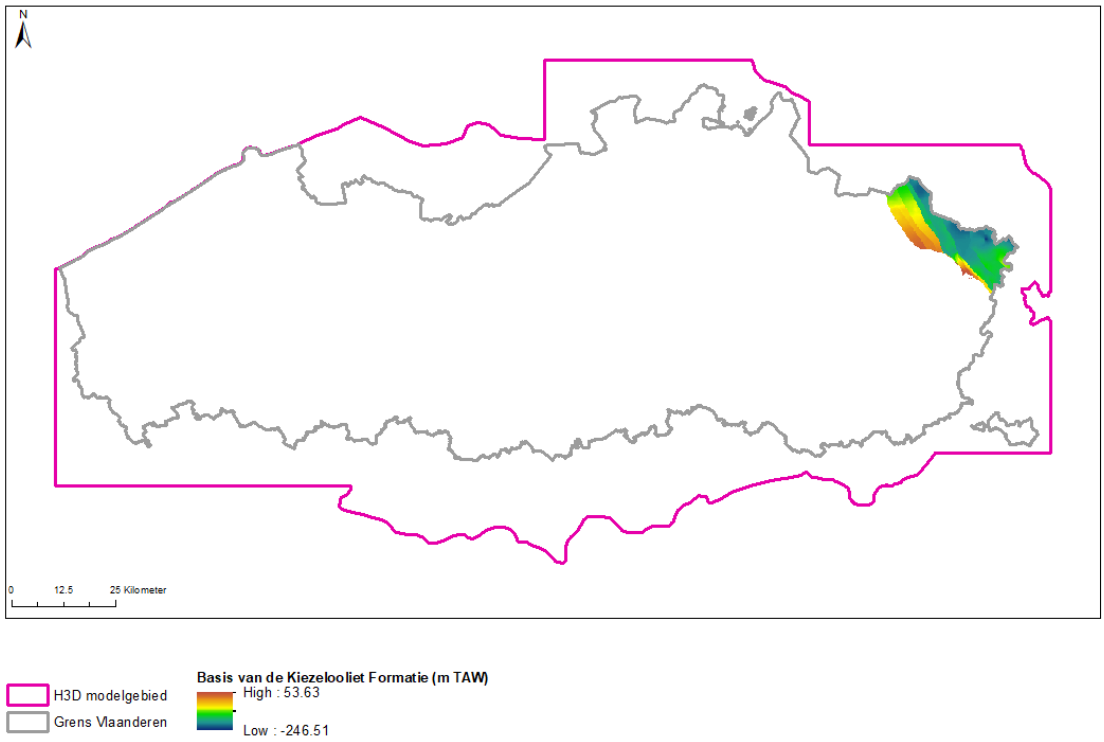


Basis van de Formatie van Mol

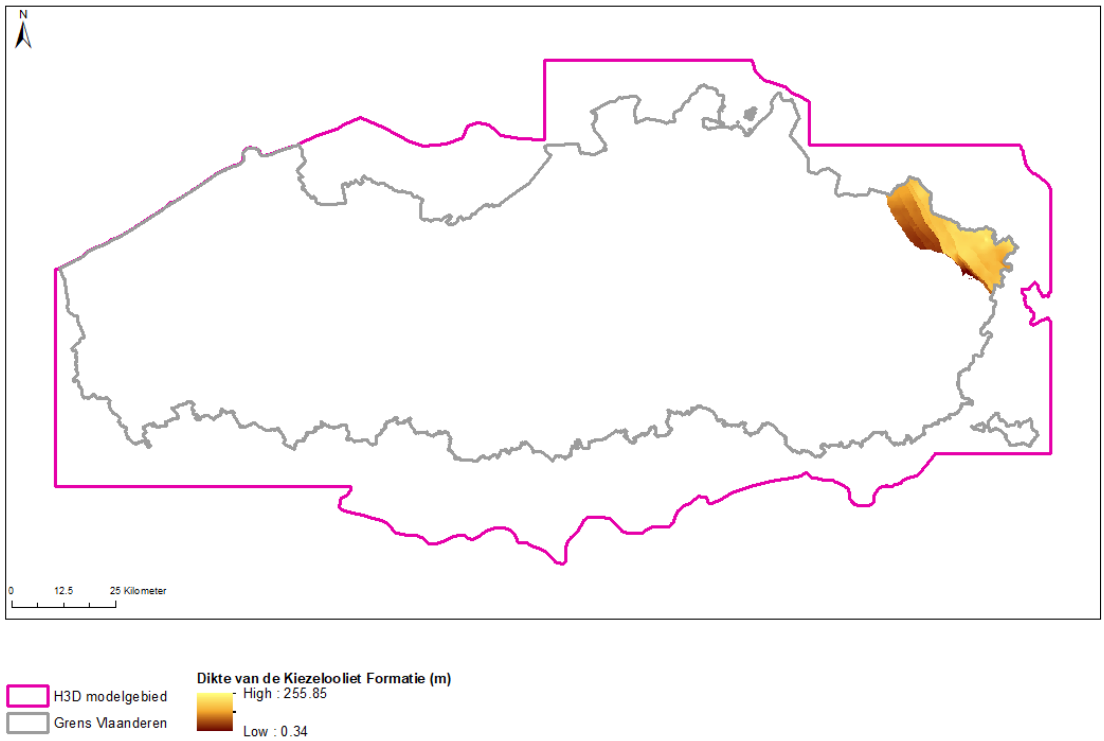


Dikte van de Formatie van Mol

Bijlage G1.16 Kiezeloöliet Formatie

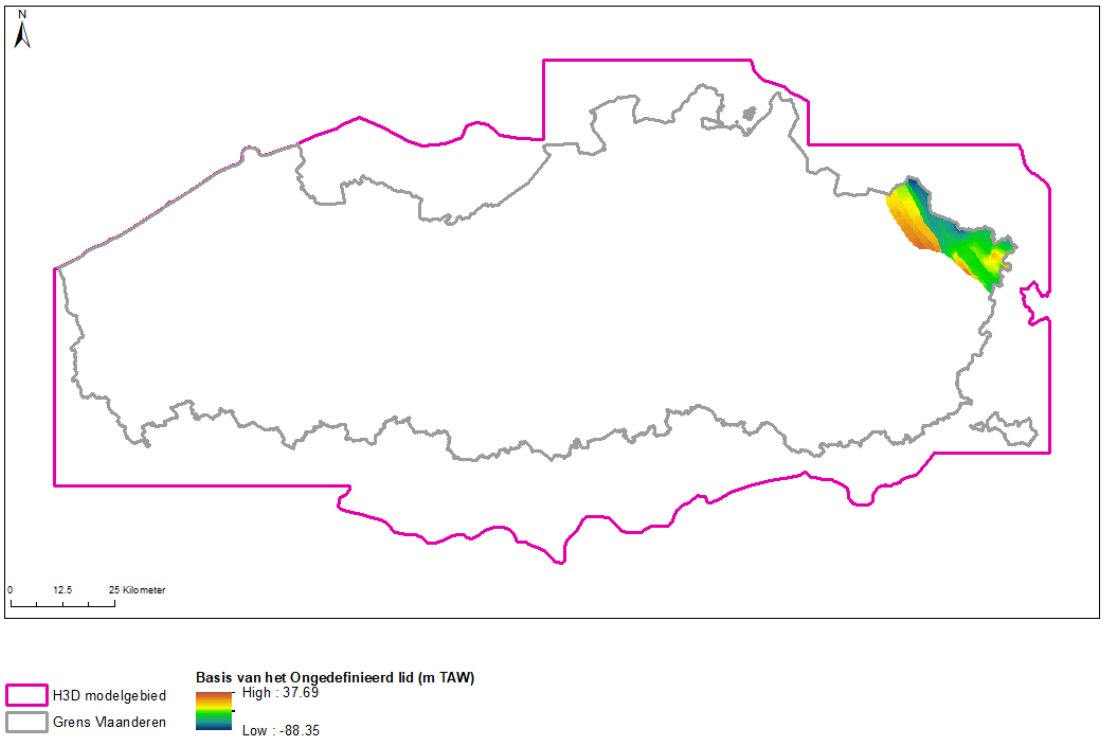


Basis van de Kiezeloöliet Formatie

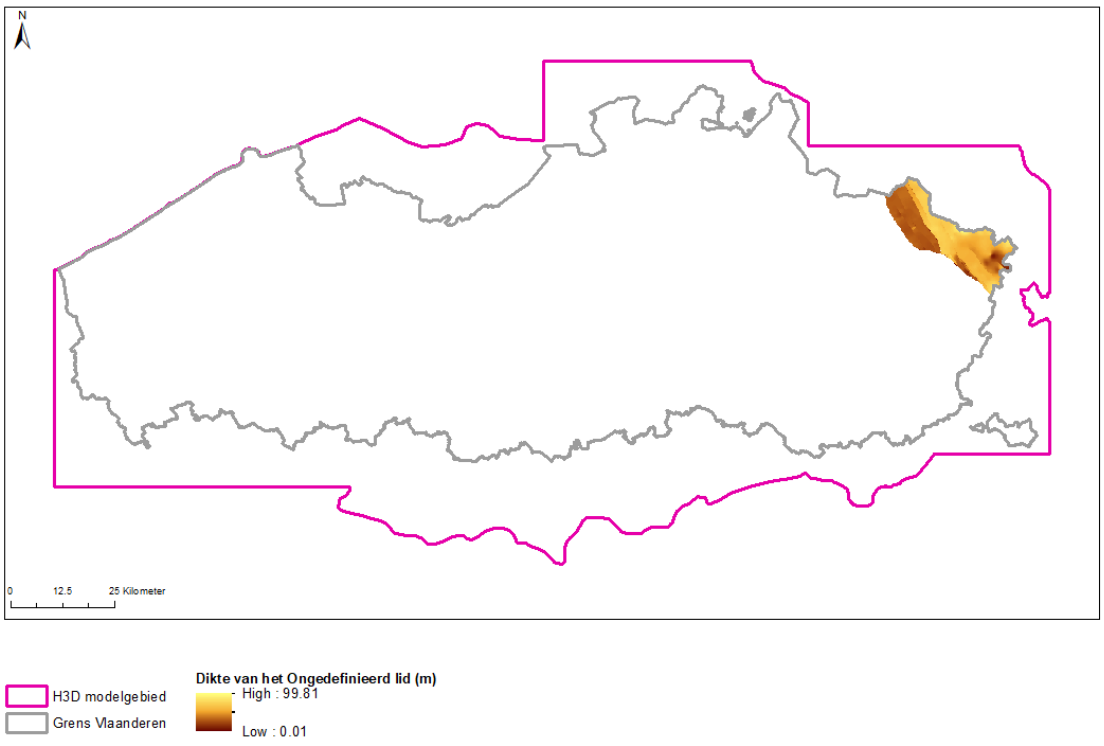


Dikte van de Kiezeloöliet Formatie

Bijlage G1.16.1 Ongedefinieerd lid

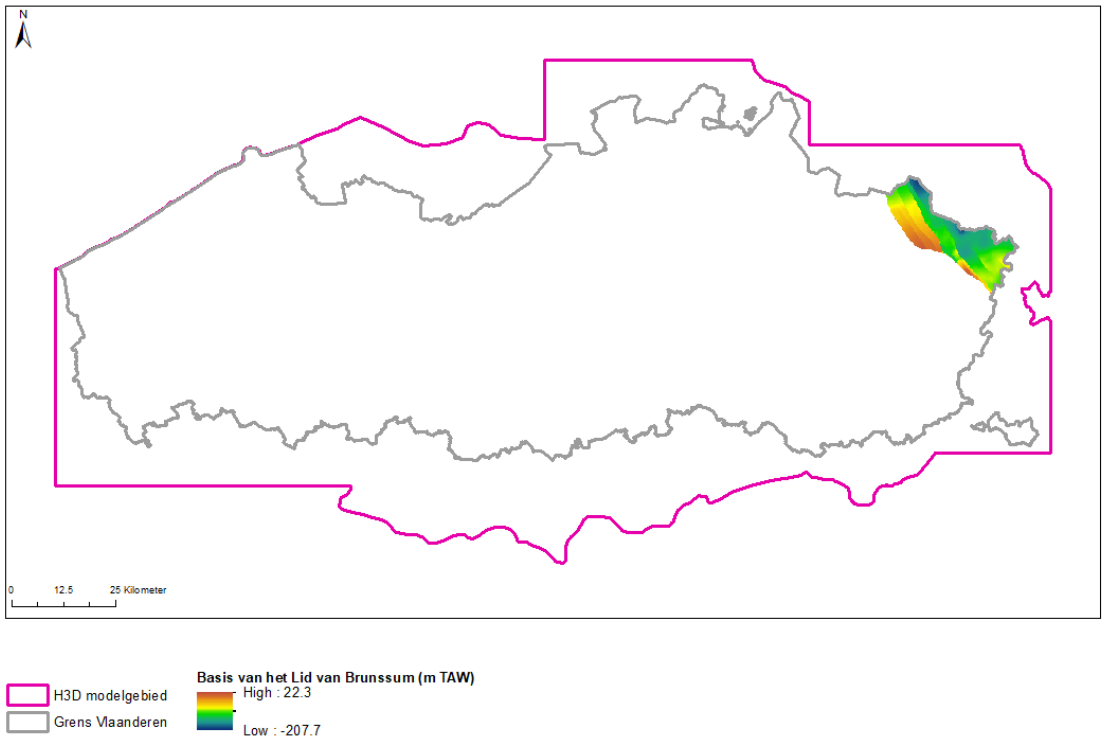


Basis van het Ongedefinieerd Lid

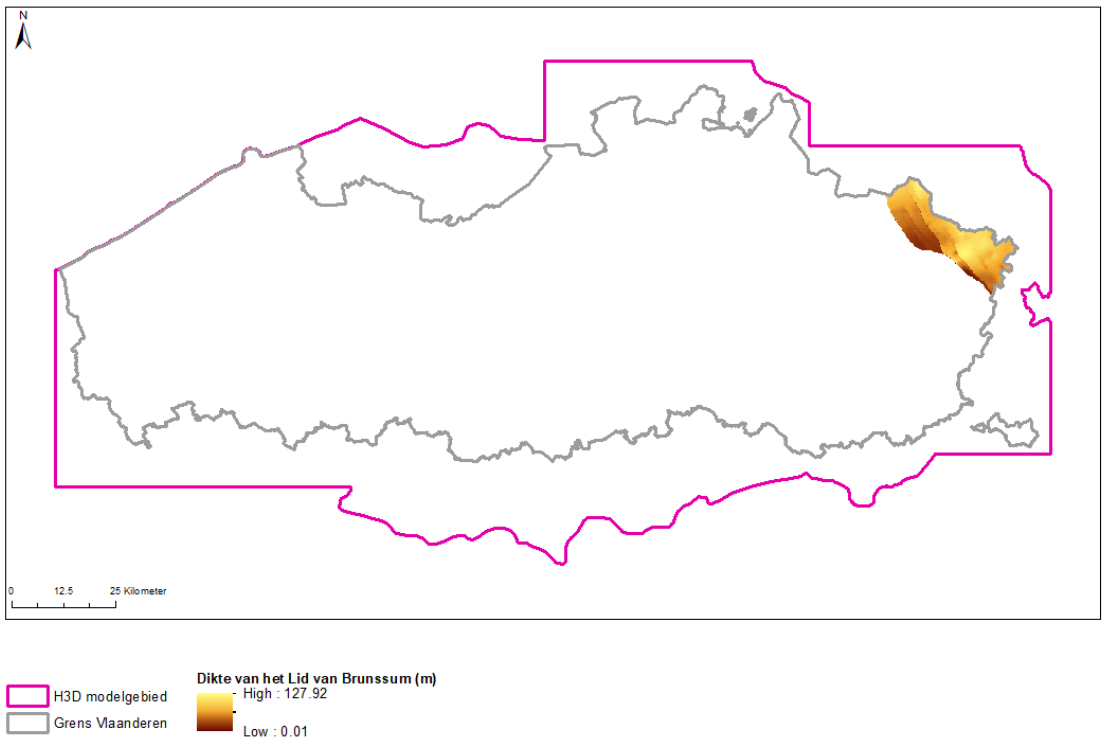


Dikte van het Ongedefinieerd Lid

Bijlage G1.16.2 Lid van Brunssum

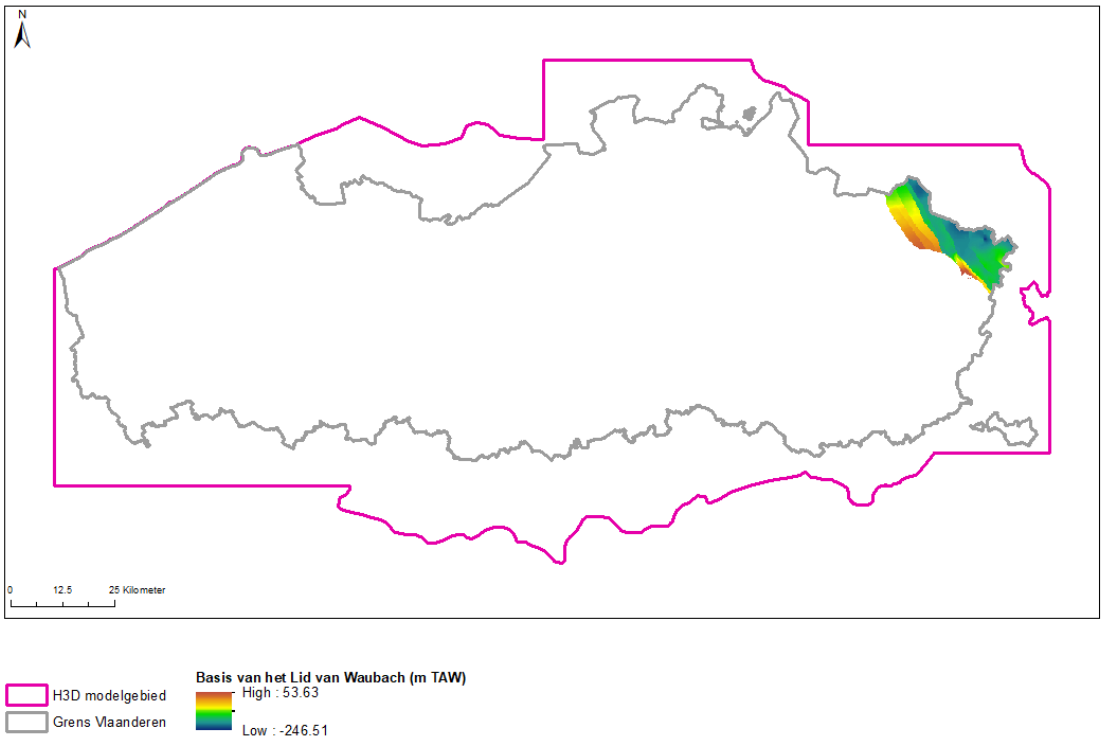


Basis van het Lid van Brunssum

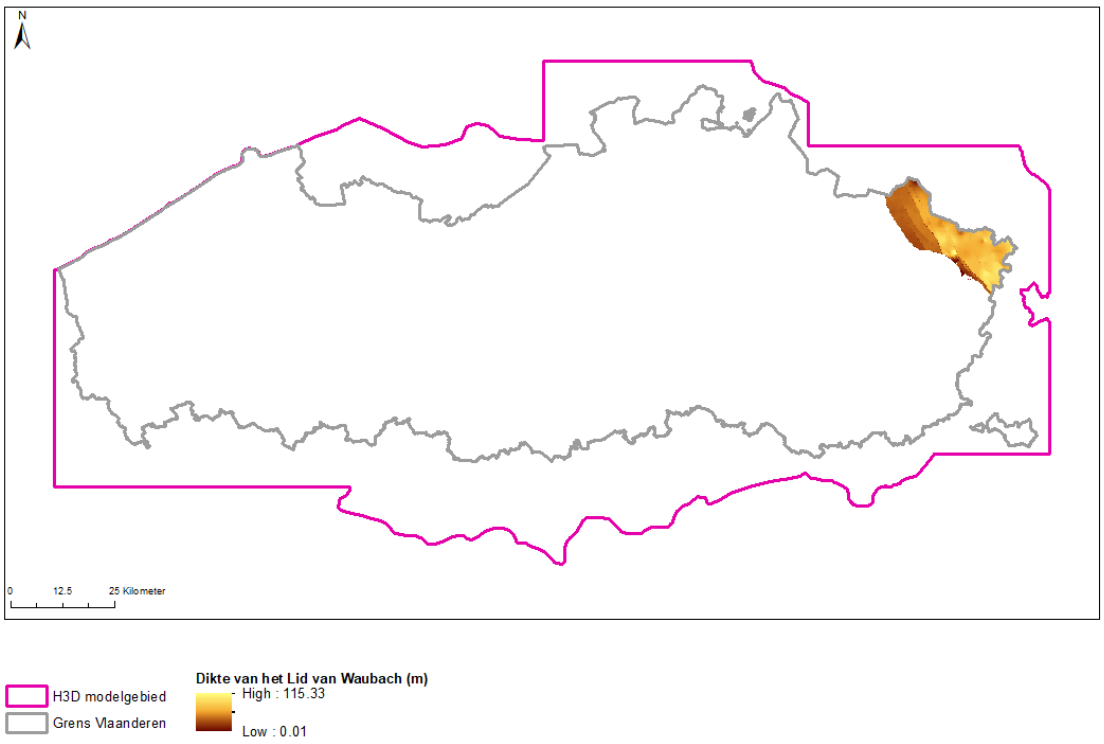


Dikte van het Lid van Brunssum

Bijlage G1.16.3 Lid van Waubach

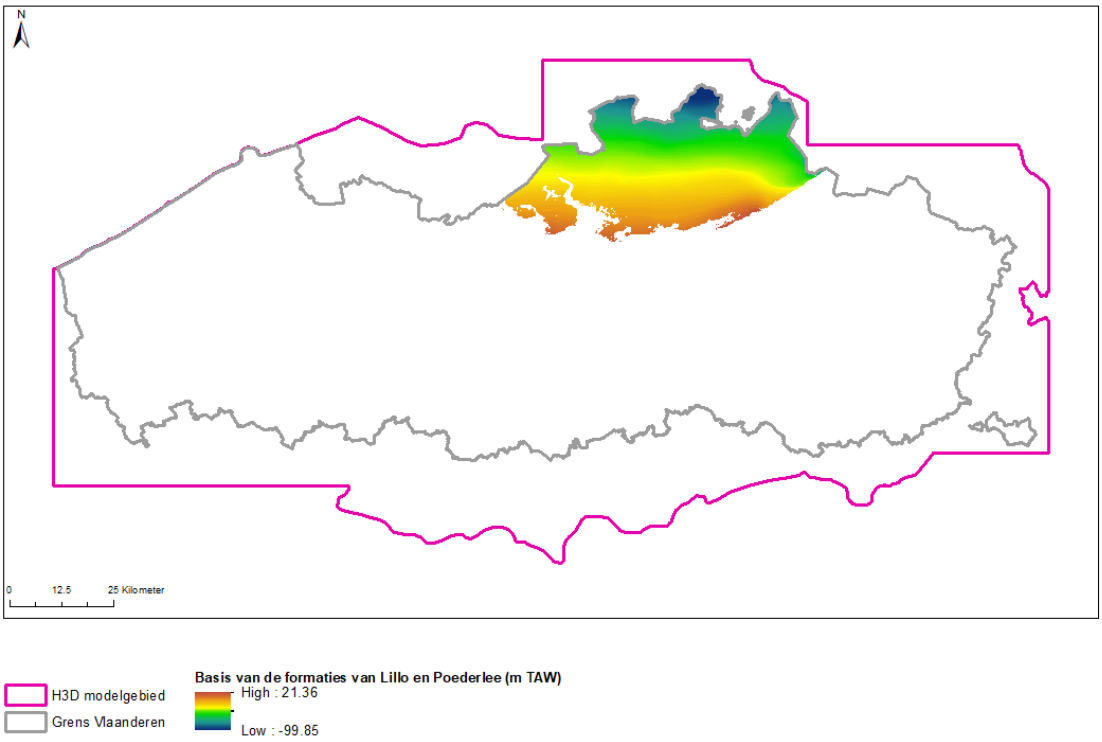


Basis van het Lid van Waubach

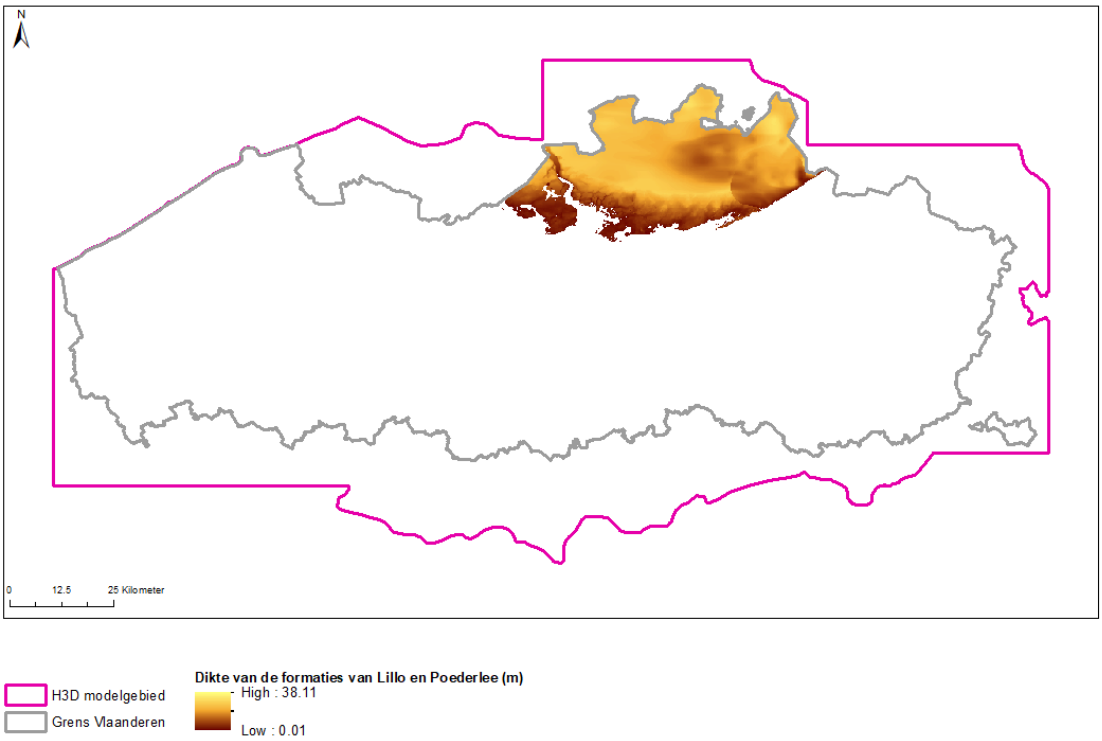


Dikte van het Lid van Waubach

Bijlage G1.17 Formaties van Lillo en Poederlee

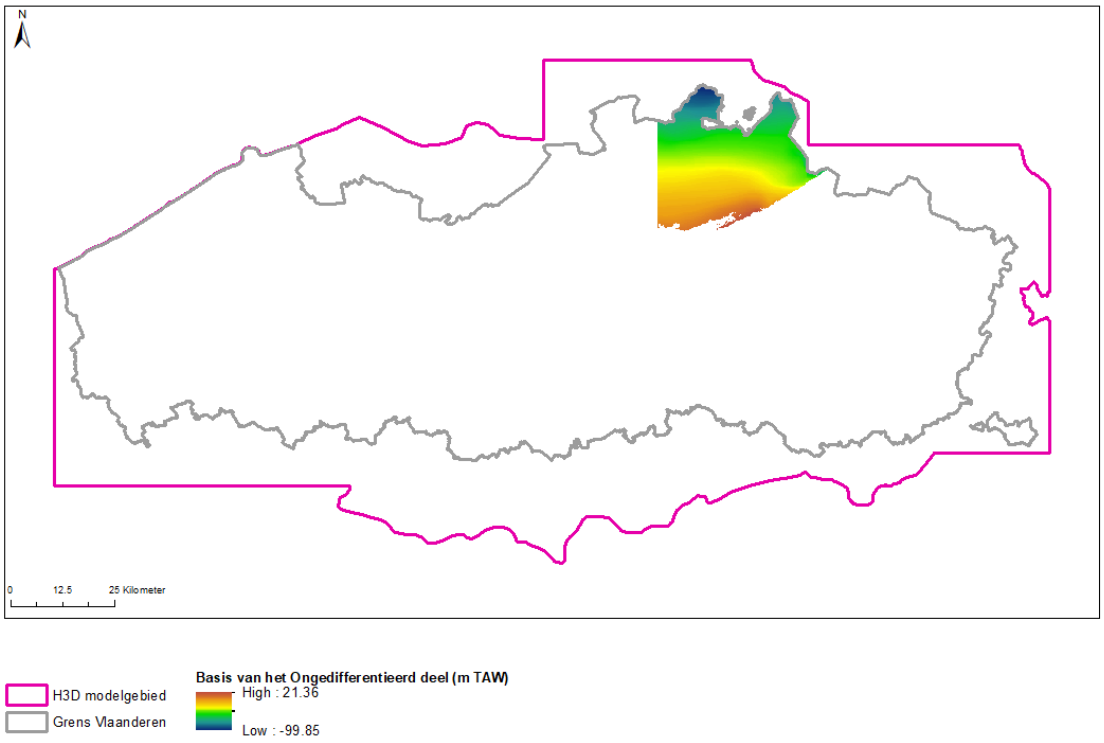


Basis van de formaties van Lillo en Poederlee

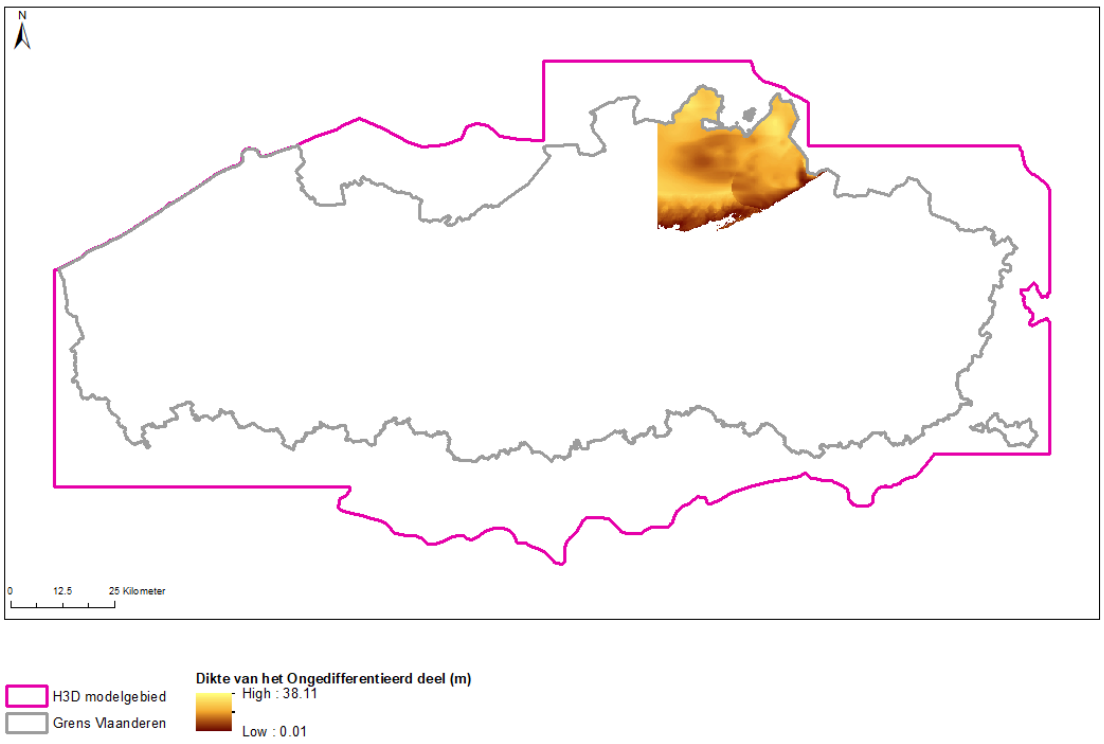


Dikte van de formaties van Lillo en Poederlee

Bijlage G1.17.1 Ongedifferentieerd deel

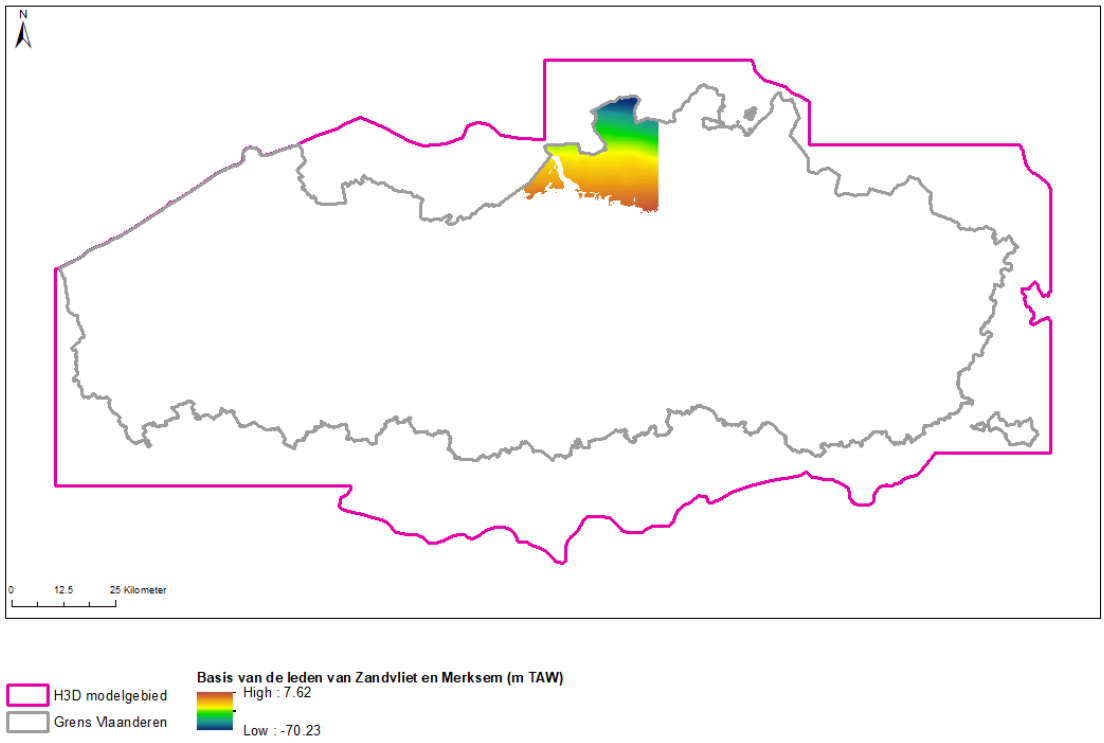


Basis van het ongedifferentieerd deel



Dikte van het ongedifferentieerd deel

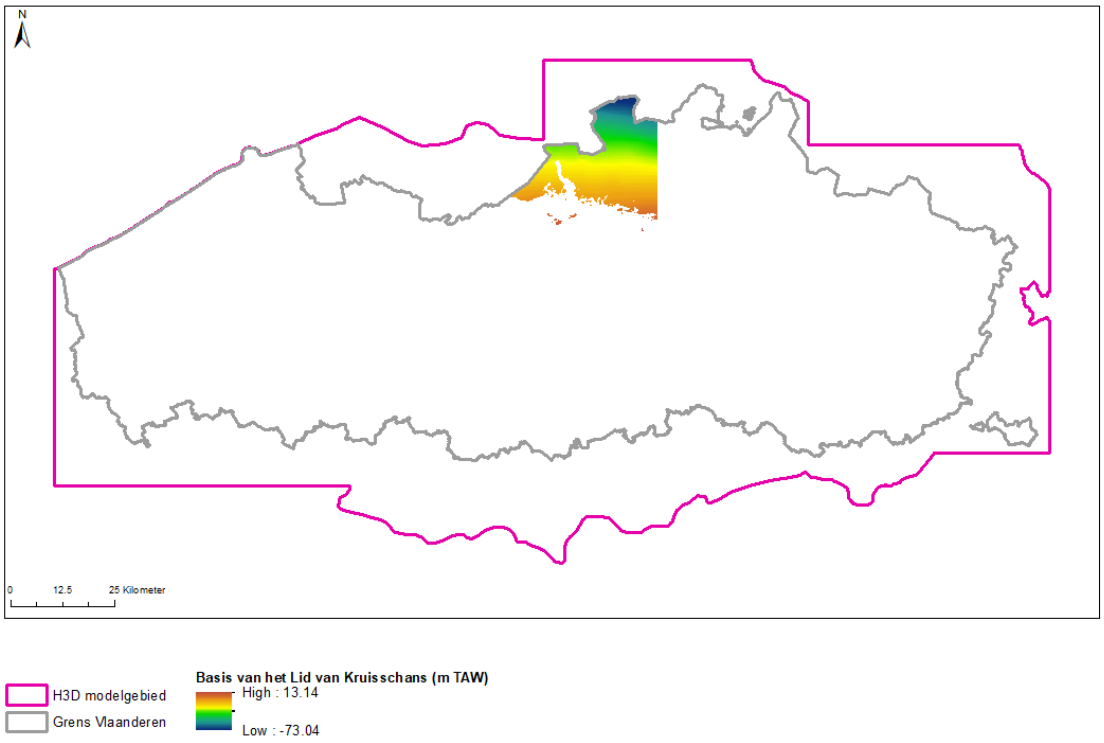
Bijlage G1.17.2 Leden van Zandvliet en Merksem



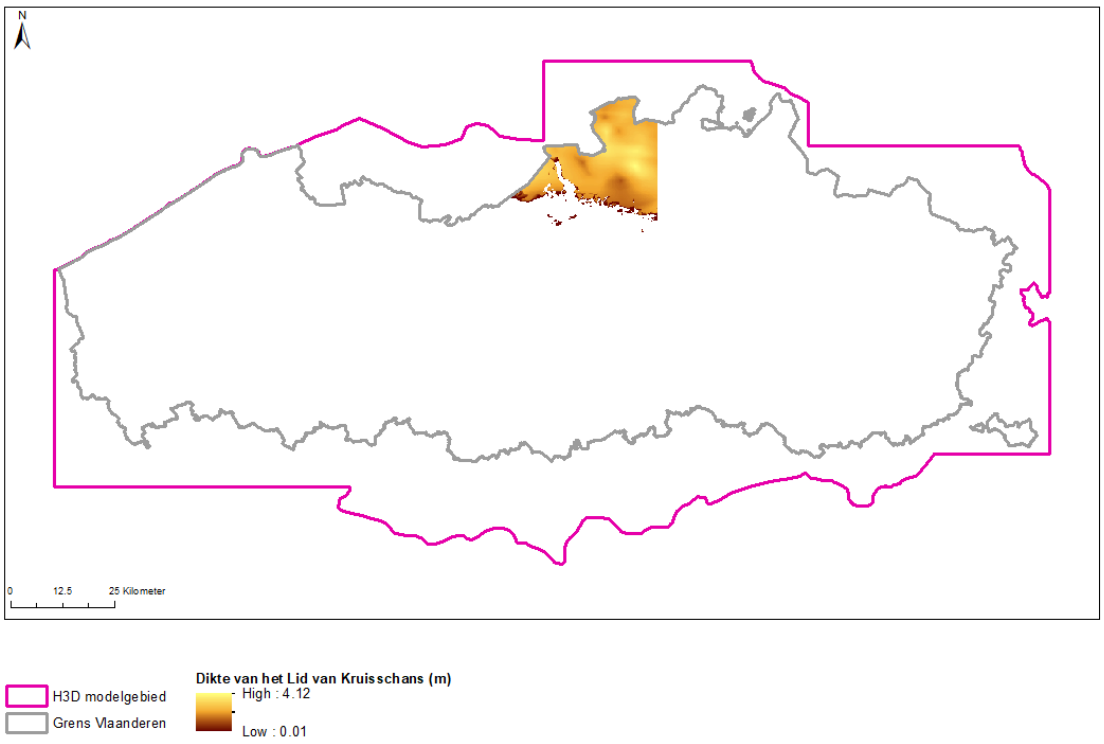
Basis van de leden van Zandvliet en Merksem

Dikte van de leden van Zandvliet en Merksem

Bijlage G1.17.3 Lid van Kruisschans

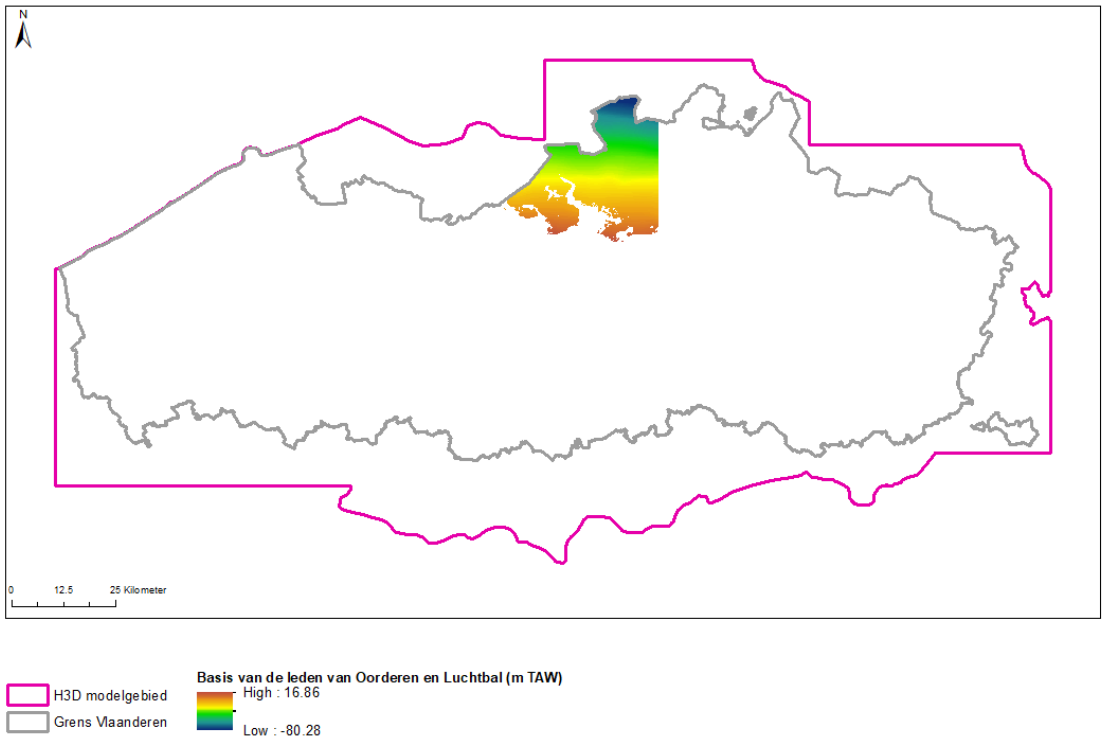


Basis van het Lid van Kruisschans

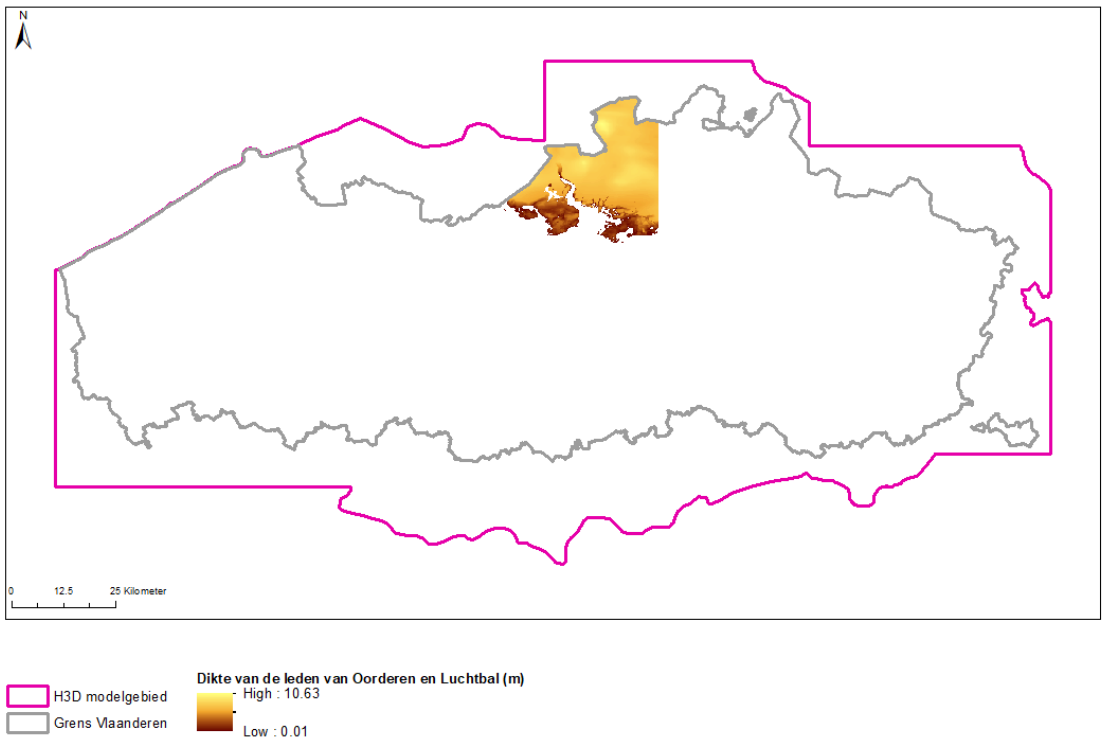


Dikte van het Lid van Kruisschans

Bijlage G1.17.4 Leden van Oorderen en Luchtbal

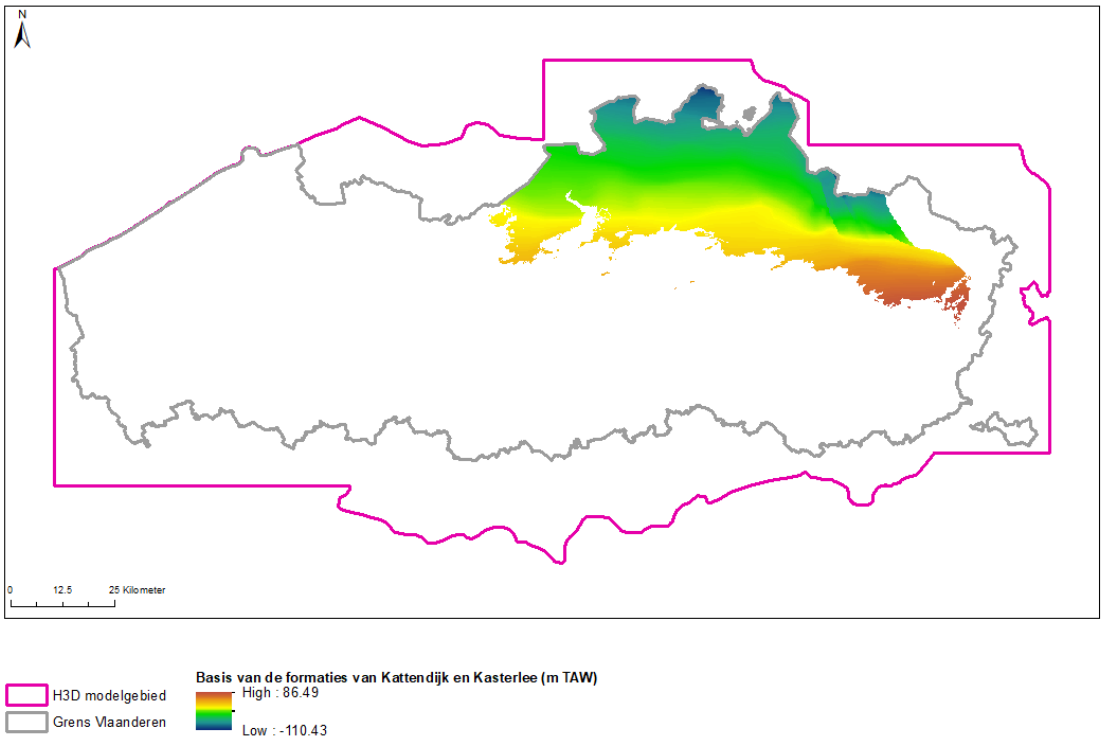


Basis van de leden van Oorderen en Luchtbal

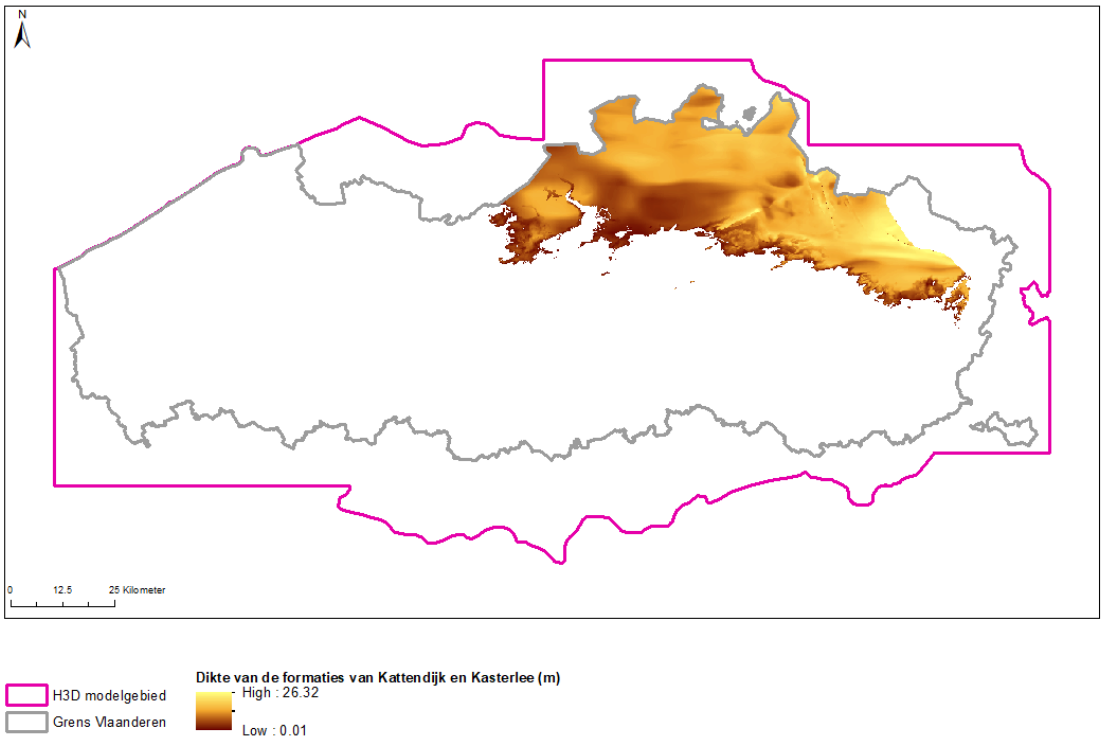


Dikte van de leden van Oorderen en Luchtbal

Bijlage G1.18 Formaties van Kattendijk en Kasterlee

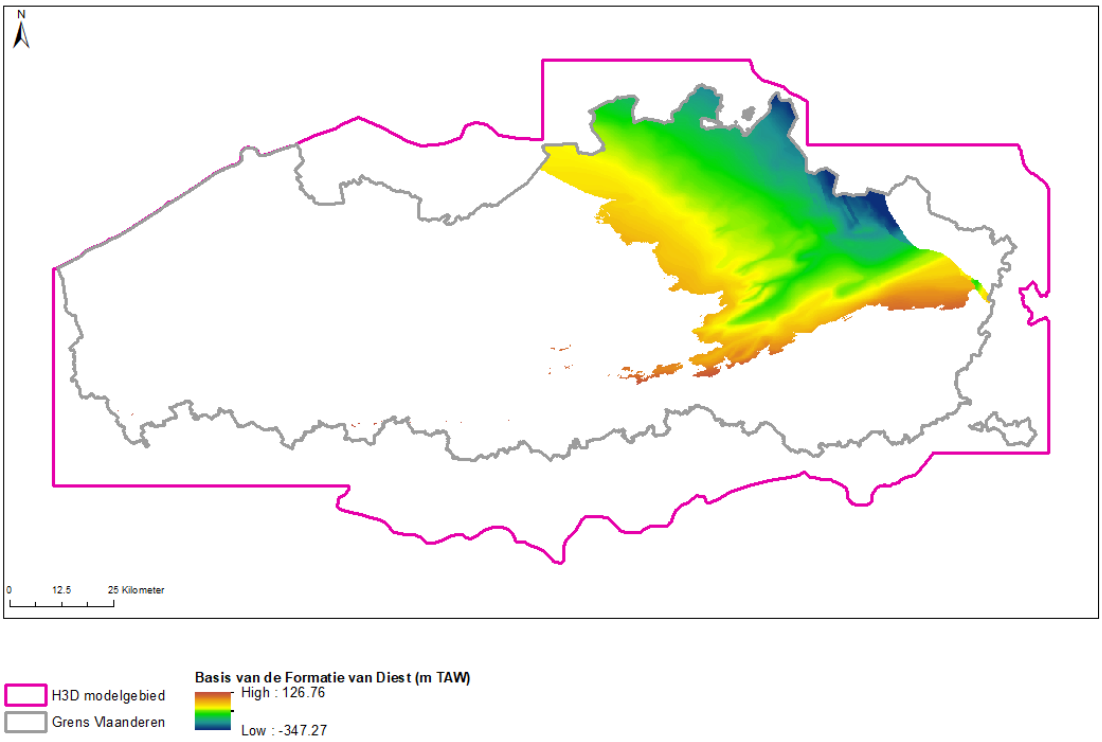


Basis van de formaties van Kattendijk en Kasterlee

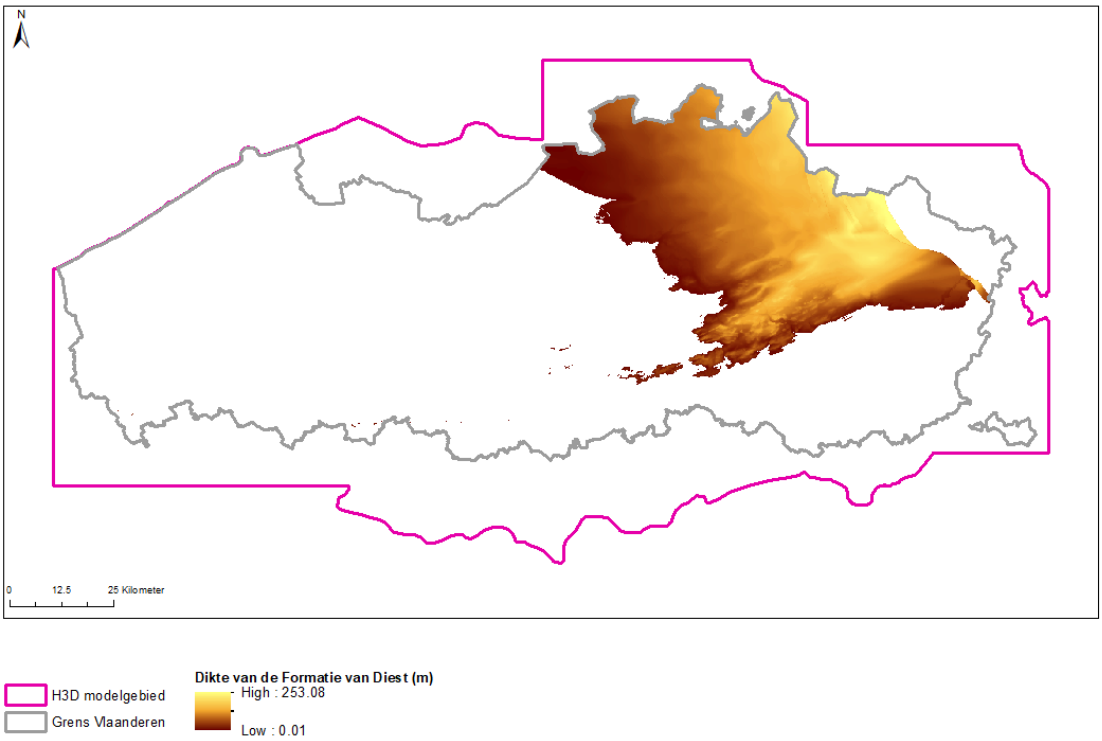


Dikte van de formaties van Kattendijk en Kasterlee

Bijlage G1.19 Formatie van Diest

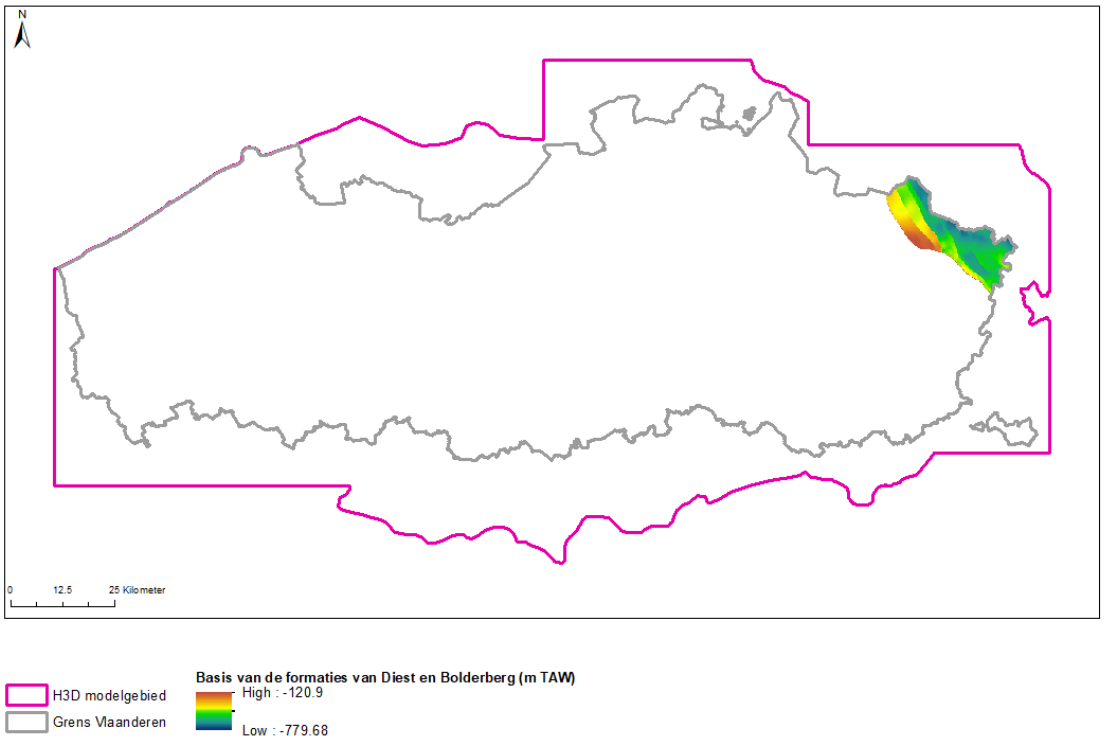


Basis van de Formatie van Diest

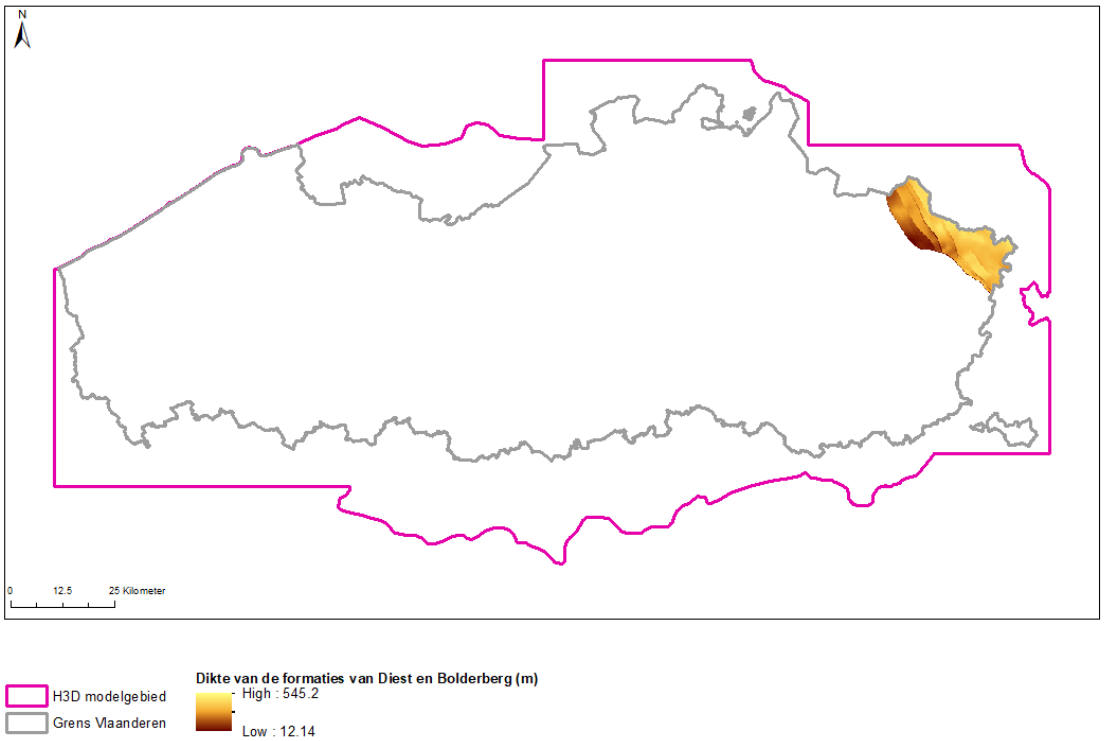


Dikte van de Formatie van Diest

Bijlage G1.20 Formaties van Diest en Bolderberg

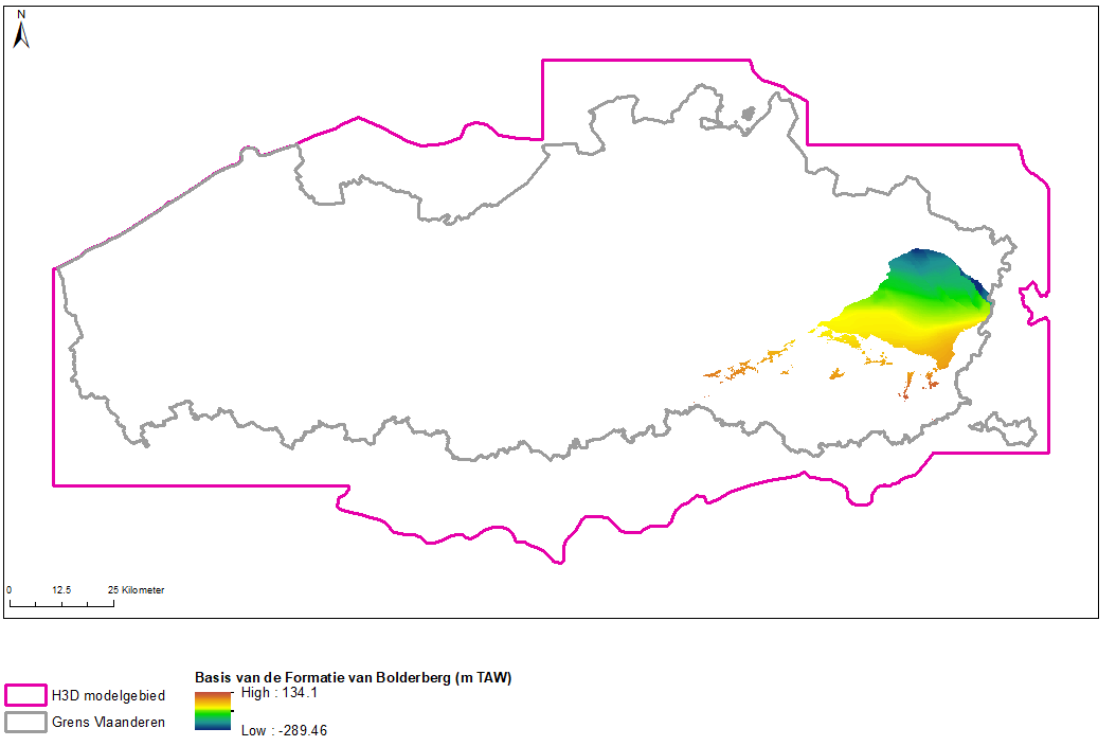


Basis van de formaties van Diest en Bolderberg

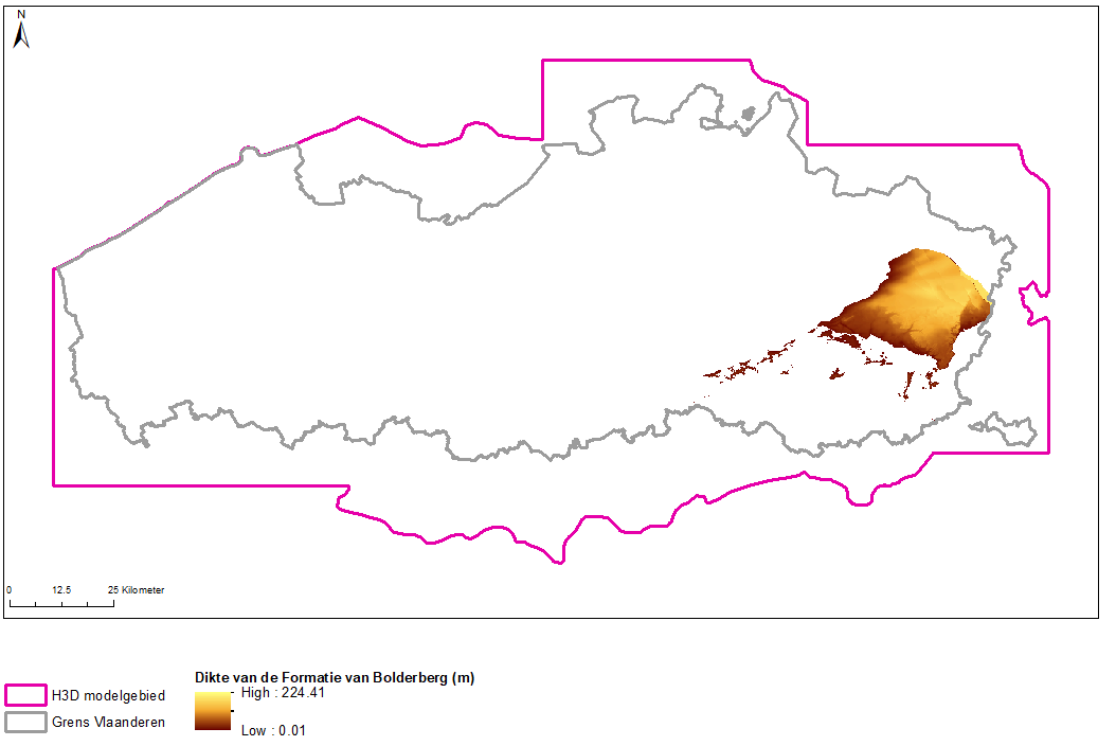


Dikte van de formaties van Diest en Bolderberg

Bijlage G1.21 Formatie van Bolderberg

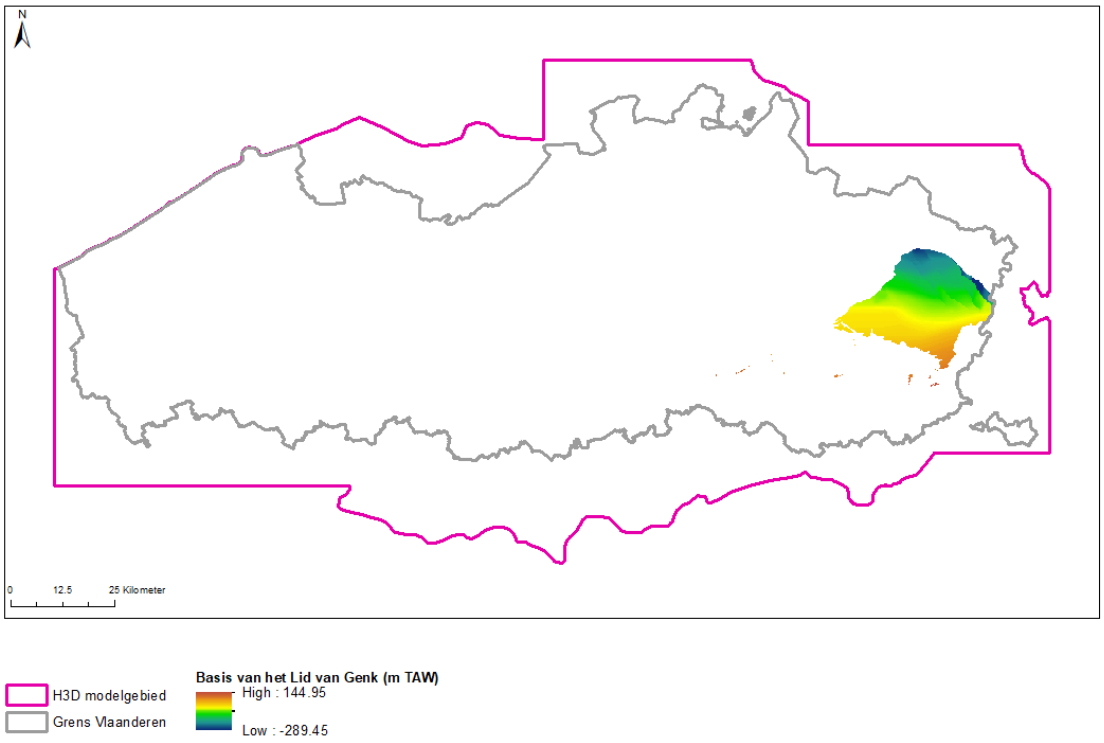


Basis van de Formatie van Bolderberg

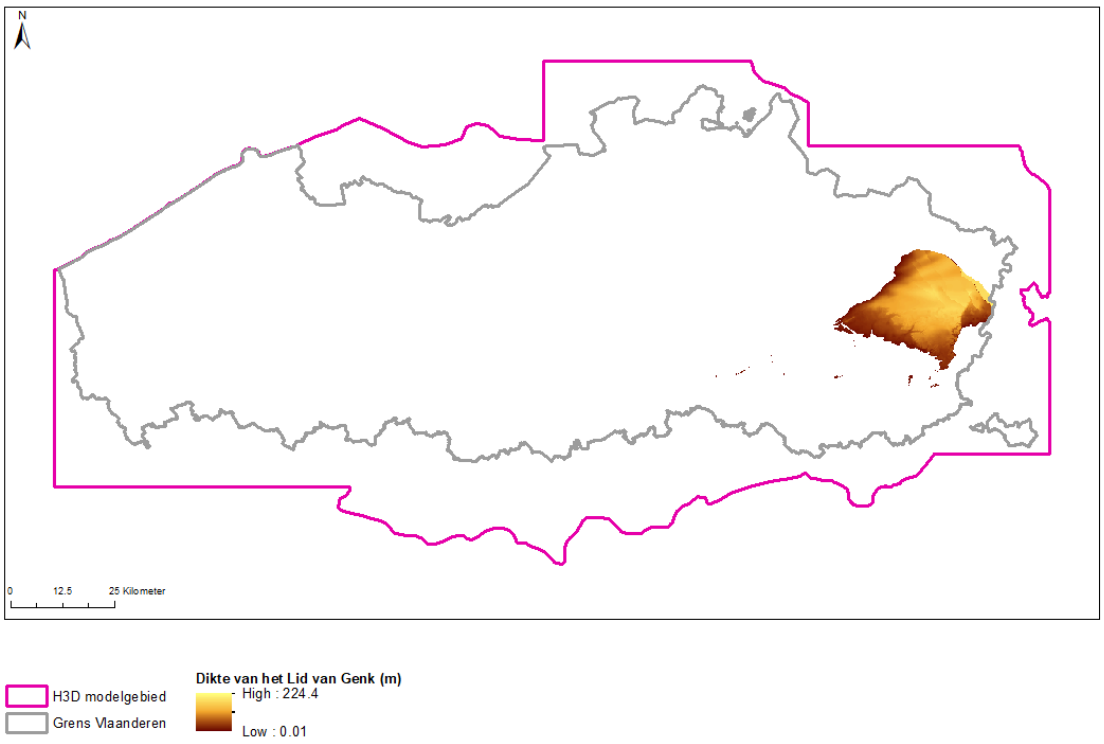


Dikte van de Formatie van Bolderberg

Bijlage G1.21.1 Lid van Genk

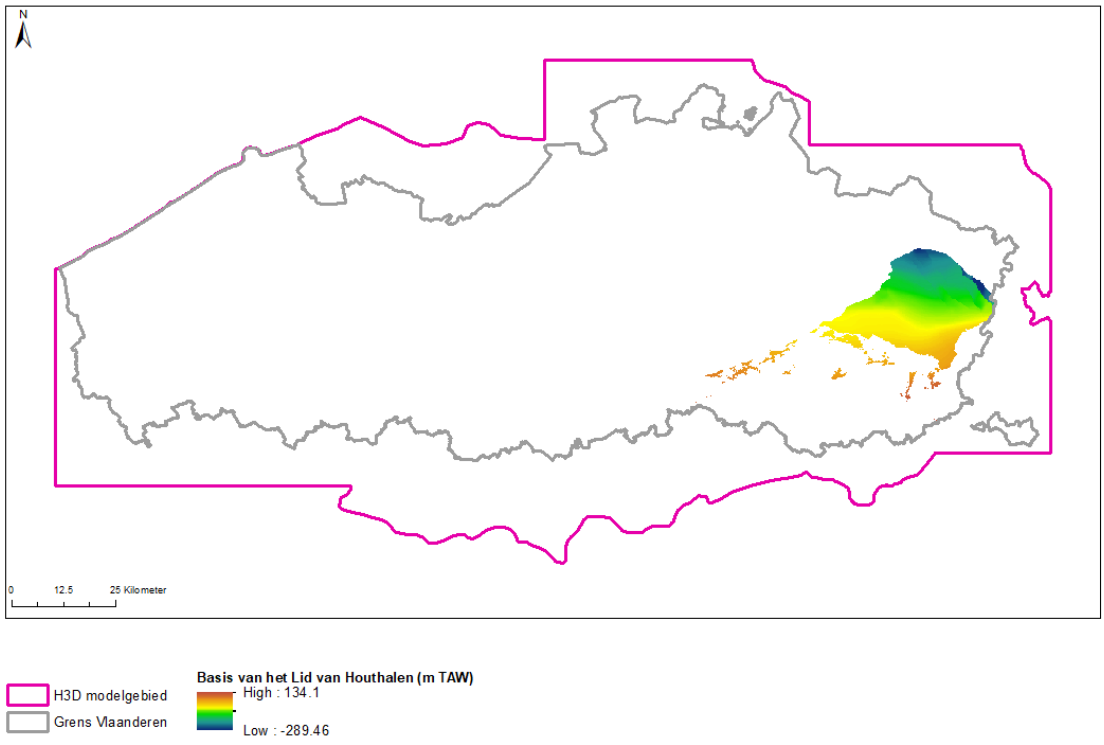


Basis van het Lid van Genk

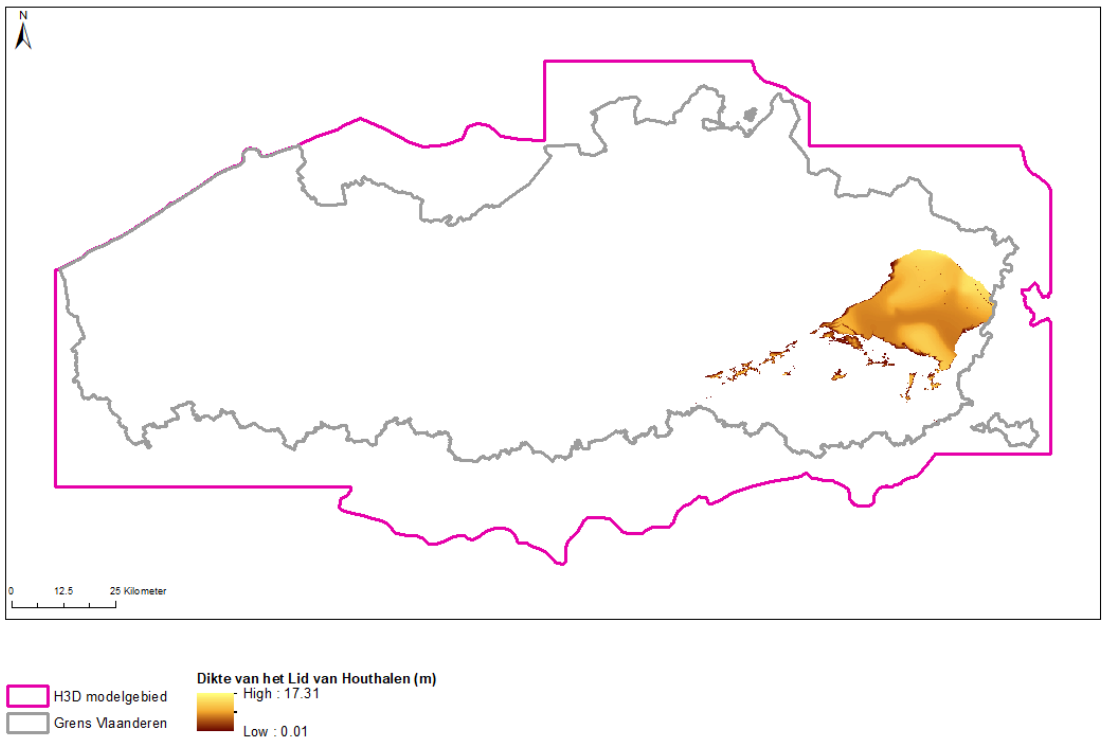


Dikte van het Lid van Genk

Bijlage G1.21.2 Lid van Houthalen

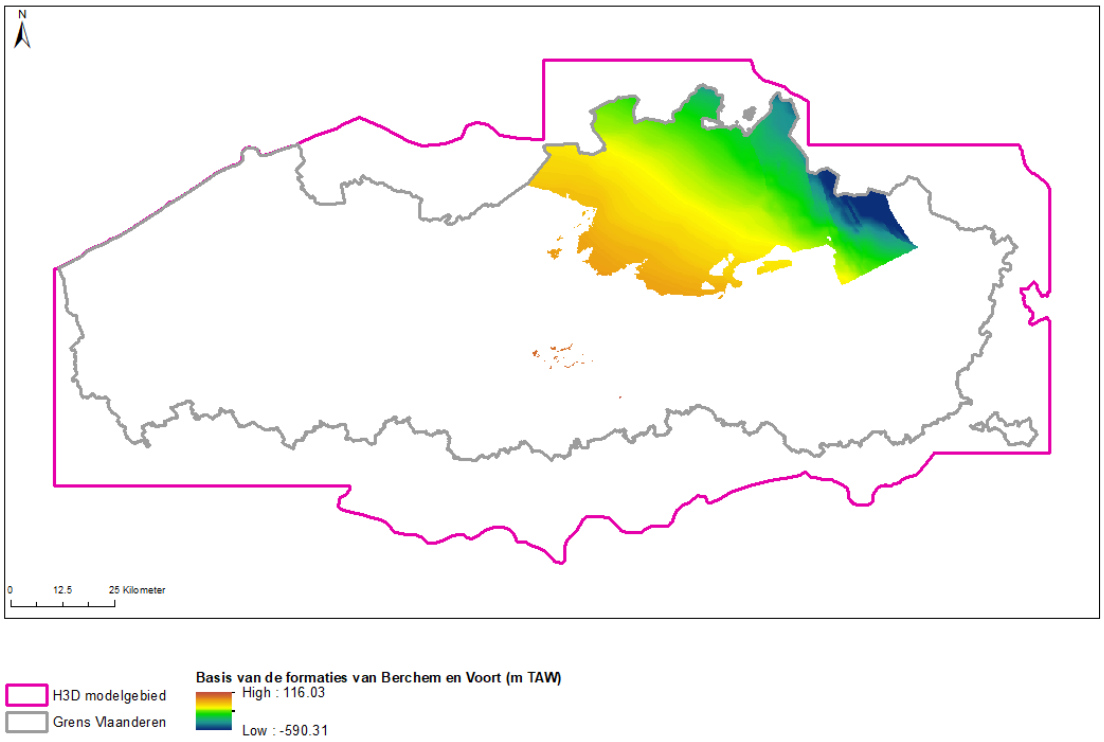


Basis van het Lid van Houthalen

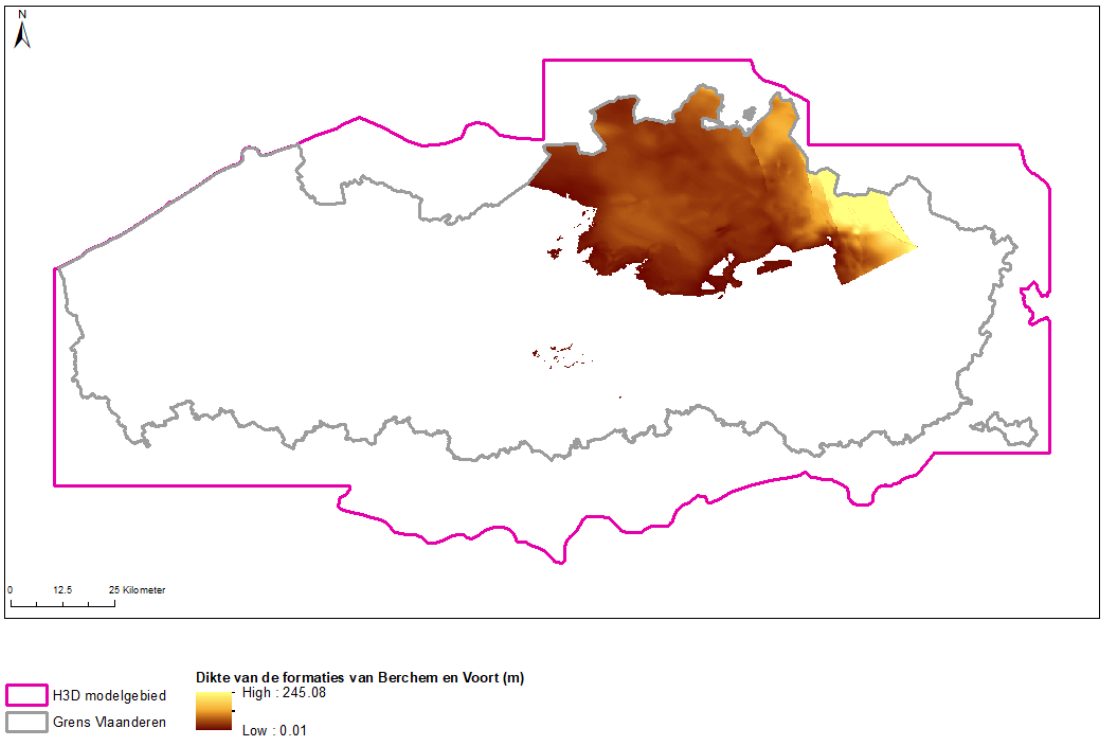


Dikte van het Lid van Houthalen

Bijlage G1.22 Formaties van Berchem en Voort

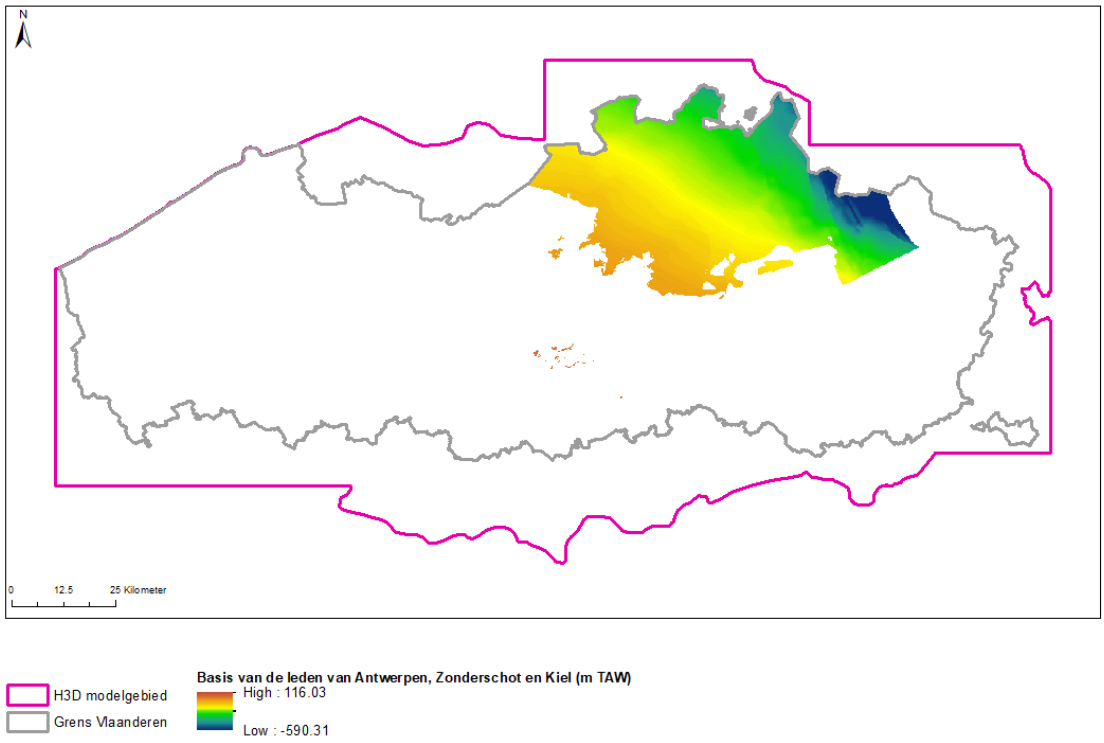


Basis van de formaties van Berchem en Voort

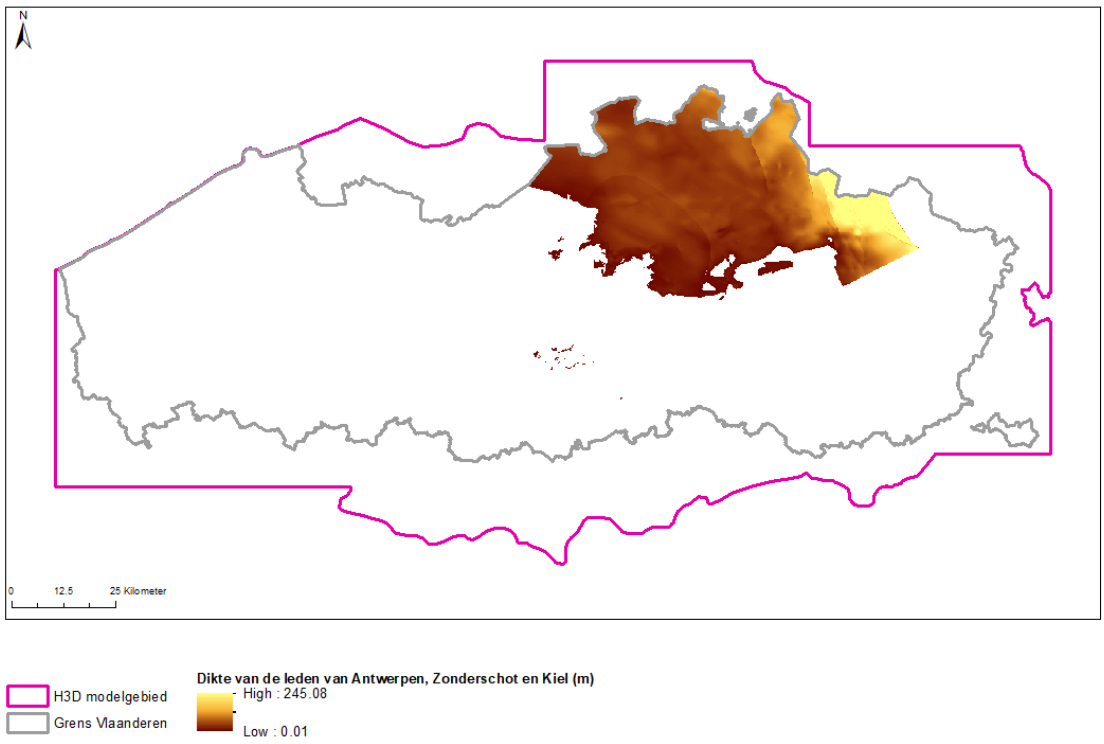


Dikte van de formaties van Berchem en Voort

Bijlage G1.22.1 Leden van Antwerpen, Zonderschot en Kiel

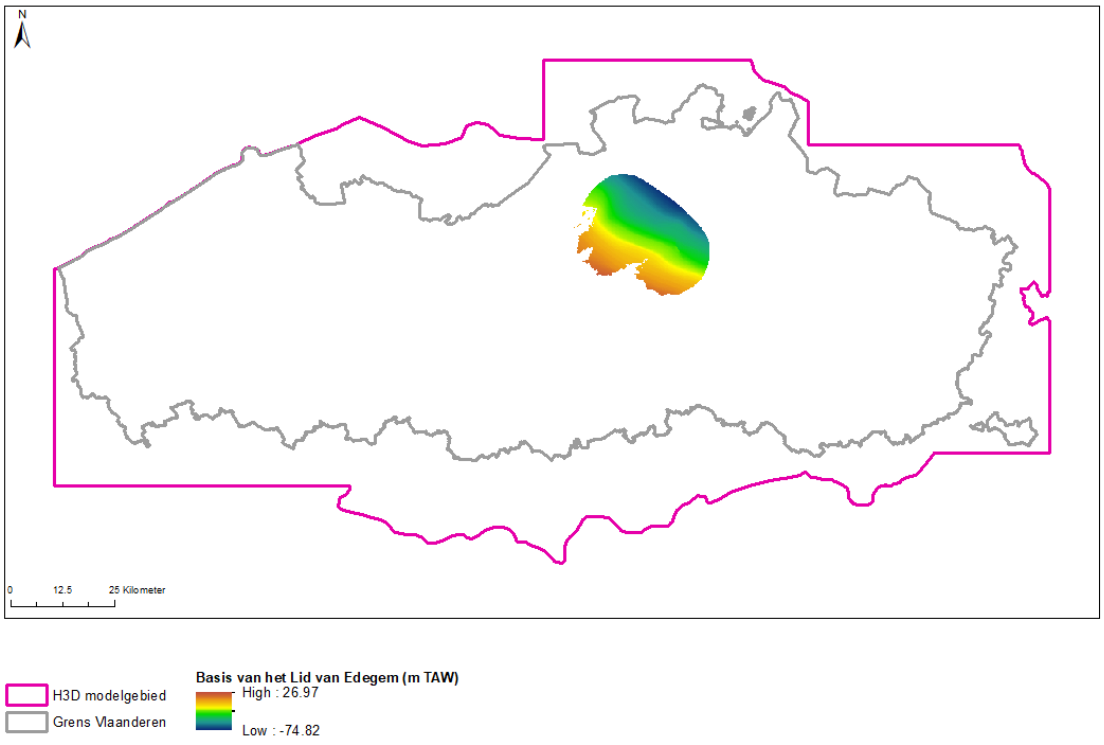


Basis van de leden van Antwerpen, Zonderschot en Kiel

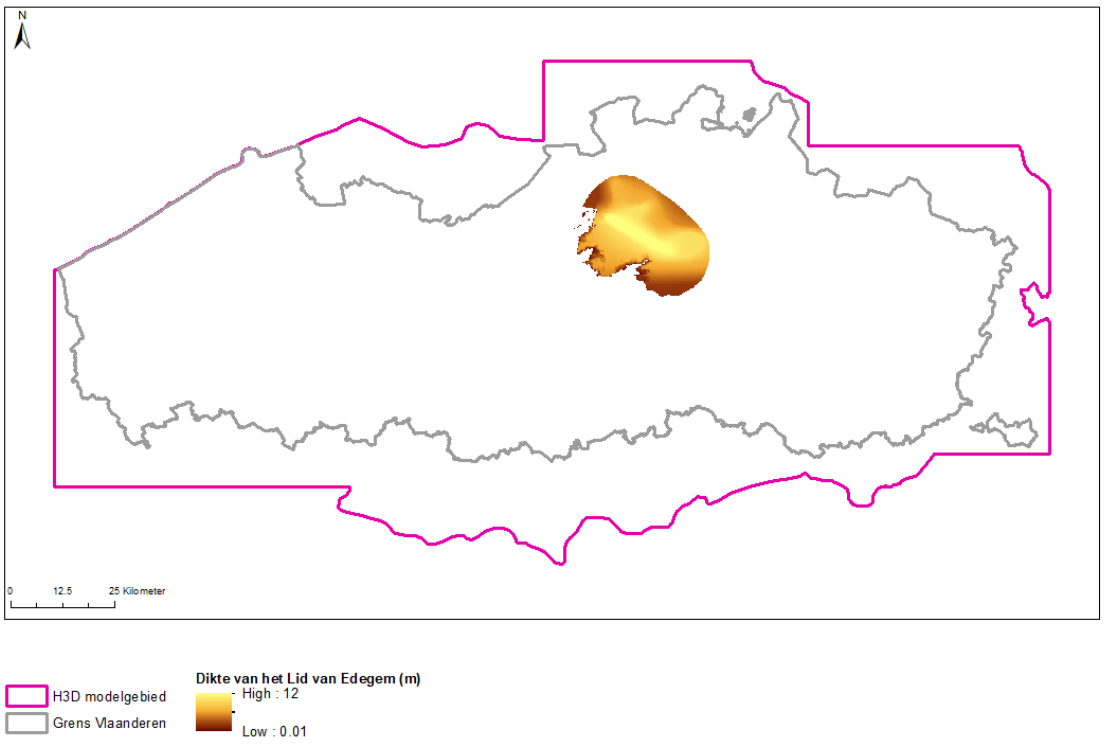


Dikte van de leden van Antwerpen, Zonderschot en Kiel

Bijlage G1.22.2 Lid van Edegem

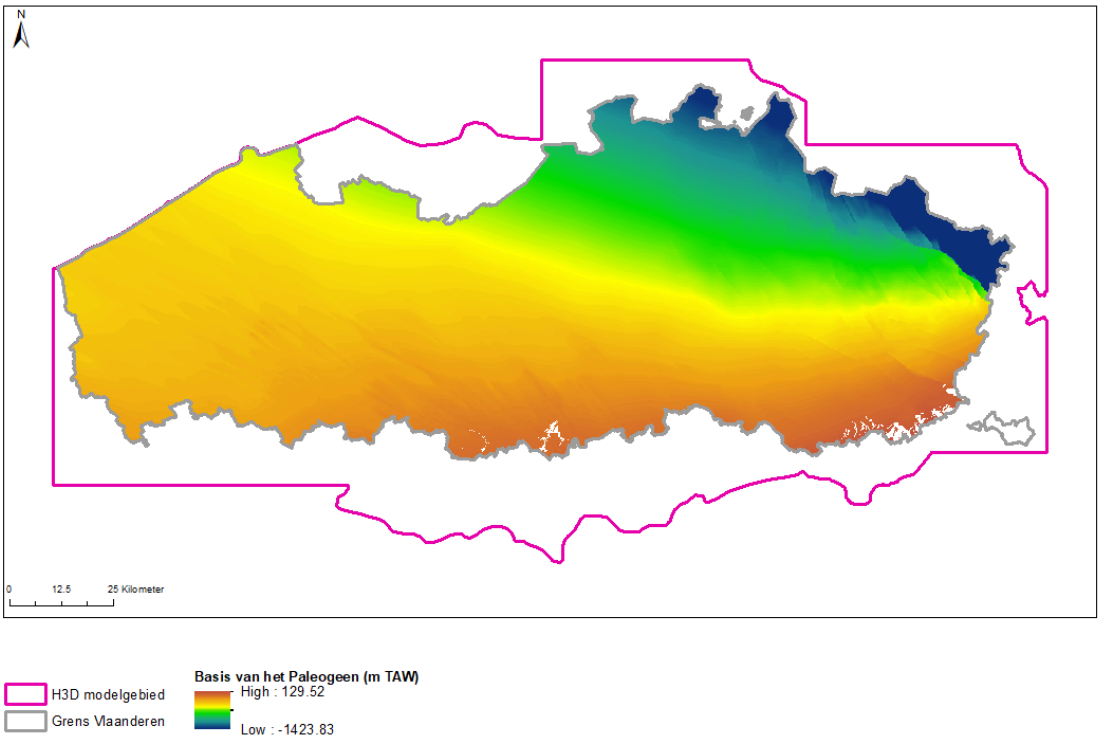


Basis van het Lid van Edegem

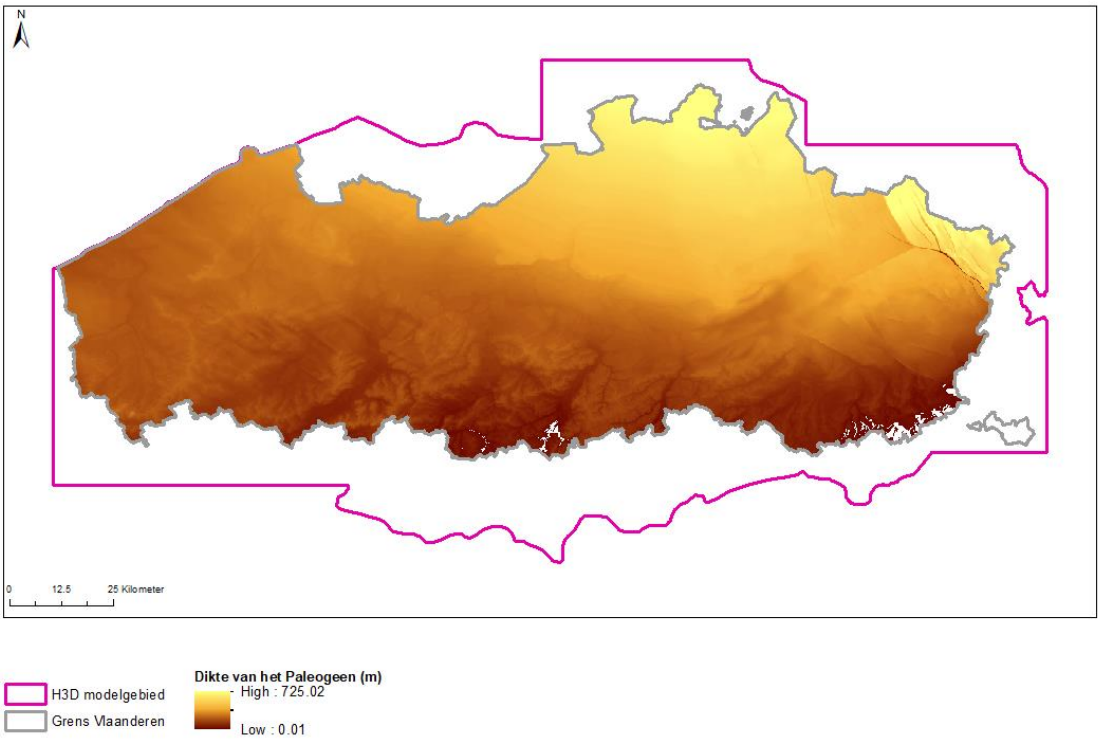


Dikte van het Lid van Edegem

Bijlage G1.23 Paleogeen

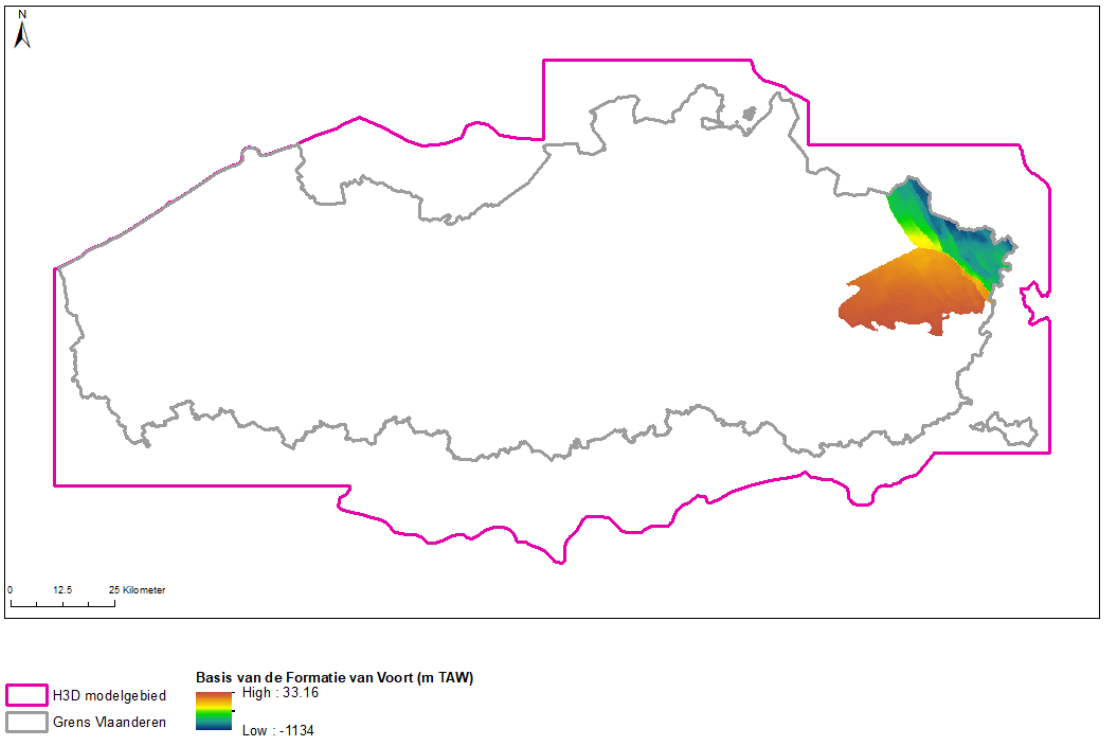


Basis van het Paleogeen

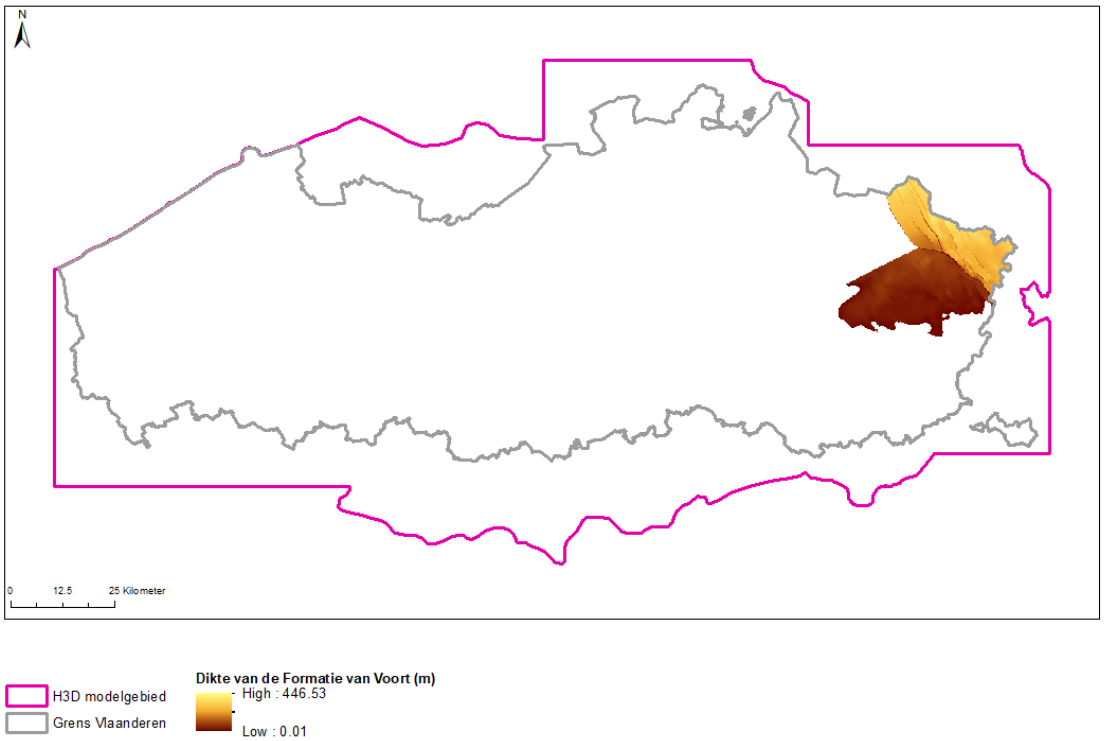


Dikte van het Paleogeen

Bijlage G1.24 Formatie van Voort

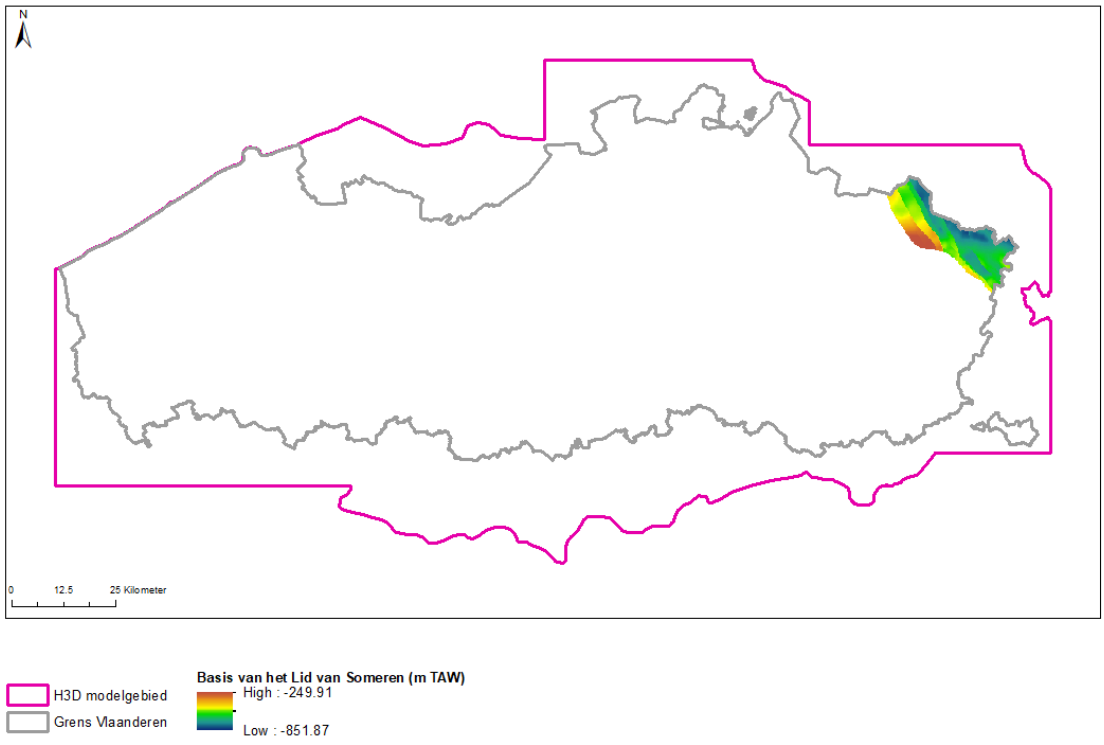


Basis van de Formatie van Voort

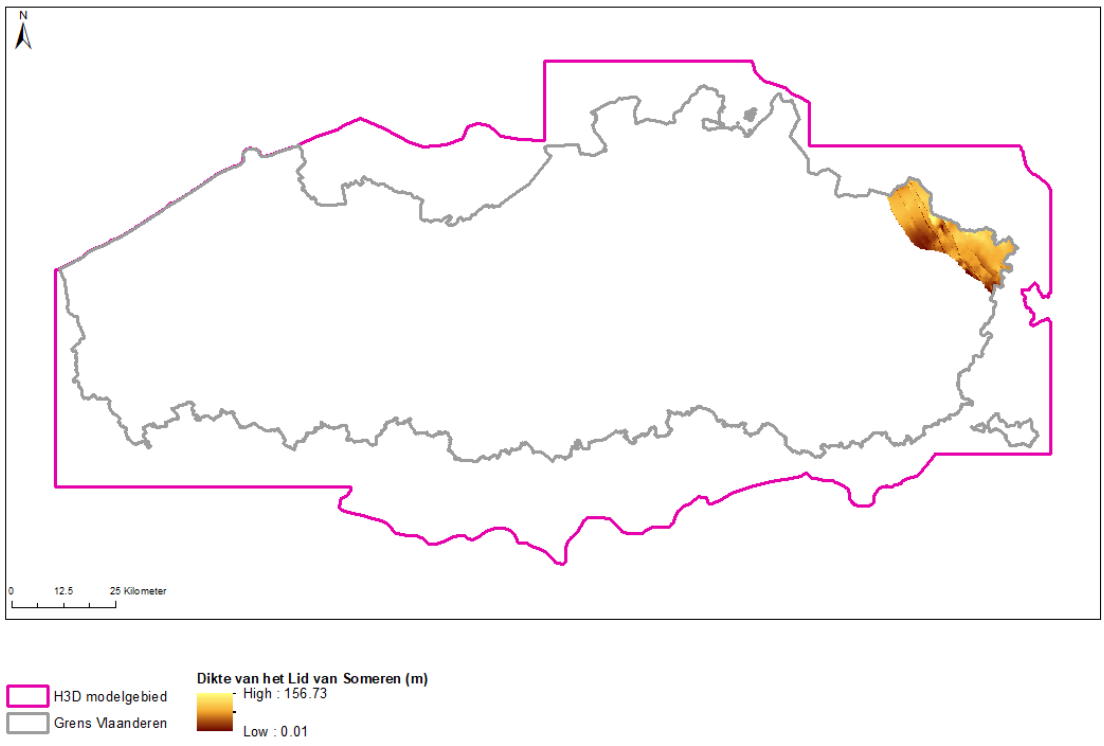


Dikte van de Formatie van Voort

Bijlage G1.24.1 Lid van Someren

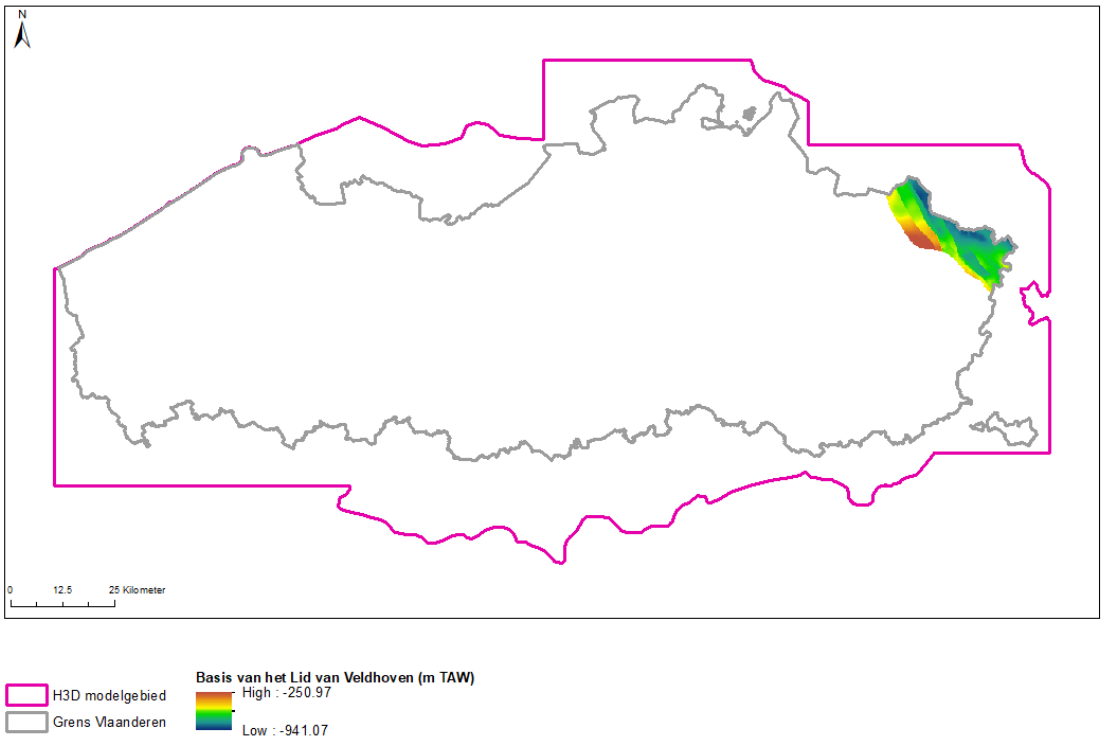


Basis van het Lid van Someren



Dikte van het Lid van Someren

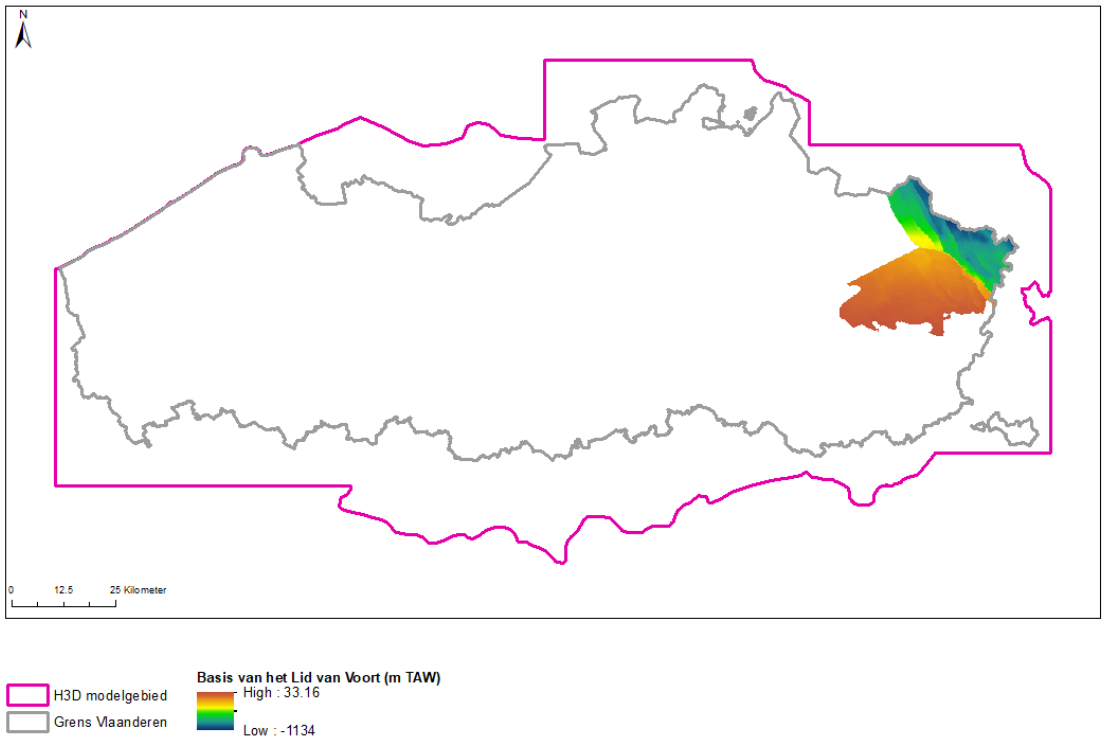
Bijlage G1.24.2 Lid van Veldhoven



Basis van het Lid van Veldhoven

Dikte van het Lid van Veldhoven

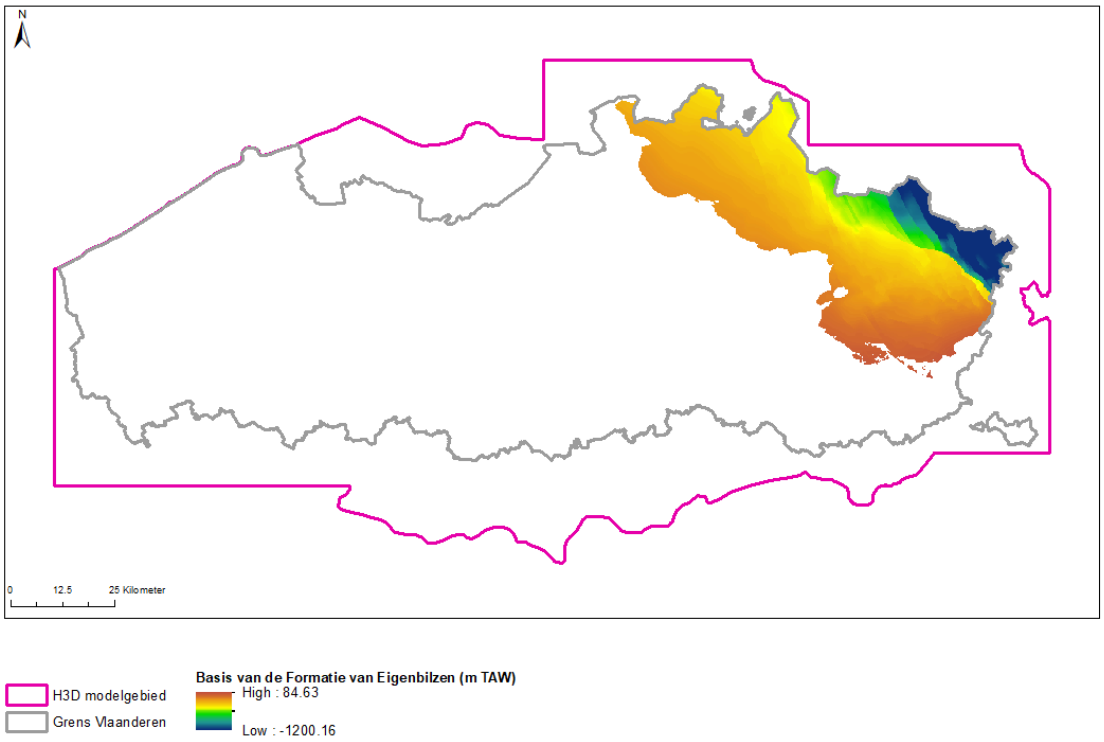
Bijlage G1.24.3 Lid van Voort



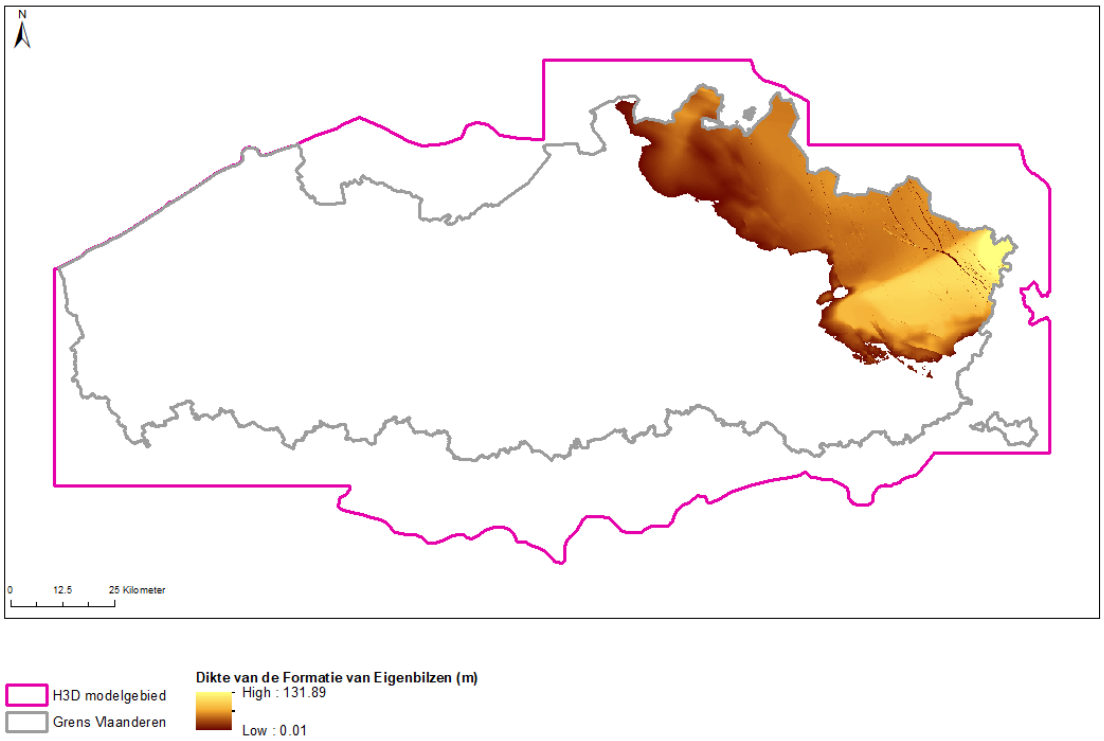
Basis van het Lid van Voort

Dikte van het Lid van Voort

Bijlage G1.25 Formatie van Eigenbilzen

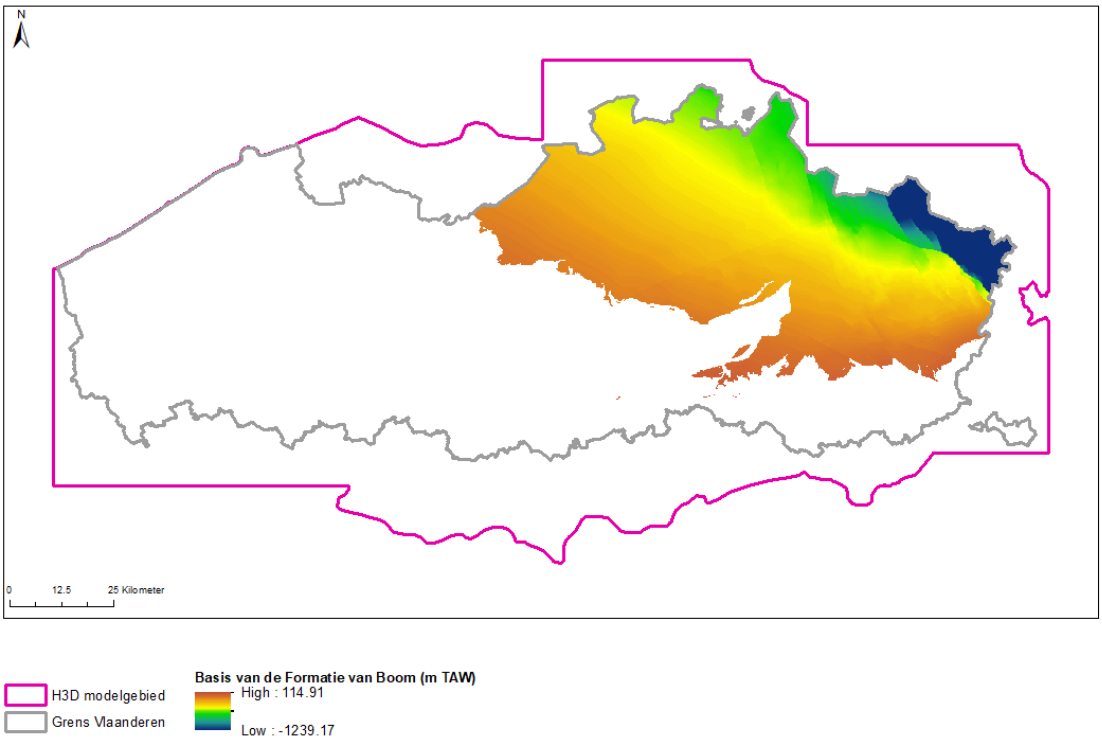


Basis van de Formatie van Eigenbilzen

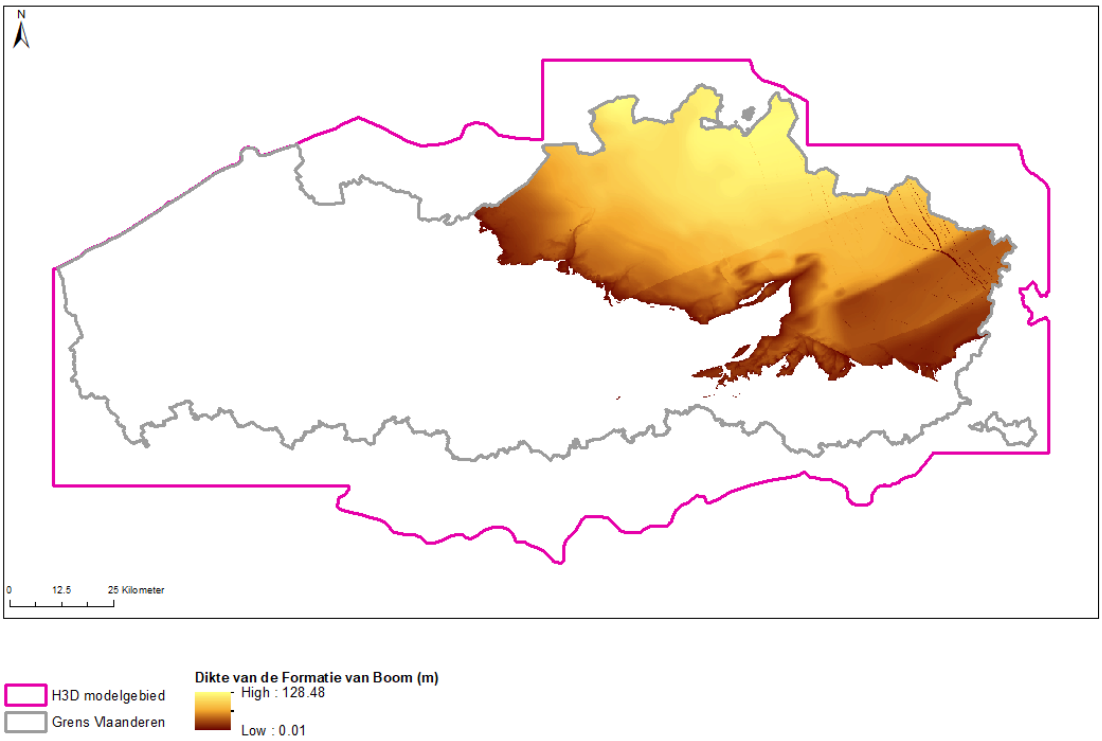


Dikte van de Formatie van Eigenbilzen

Bijlage G1.26 Formatie van Boom

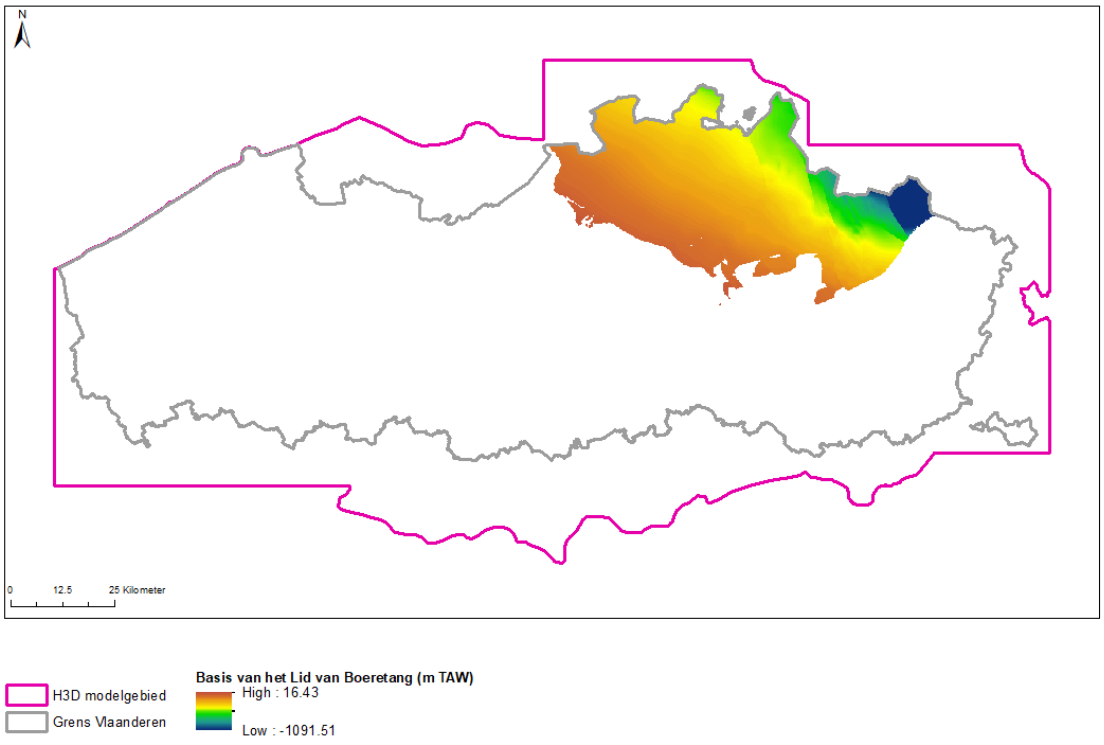


Basis van de Formatie van Boom

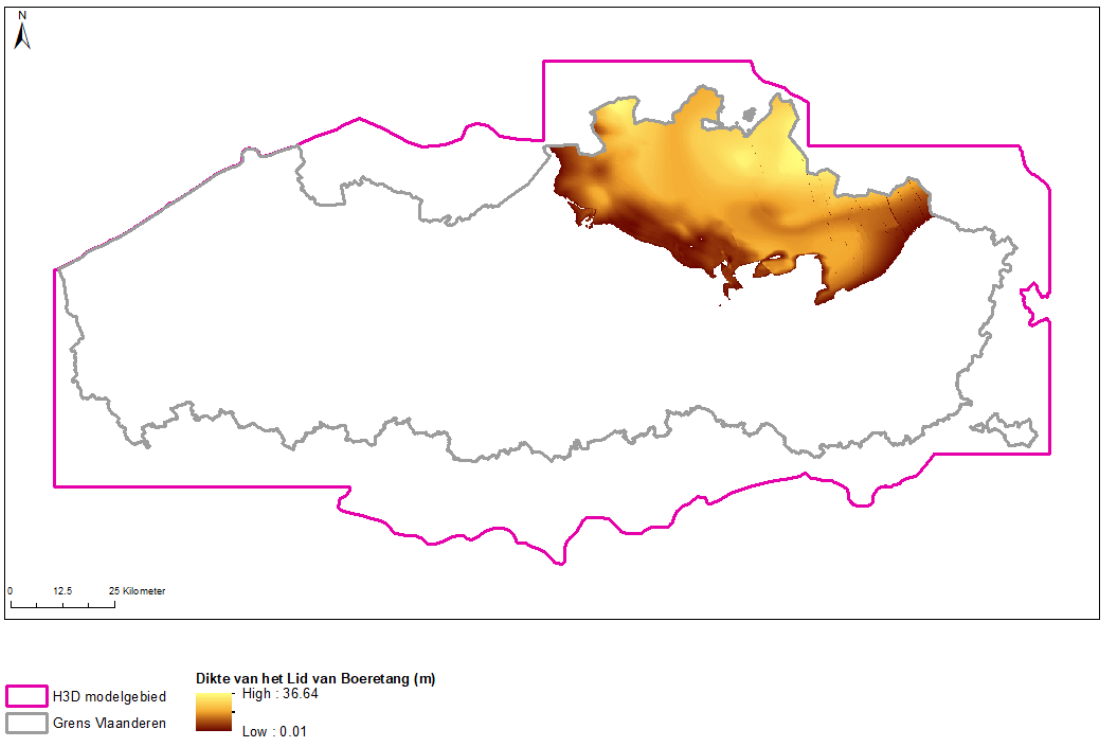


Dikte van de Formatie van Boom

Bijlage G1.26.1 Lid van Boeretang

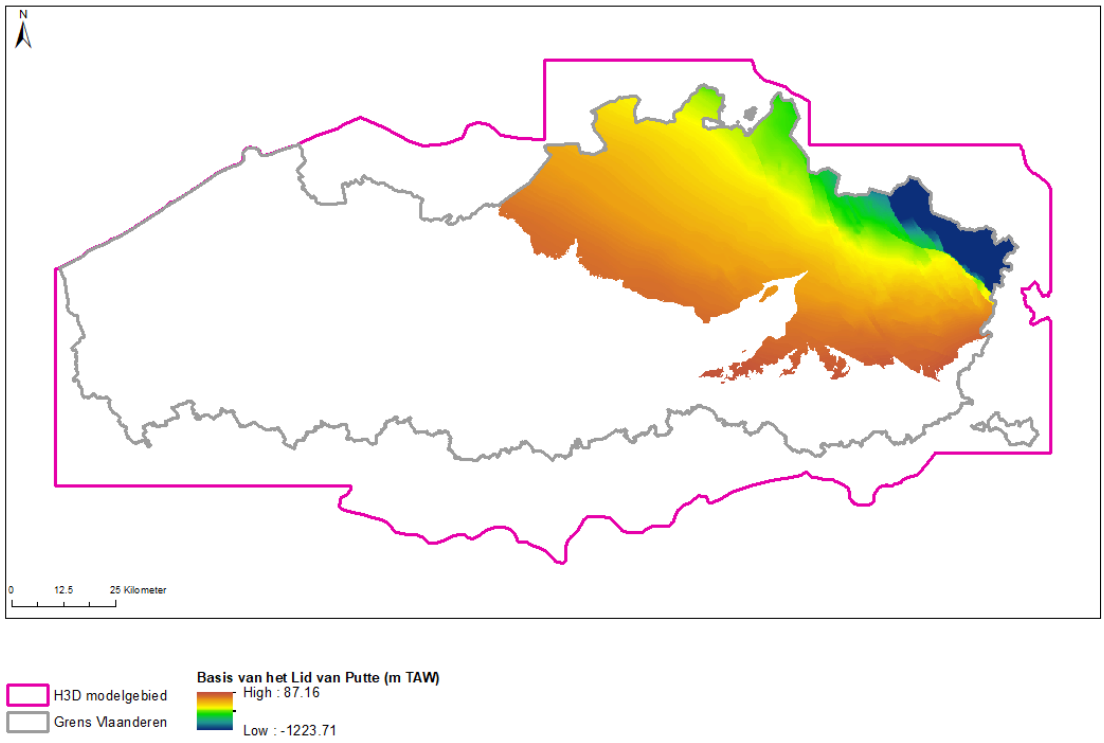


Basis van het Lid van Boeretang

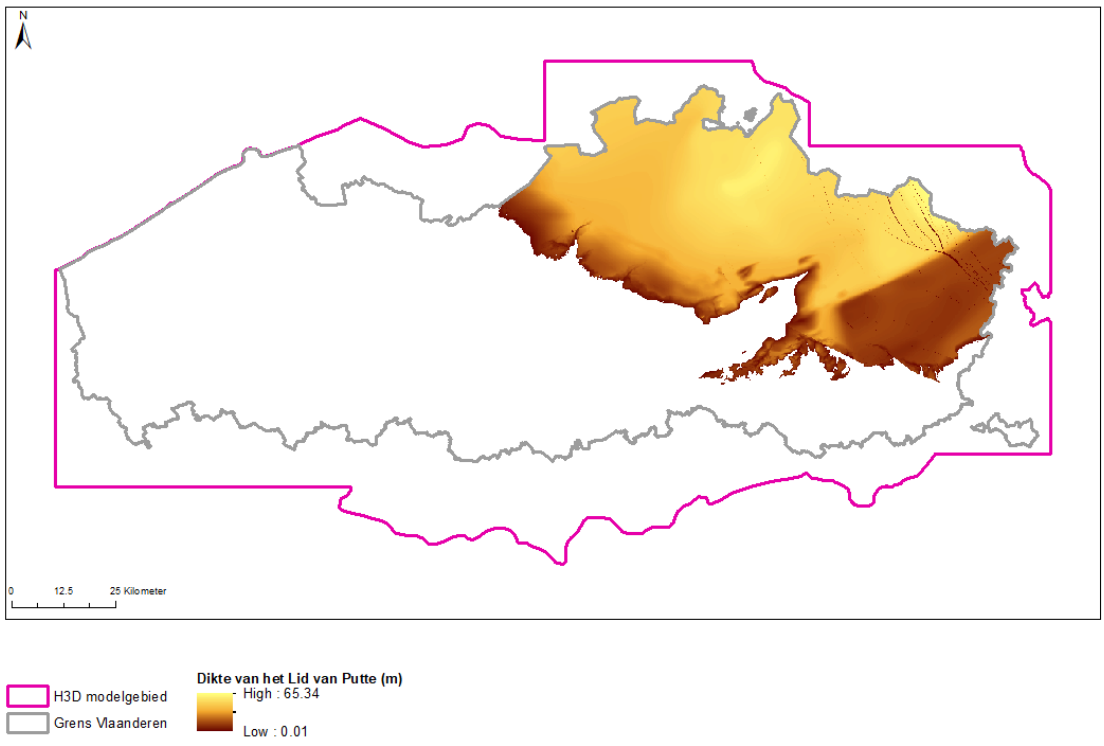


Dikte van het Lid van Boeretang

Bijlage G1.26.2 Lid van Putte

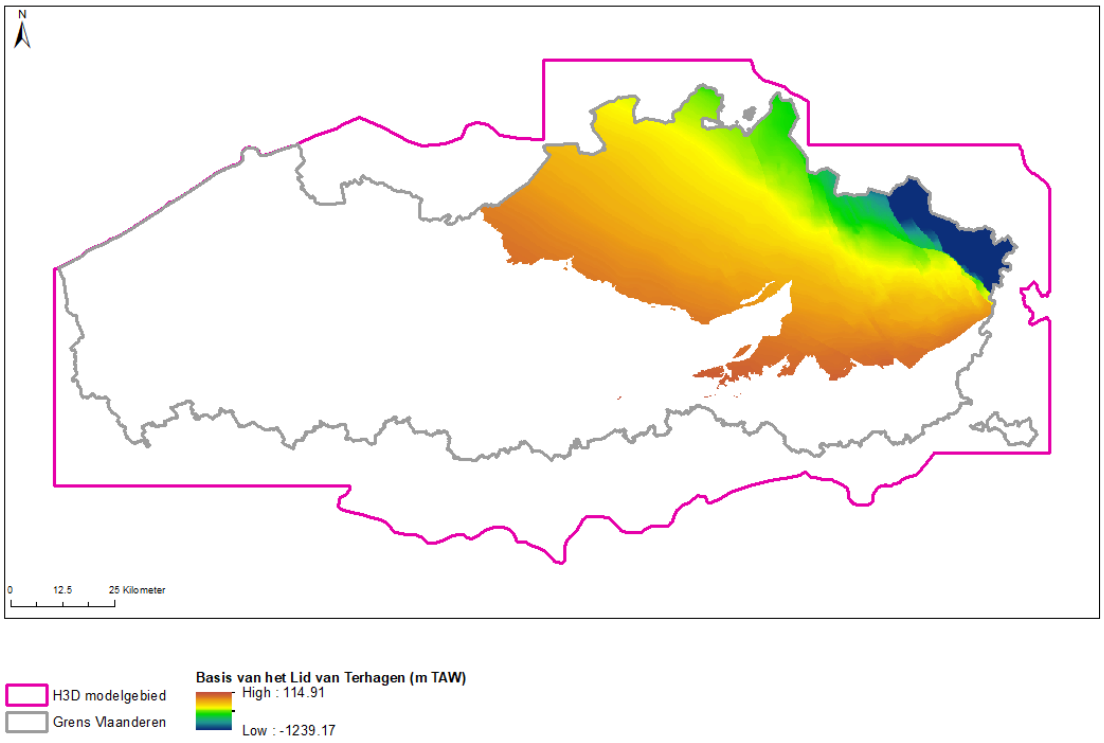


Basis van het Lid van Putte

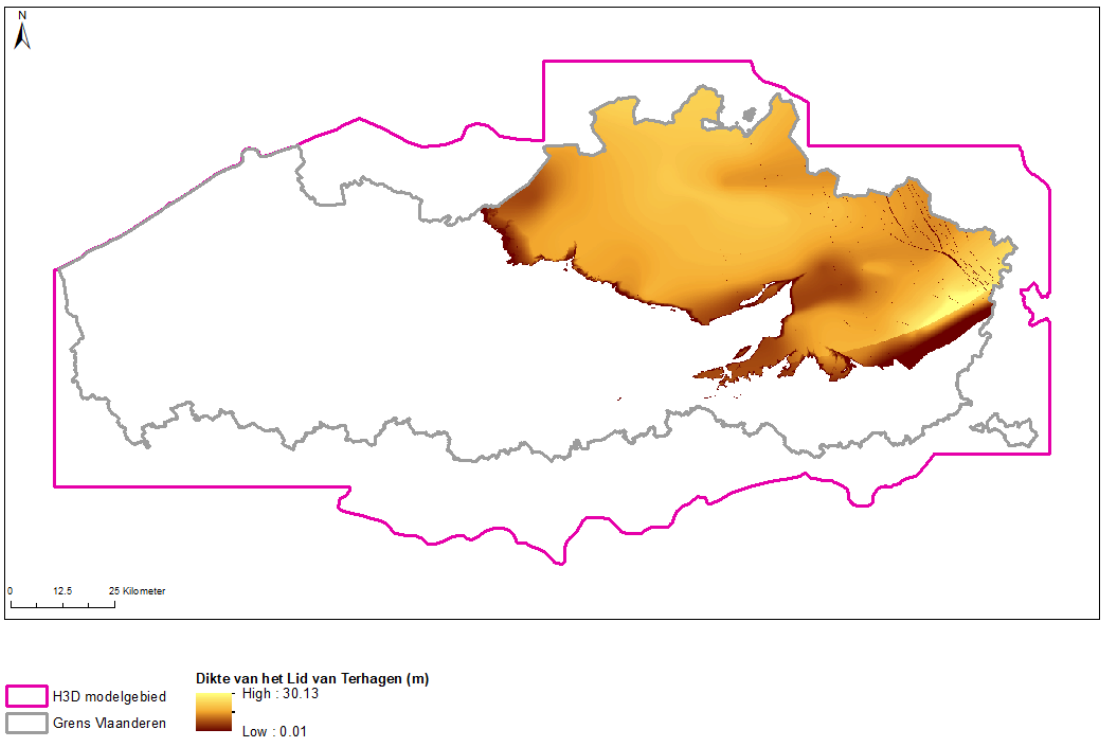


Dikte van het Lid van Putte

Bijlage G1.26.3 Lid van Terhagen

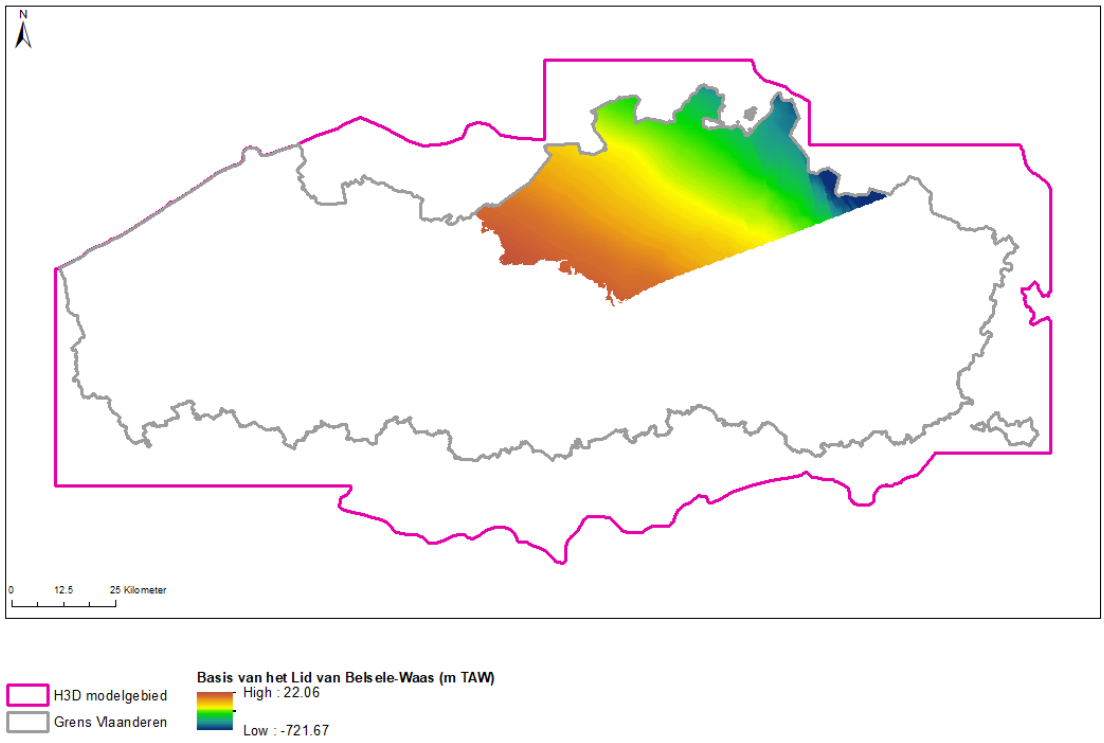


Basis van het Lid van Terhagen

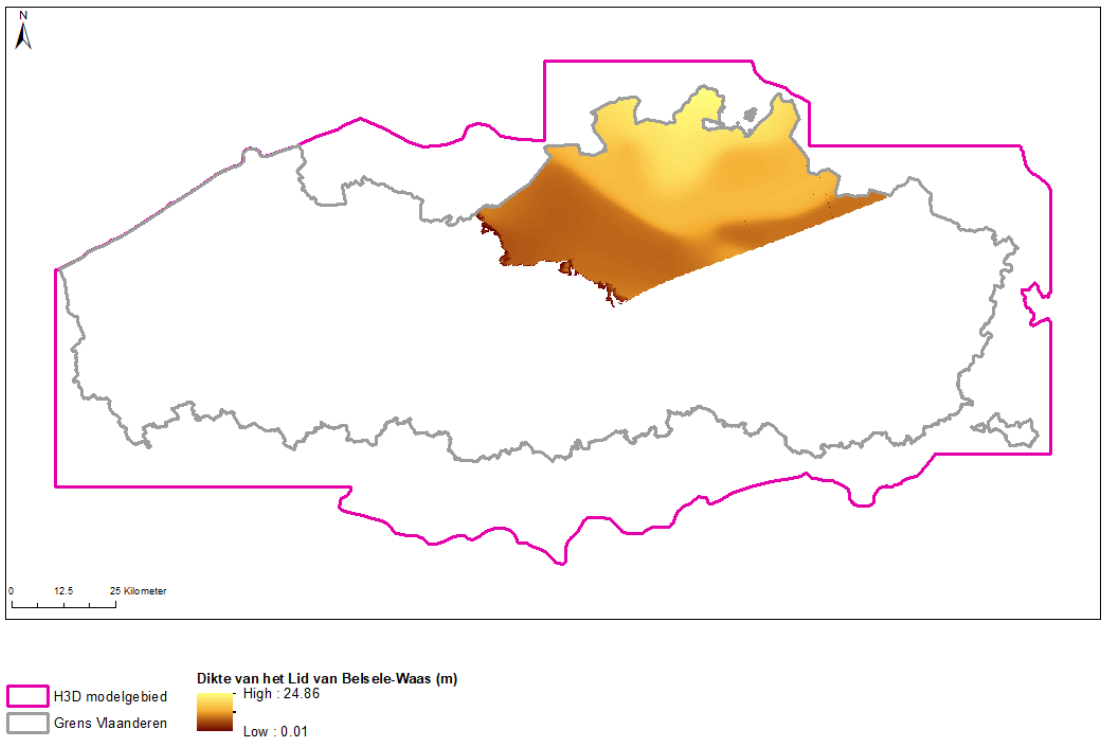


Dikte van het Lid van Terhagen

Bijlage G1.26.4 Lid van Belsele-Waas

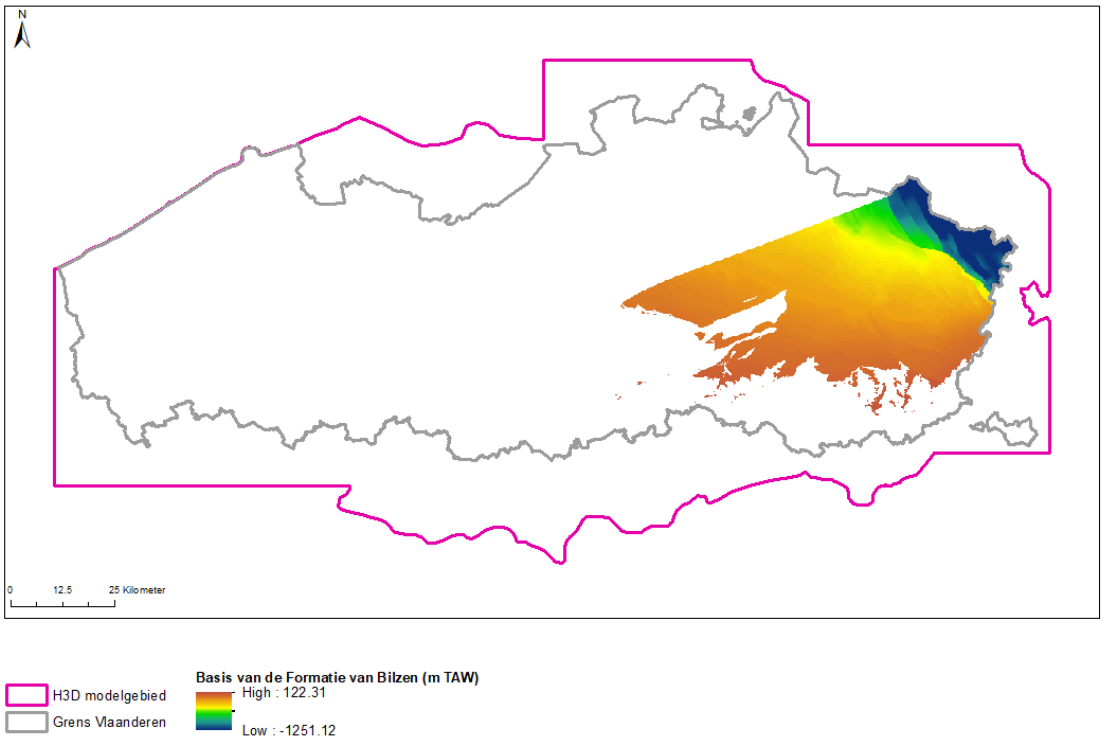


Basis van het Lid van Belsele-Waas

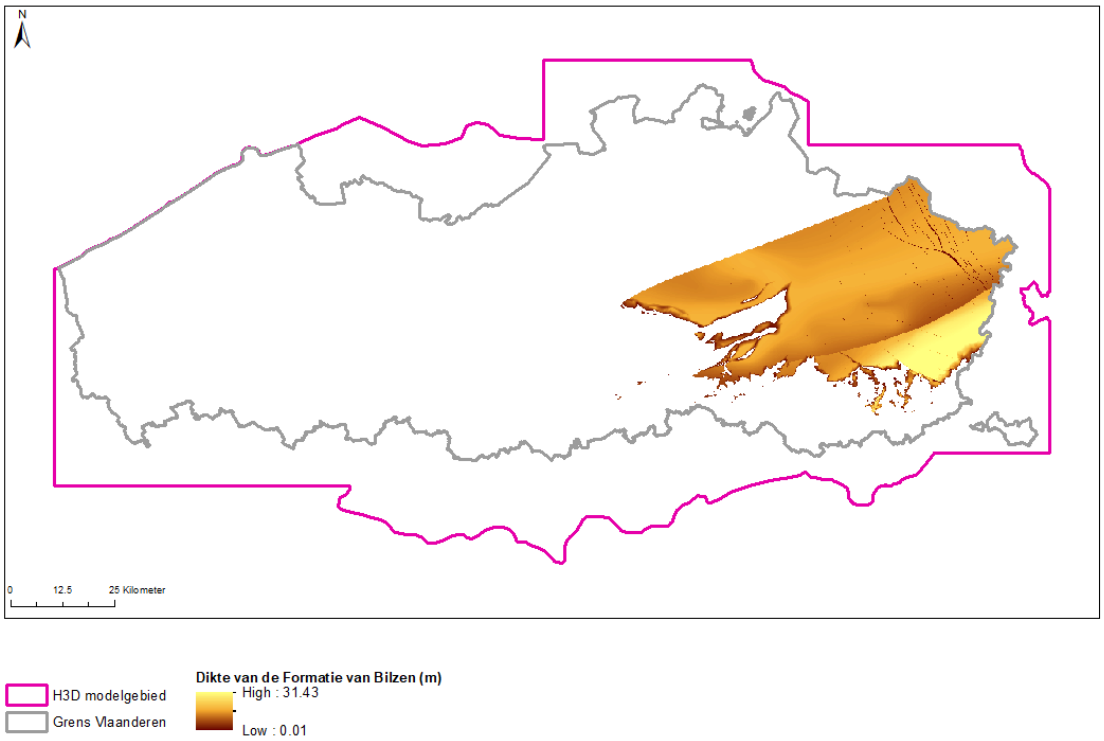


Dikte van het Lid van Belsele-Waas

Bijlage G1.27 Formatie van Bilzen

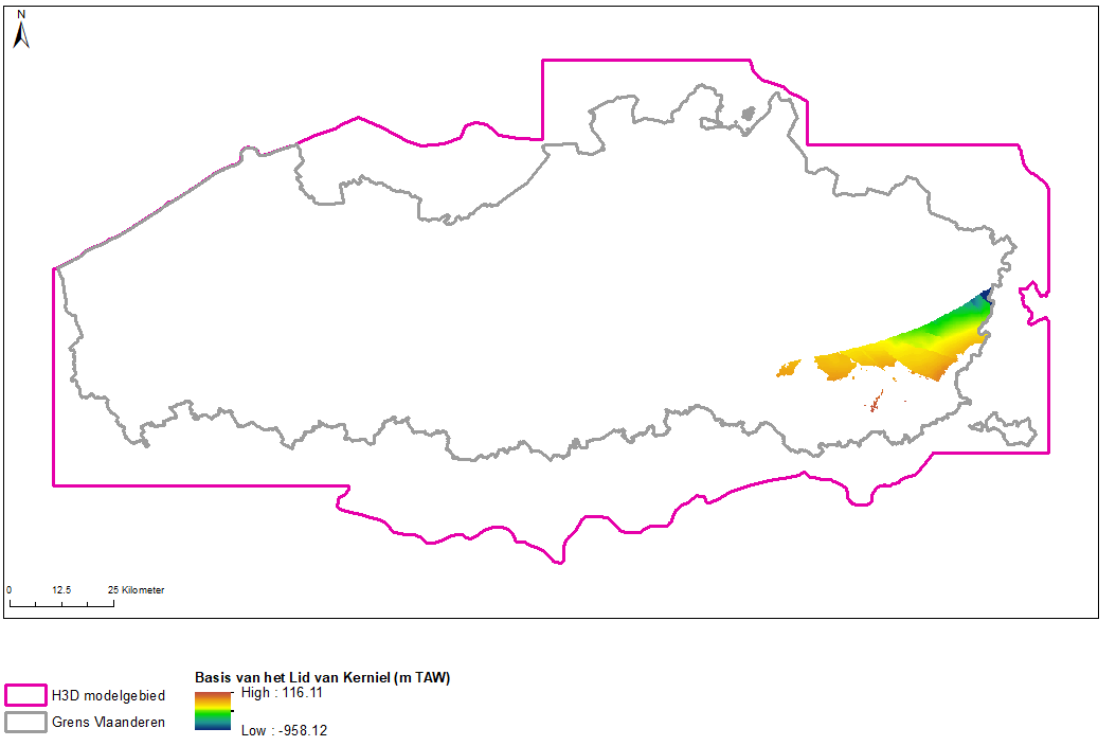


Basis van de Formatie van Bilzen

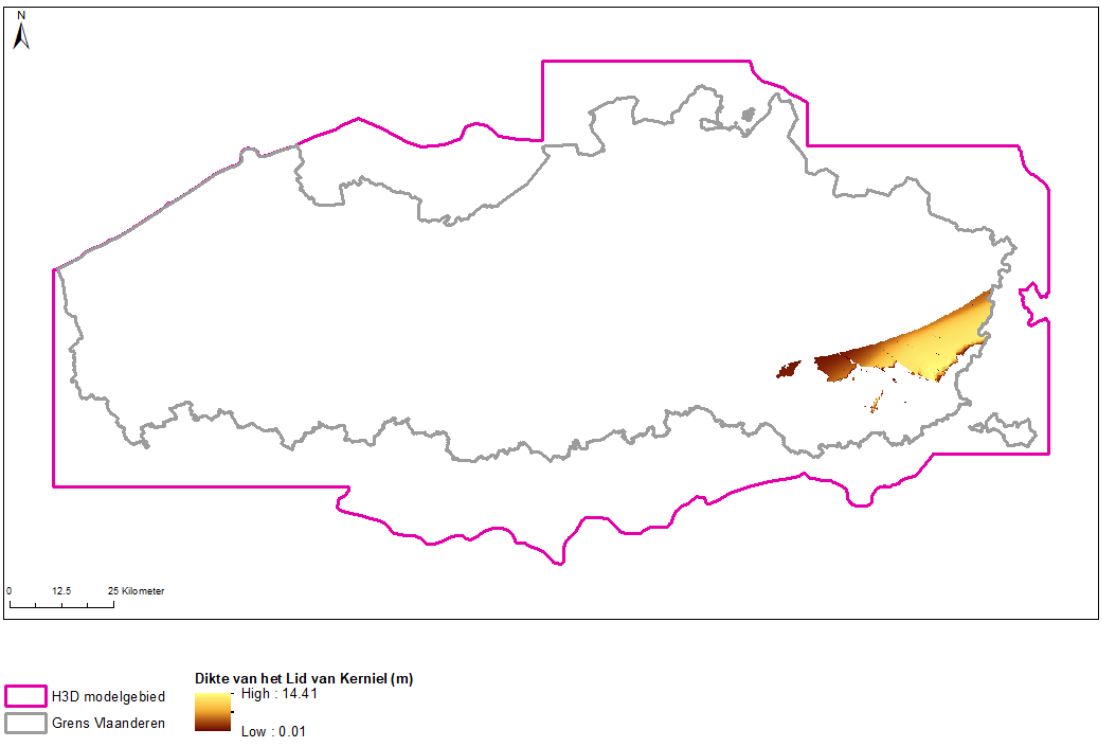


Dikte van de Formatie van Bilzen

Bijlage G1.27.1 Lid van Kerniel

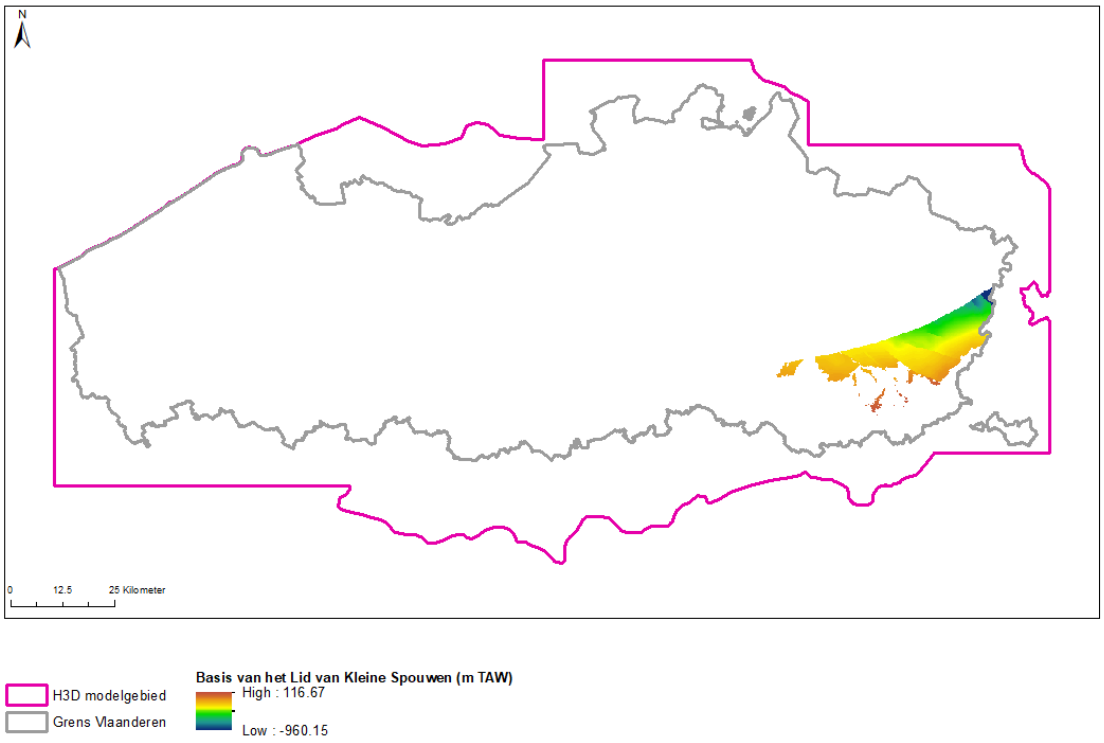


Basis van het Lid van Kerniel

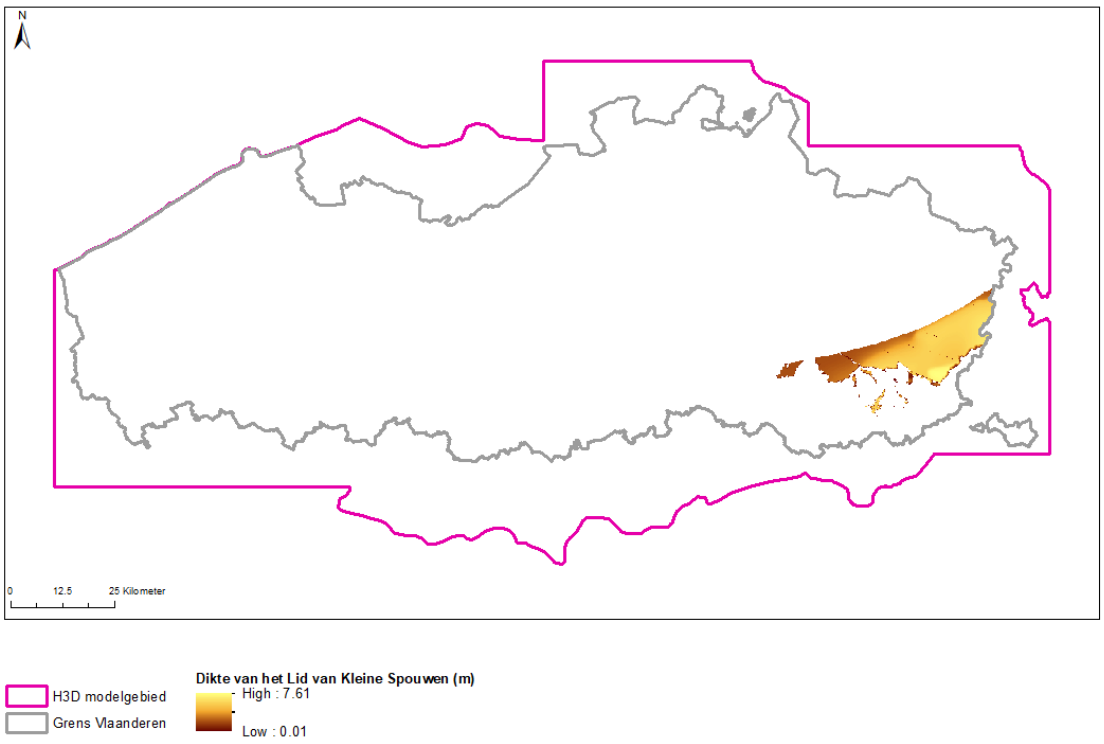


Dikte van het Lid van Kerniel

Bijlage G1.27.2 Lid van Kleine Spouwen

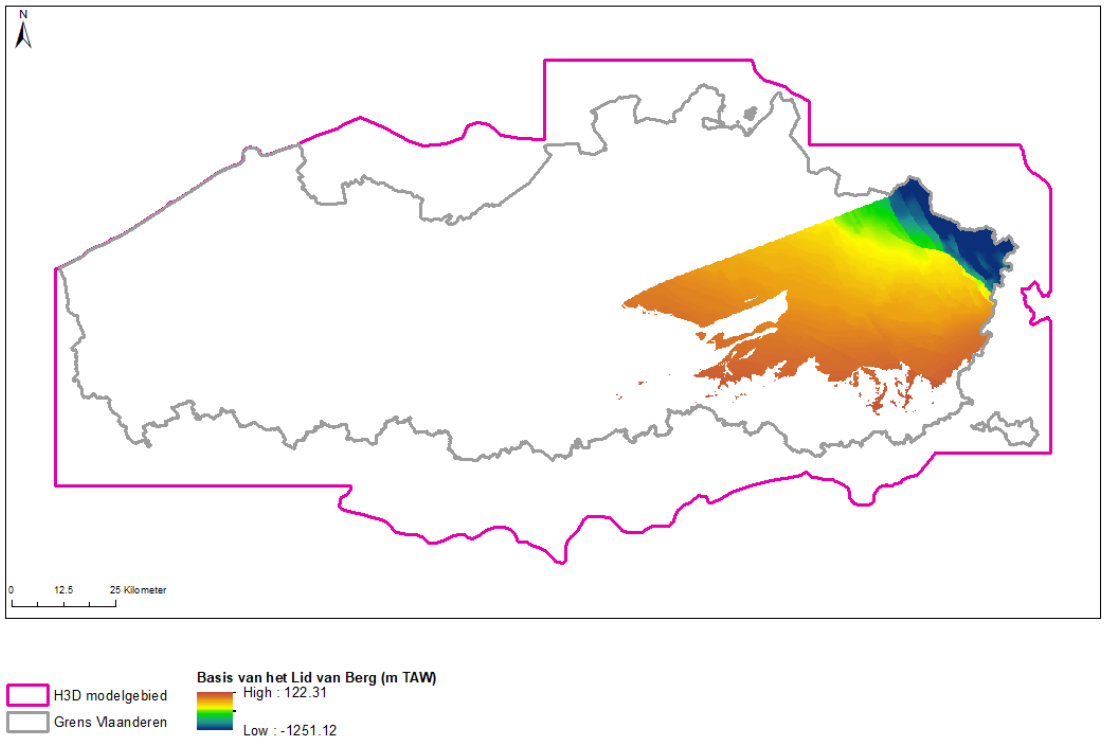


Basis van het Lid van Kleine Spouwen

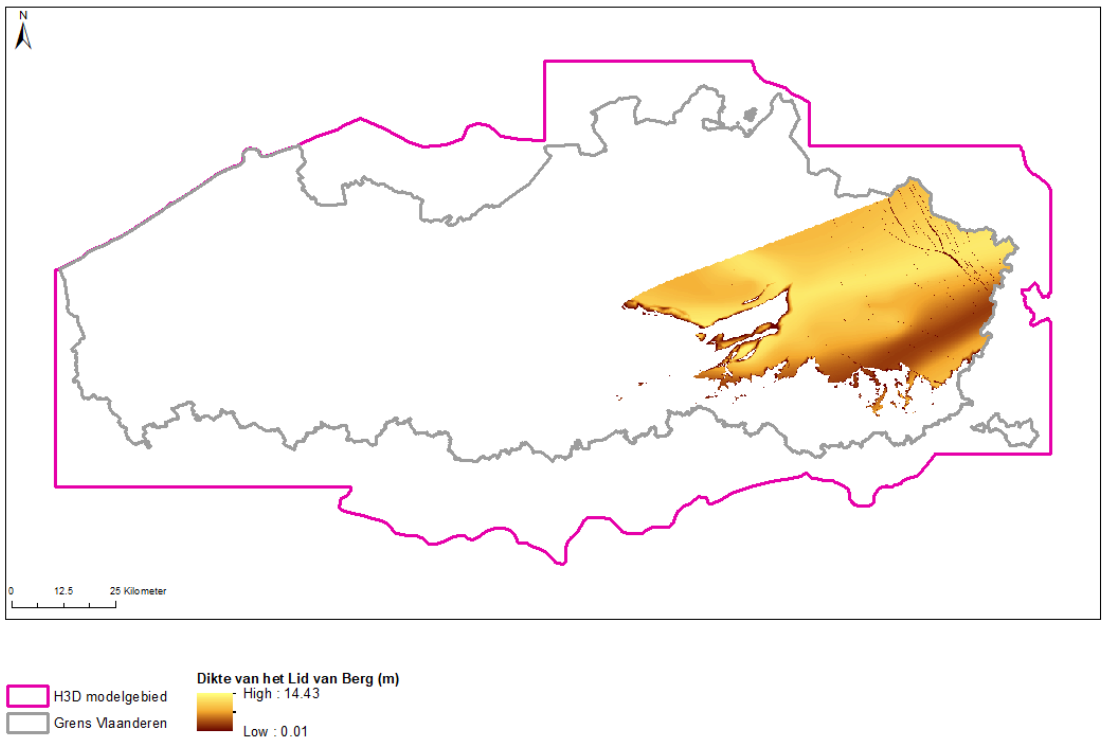


Dikte van het Lid van Kleine Spouwen

Bijlage G1.27.3 Lid van Berg

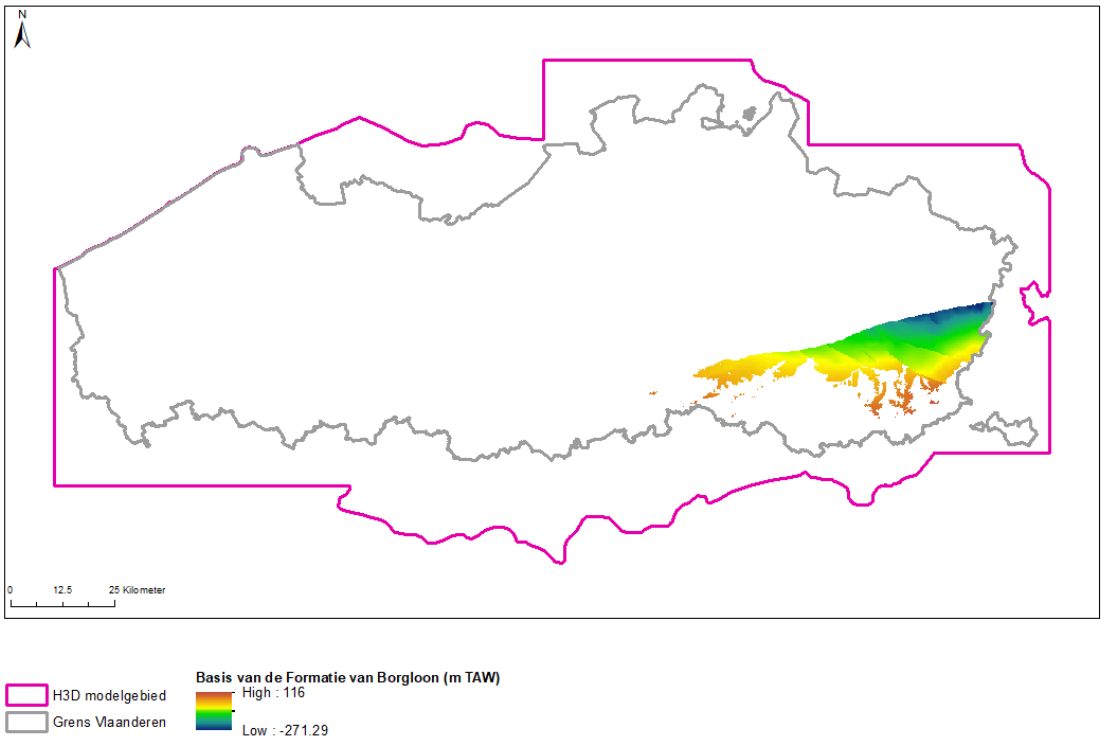


Basis van het Lid van Berg

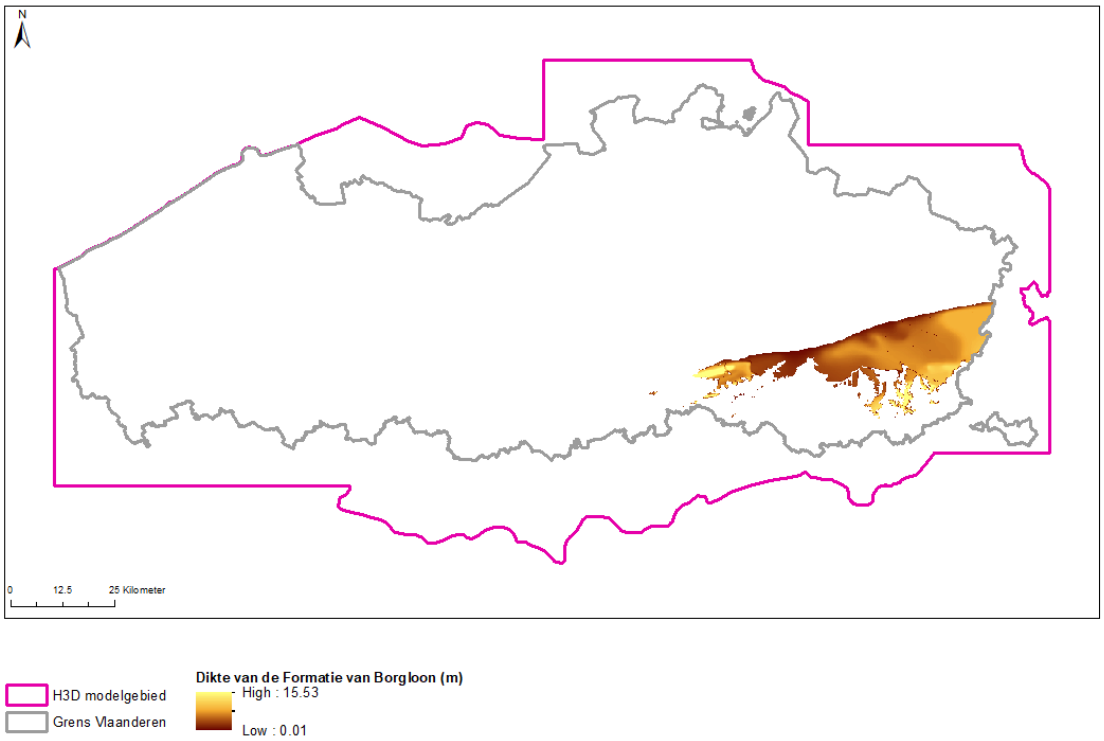


Dikte van het Lid van Berg

Bijlage G1.28 Formatie van Borgloon

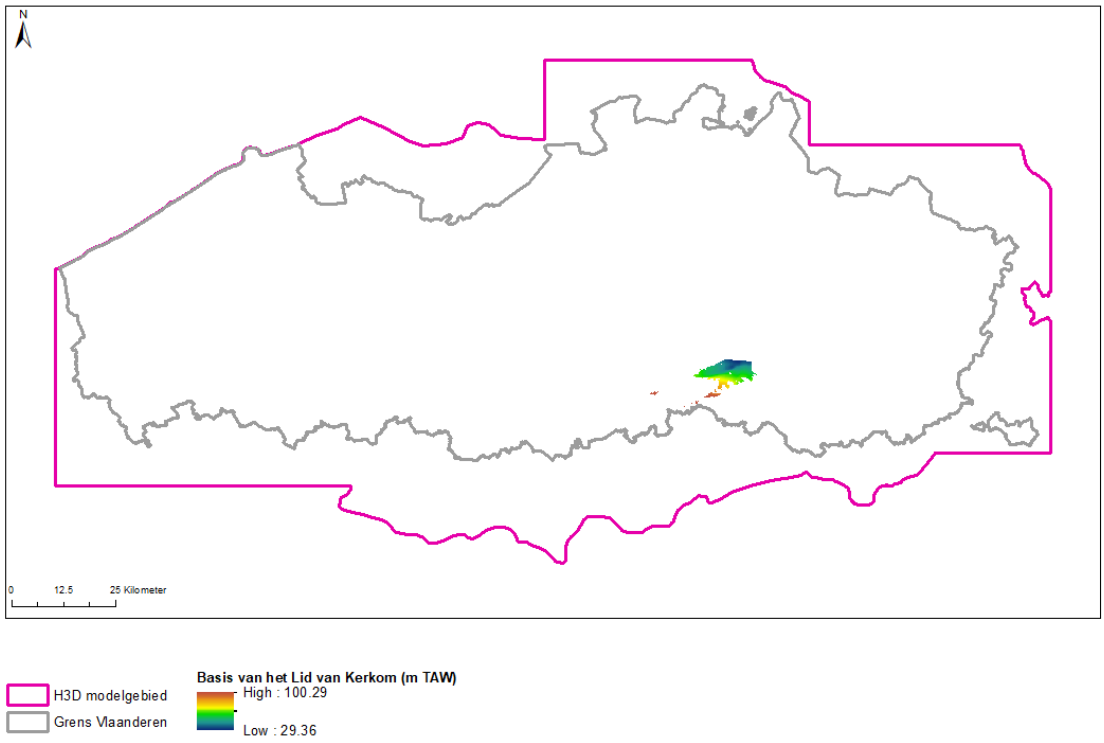


Basis van de Formatie van Borgloon

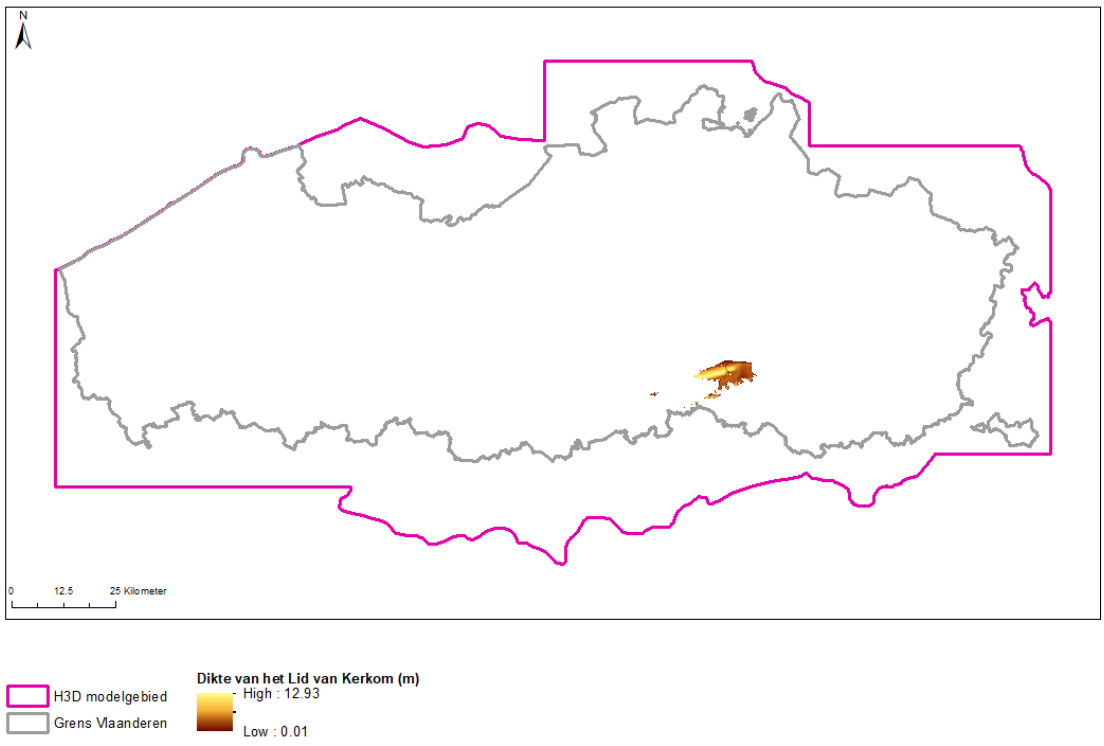


Dikte van de Formatie van Borgloon

Bijlage G1.28.1 Lid van Kerkom

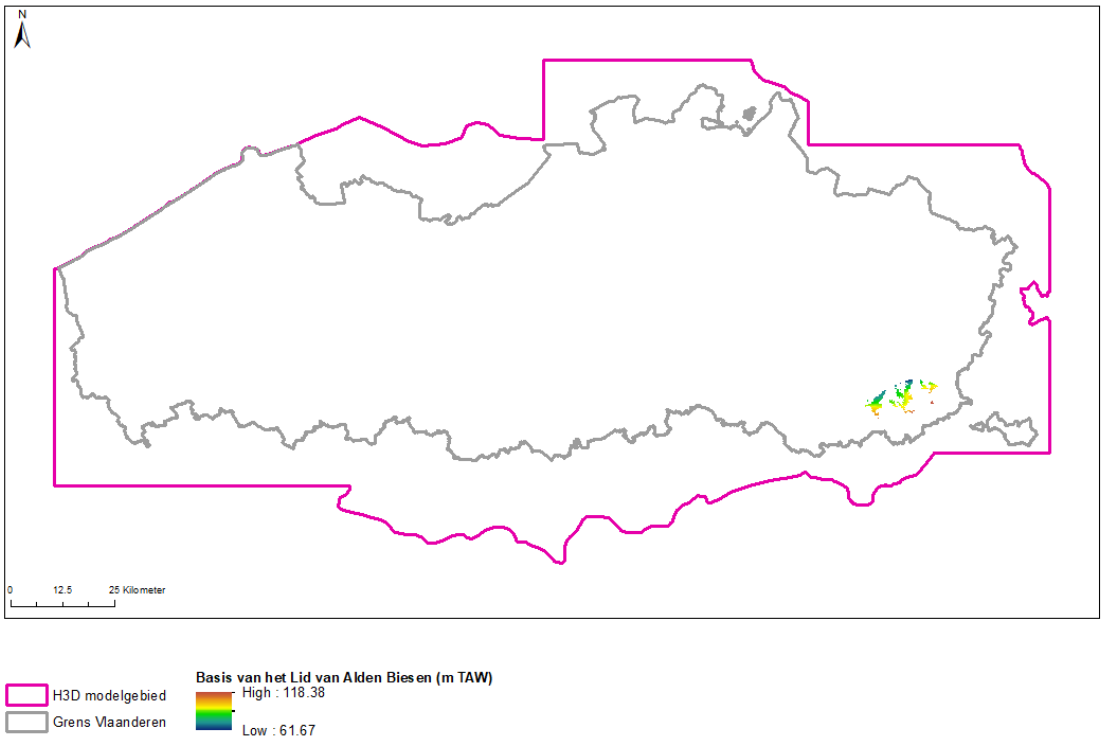


Basis van het Lid van Kerkom

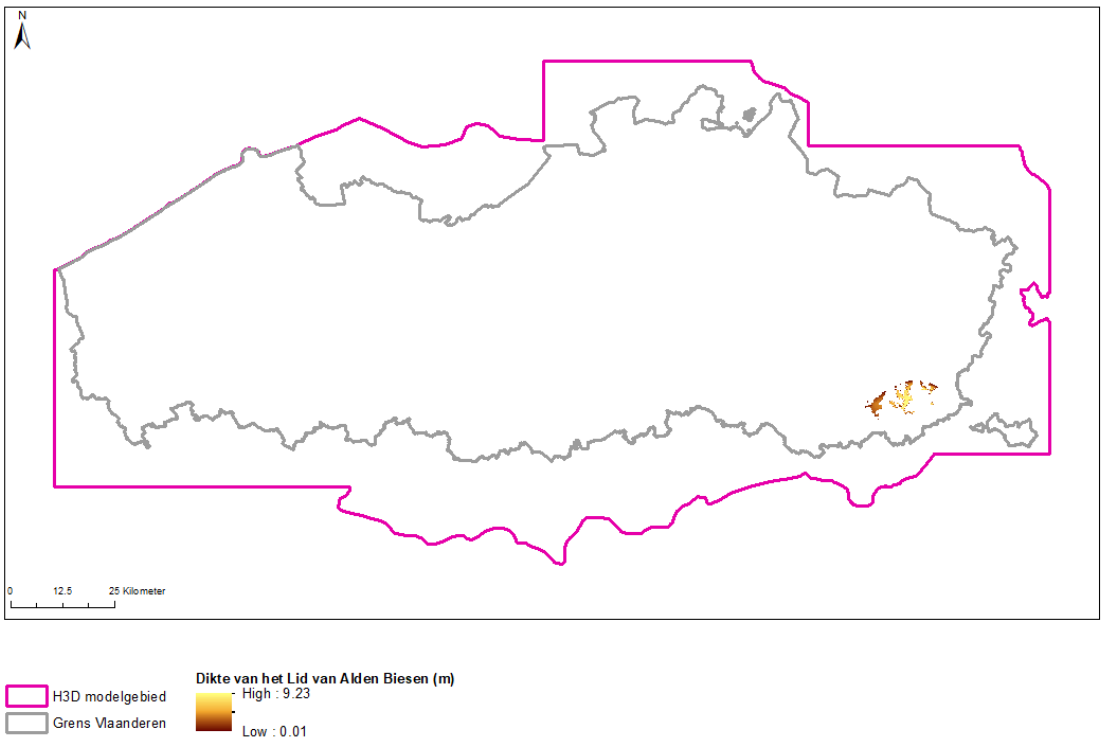


Dikte van het Lid van Kerkom

Bijlage G1.28.2 Lid van Alden Biesen

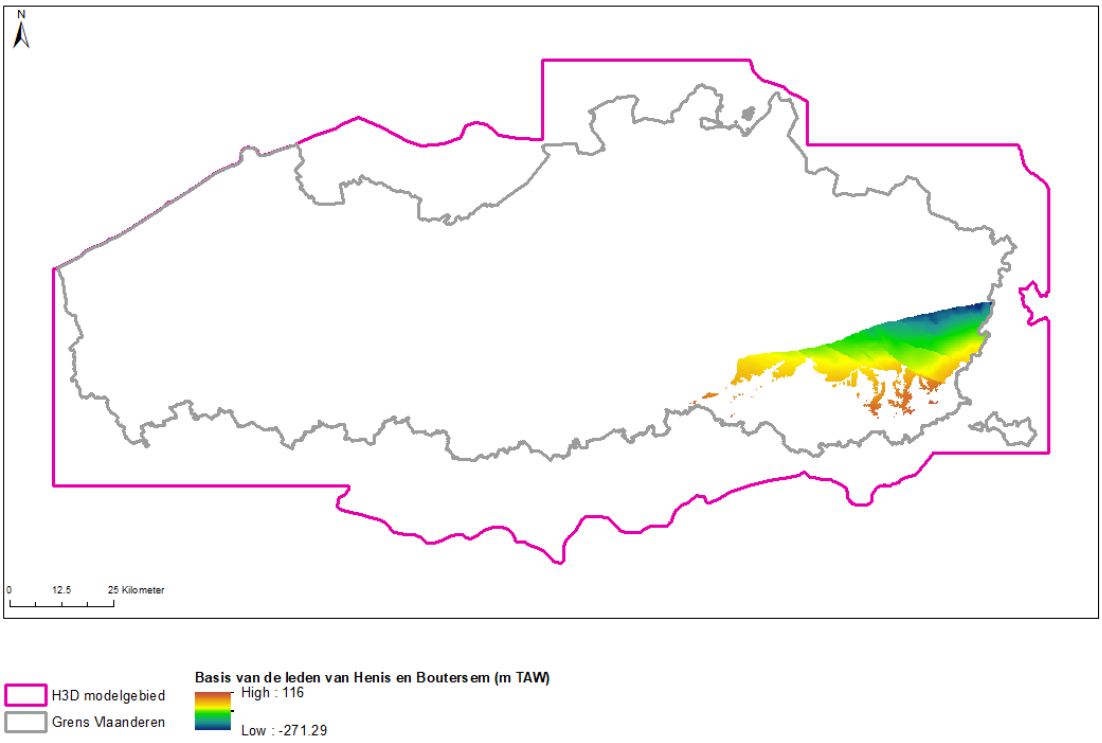


Basis van het Lid van Alden Biesen

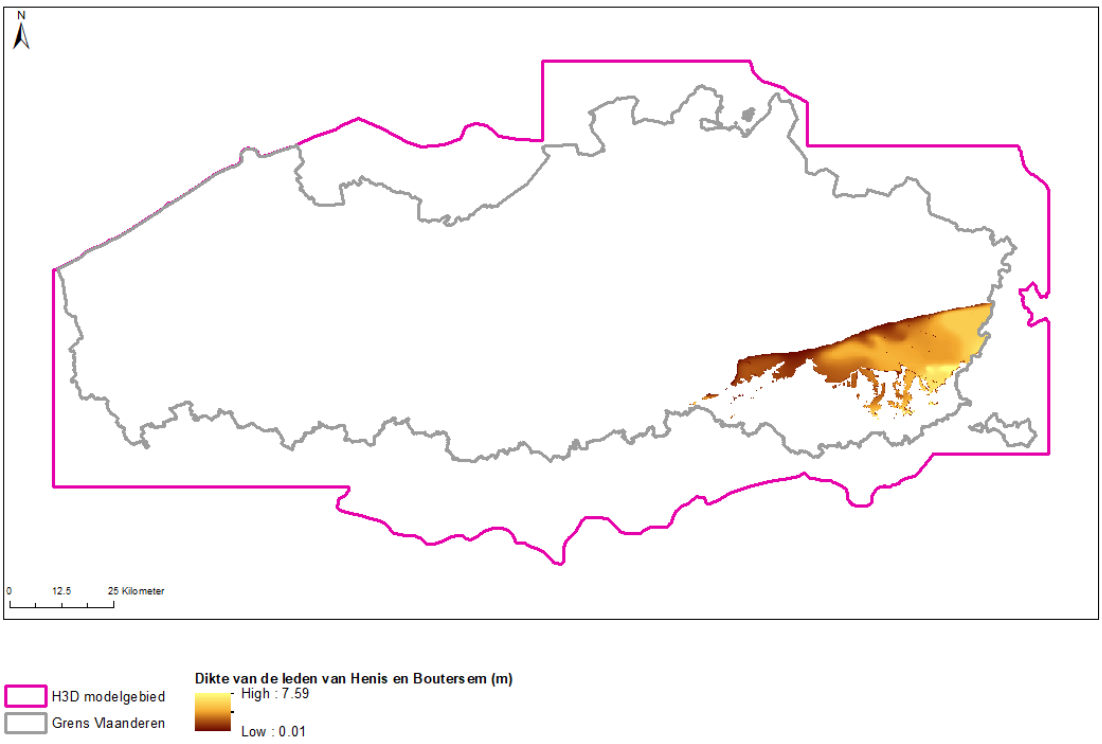


Dikte van het Lid van Alden Biesen

Bijlage G1.28.3 Leden van Henis en Boutersem

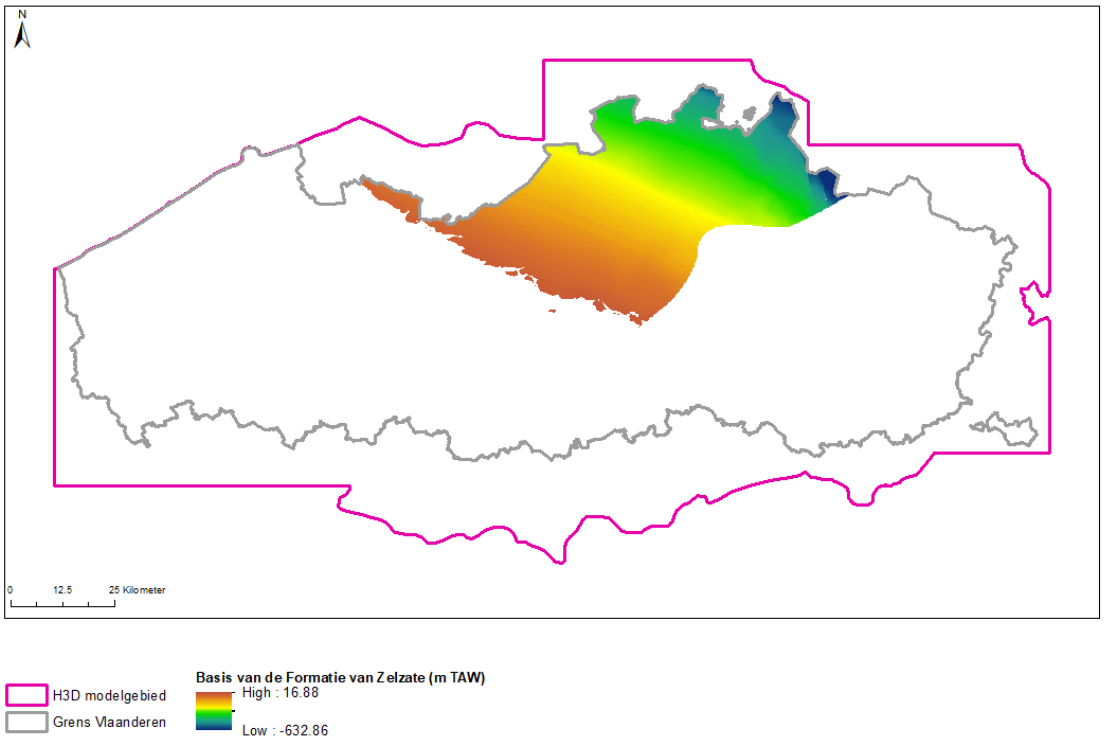


Basis van de leden van Henis en Boutersem

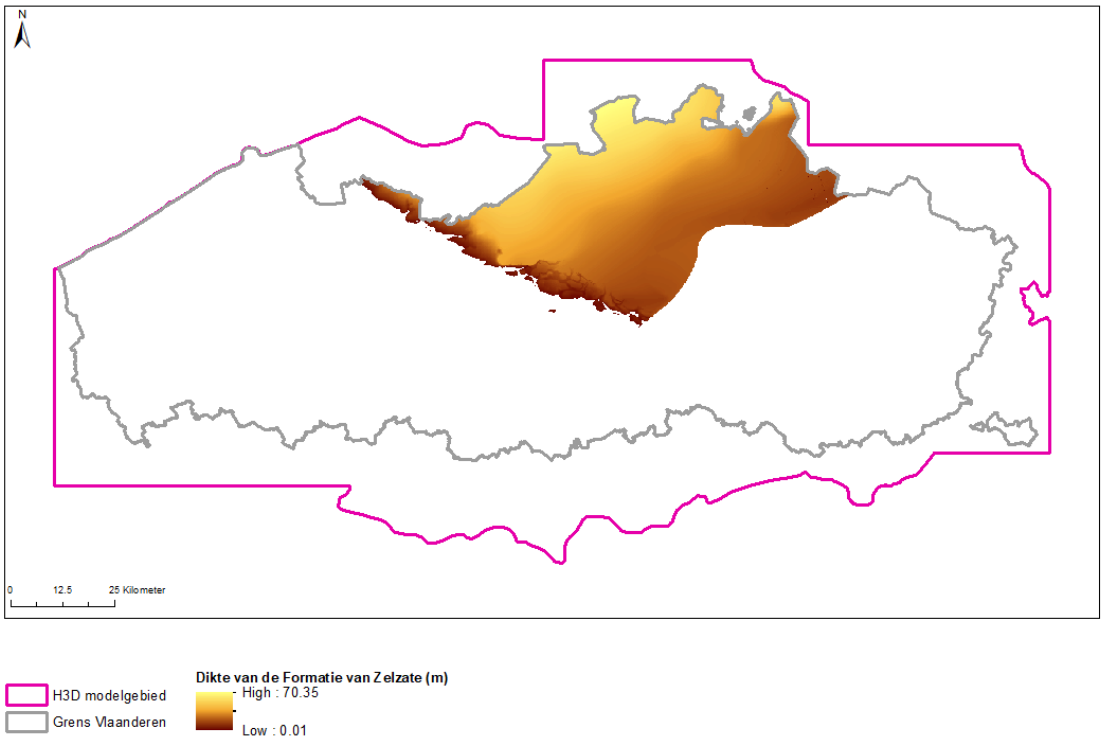


Dikte van de leden van Henis en Boutersem

Bijlage G1.29 Formatie van Zelzate

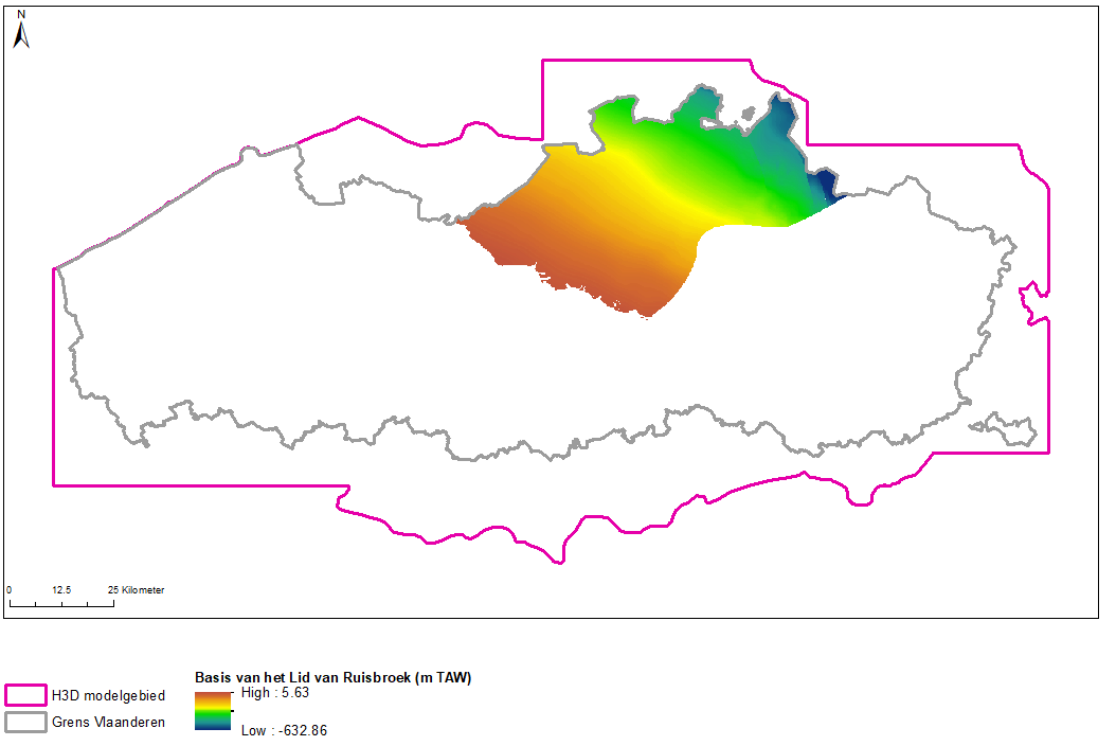


Basis van de Formatie van Zelzate

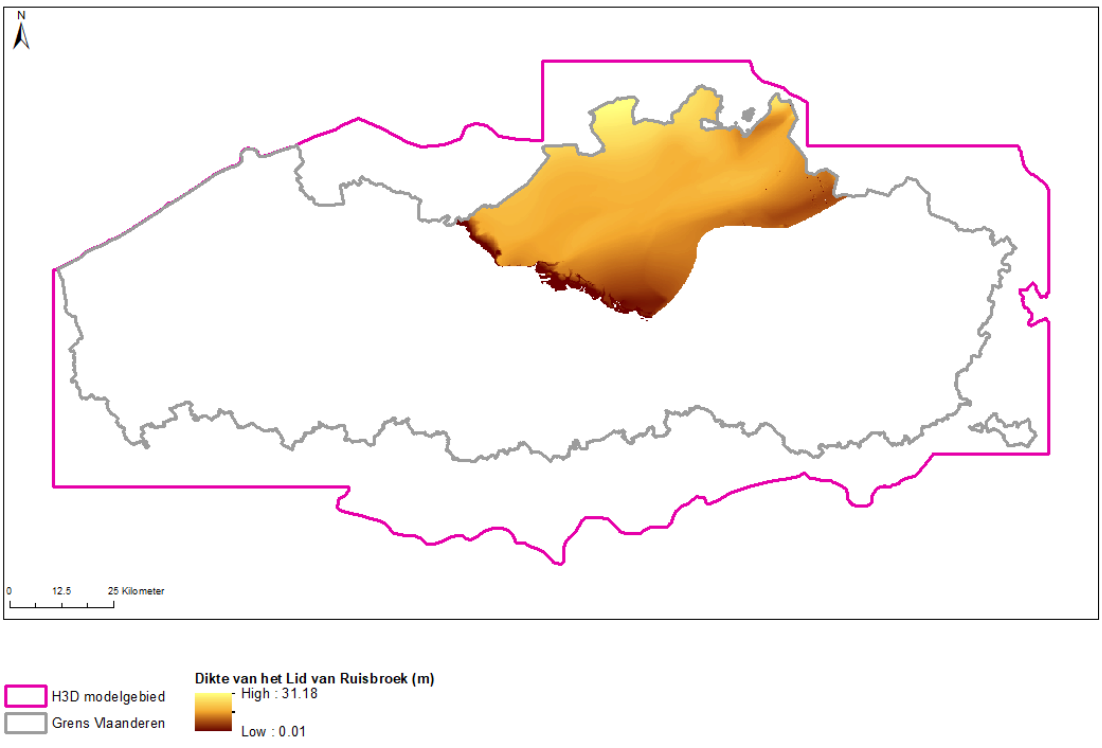


Dikte van de Formatie van Zelzate

Bijlage G1.29.1 Lid van Ruisbroek

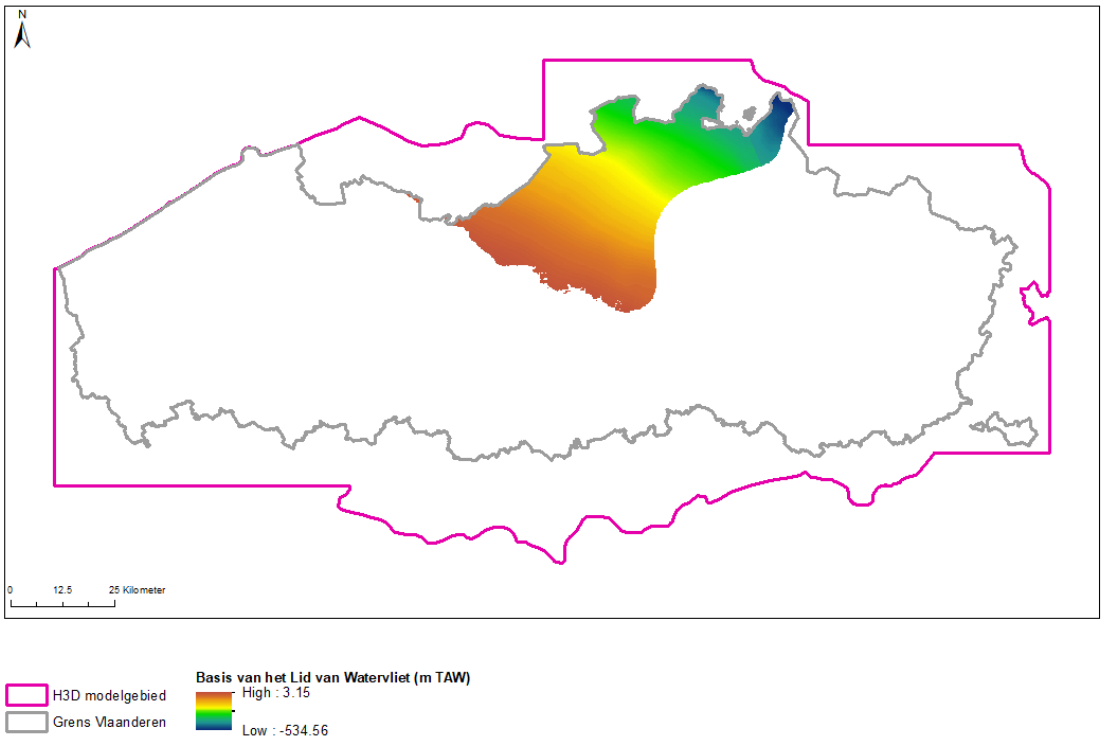


Basis van het Lid van Ruisbroek

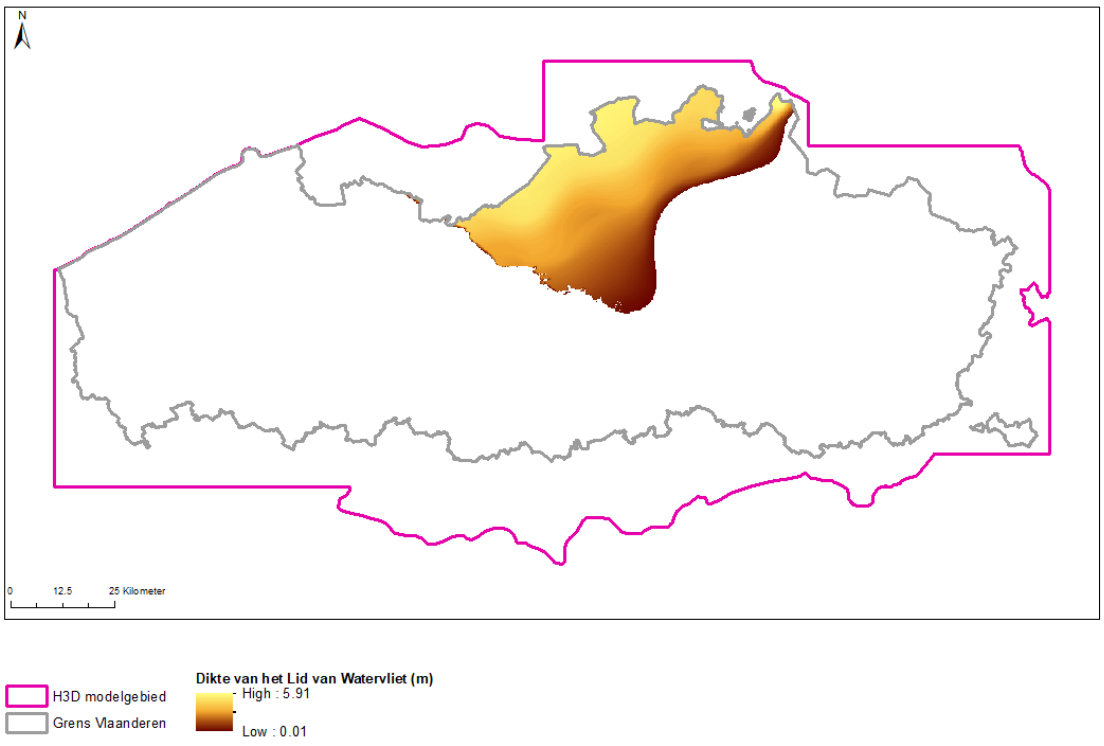


Dikte van het Lid van Ruisbroek

Bijlage G1.29.2 Lid van Watervliet

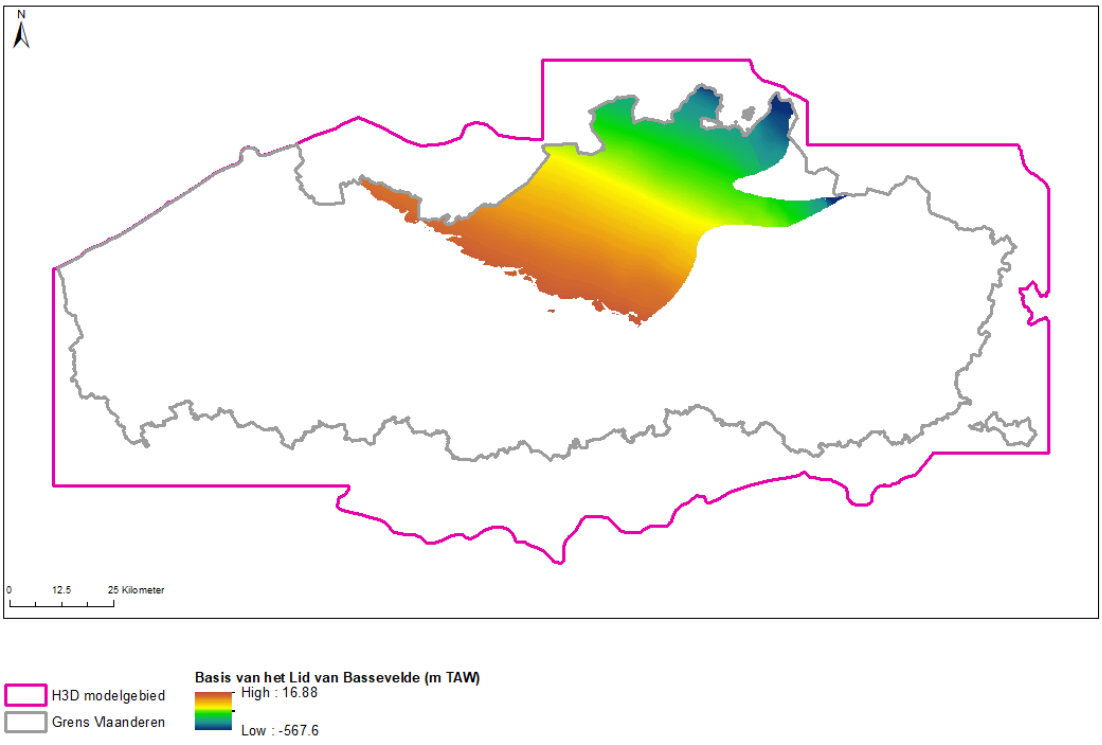


Basis van het Lid van Watervliet

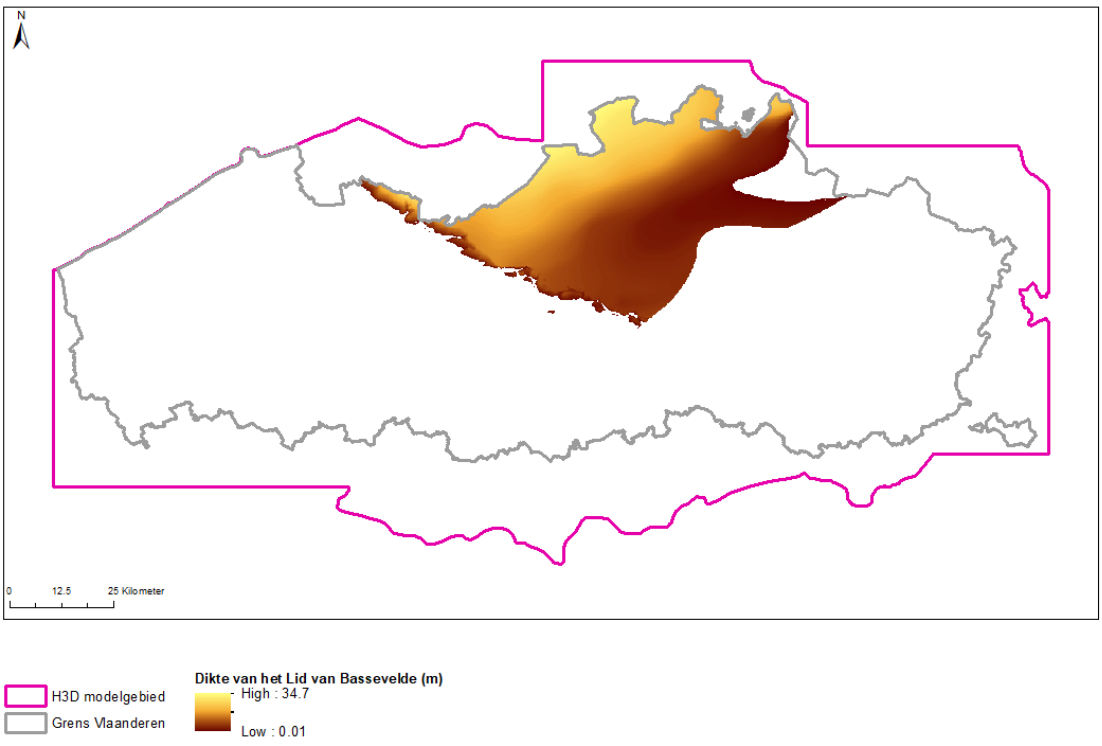


Dikte van het Lid van Watervliet

Bijlage G1.29.3 Lid van Bassevelde

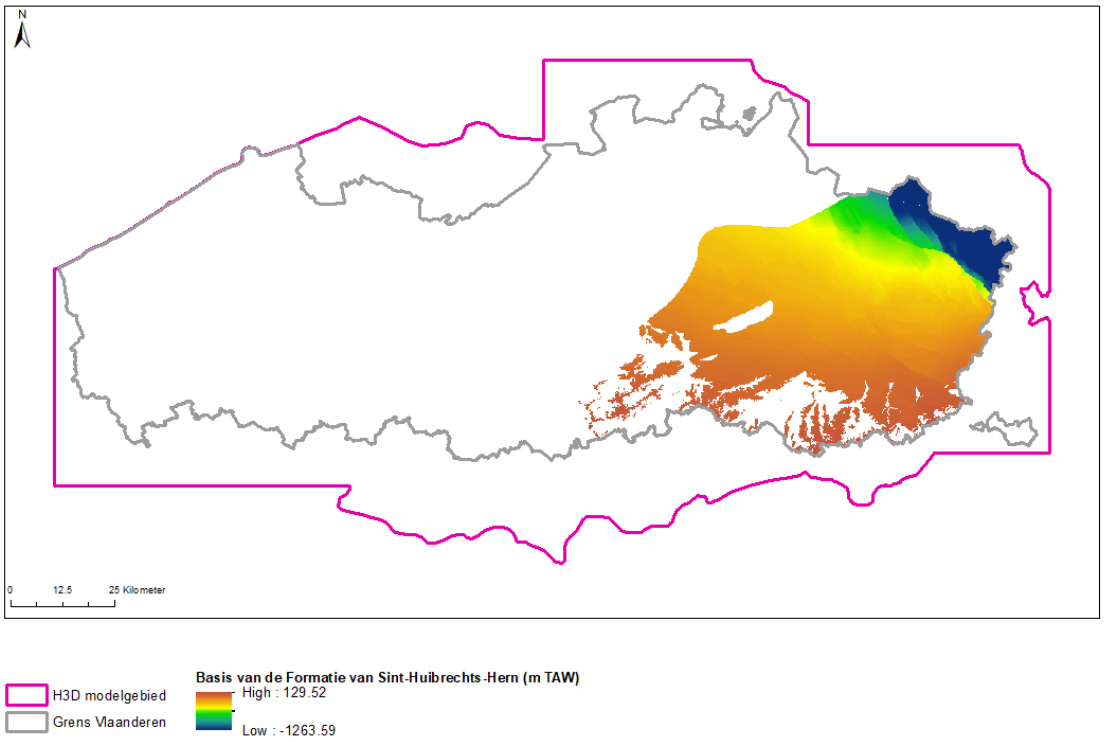


Basis van het Lid van Bassevelde

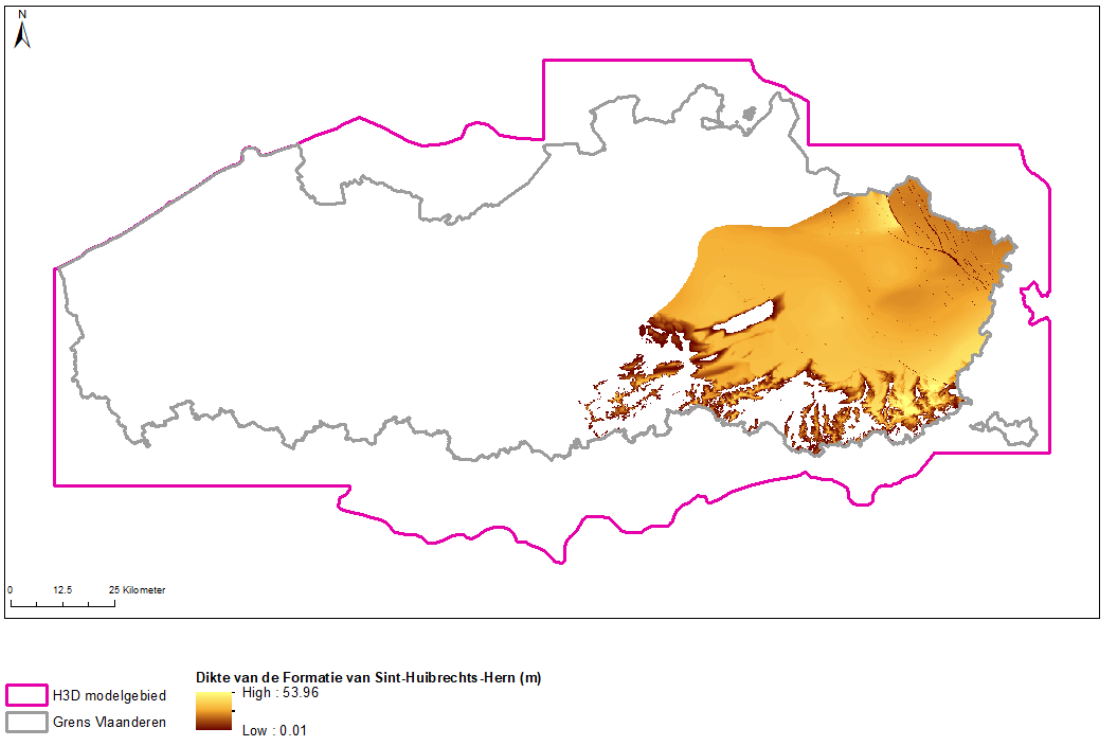


Dikte van het Lid van Bassevelde

Bijlage G1.30 Formatie van Sint-Huibrechts-Hern

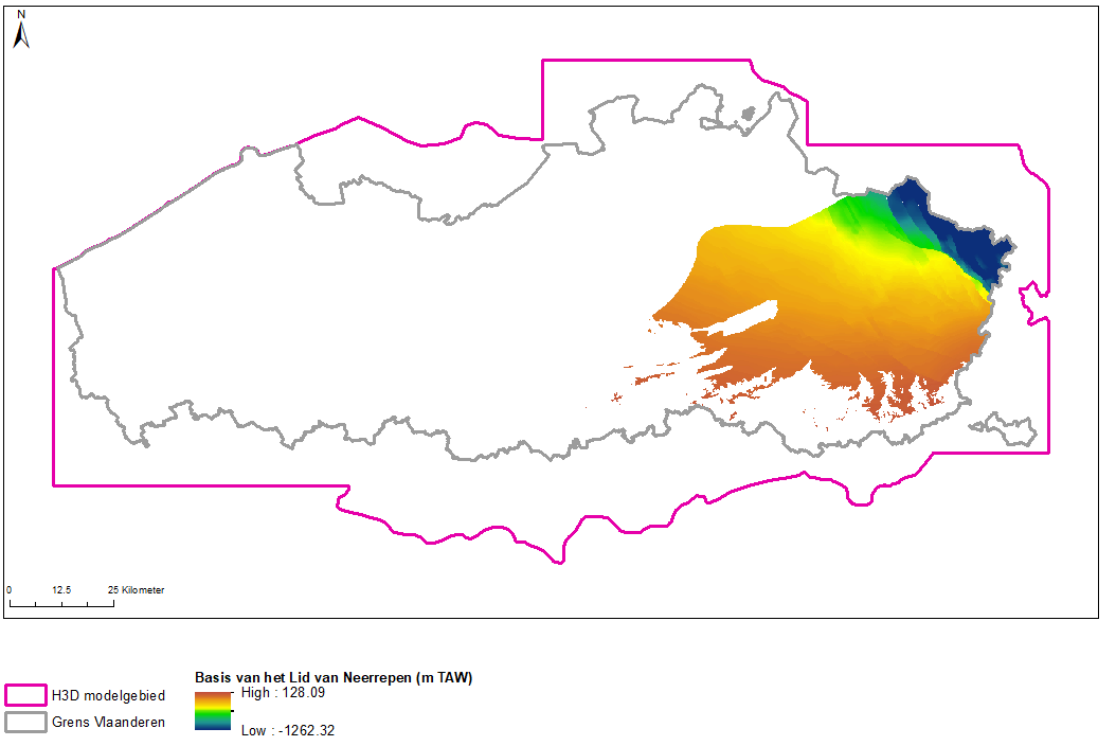


Basis van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern

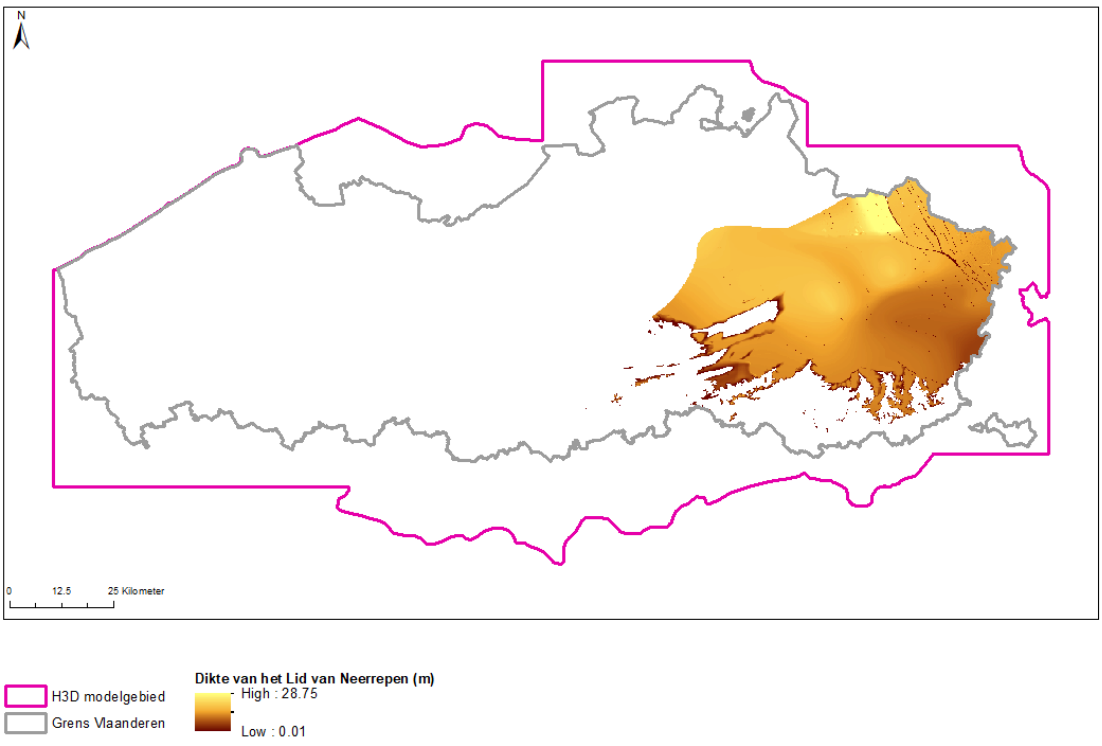


Dikte van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern

Bijlage G1.30.1 Lid van Neerrepen

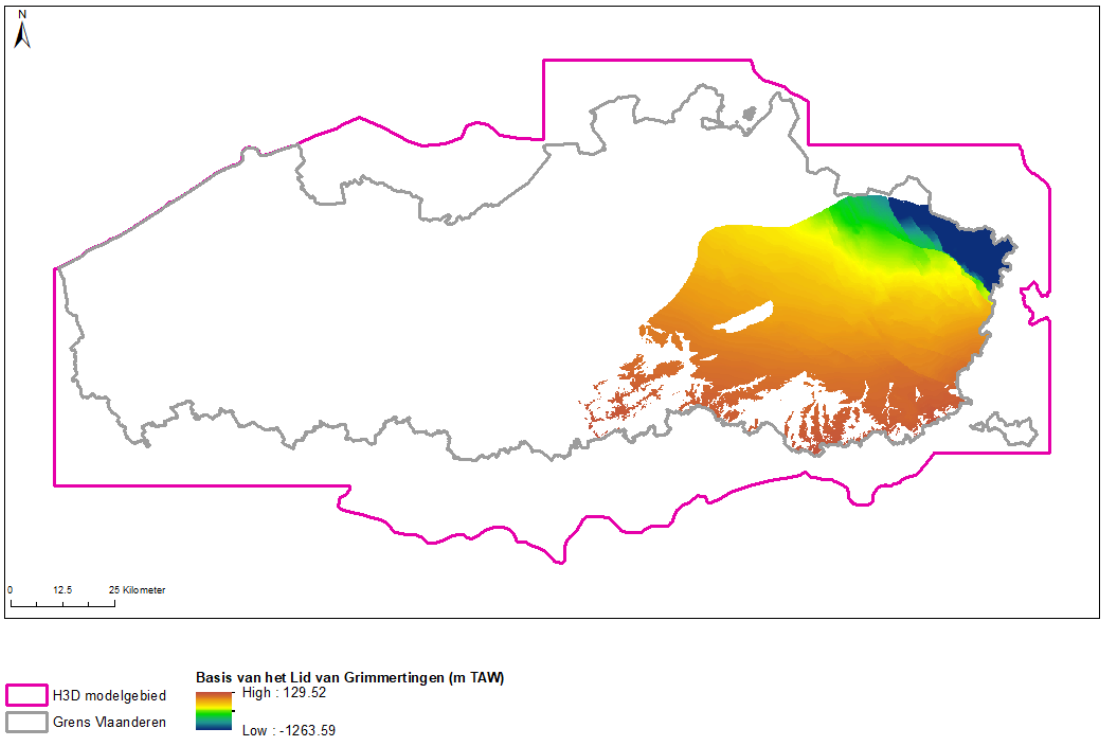


Basis van het Lid van Neerrepen

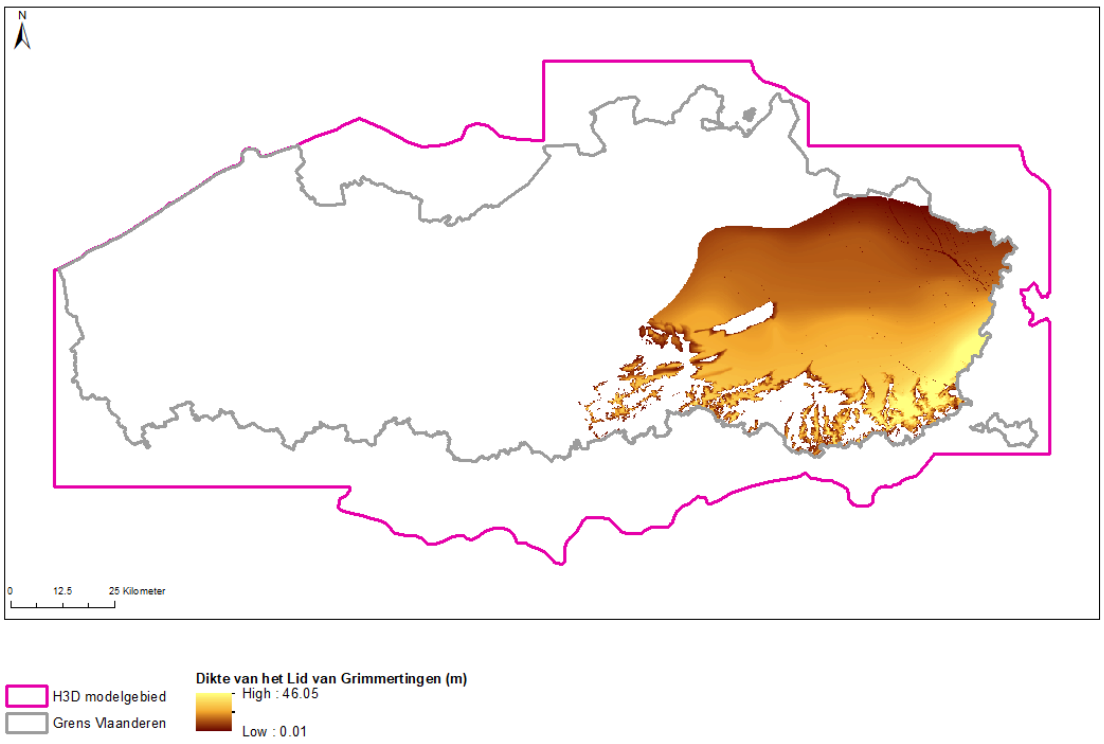


Dikte van het Lid van Neerrepen

Bijlage G1.30.2 Lid van Grimmertingen

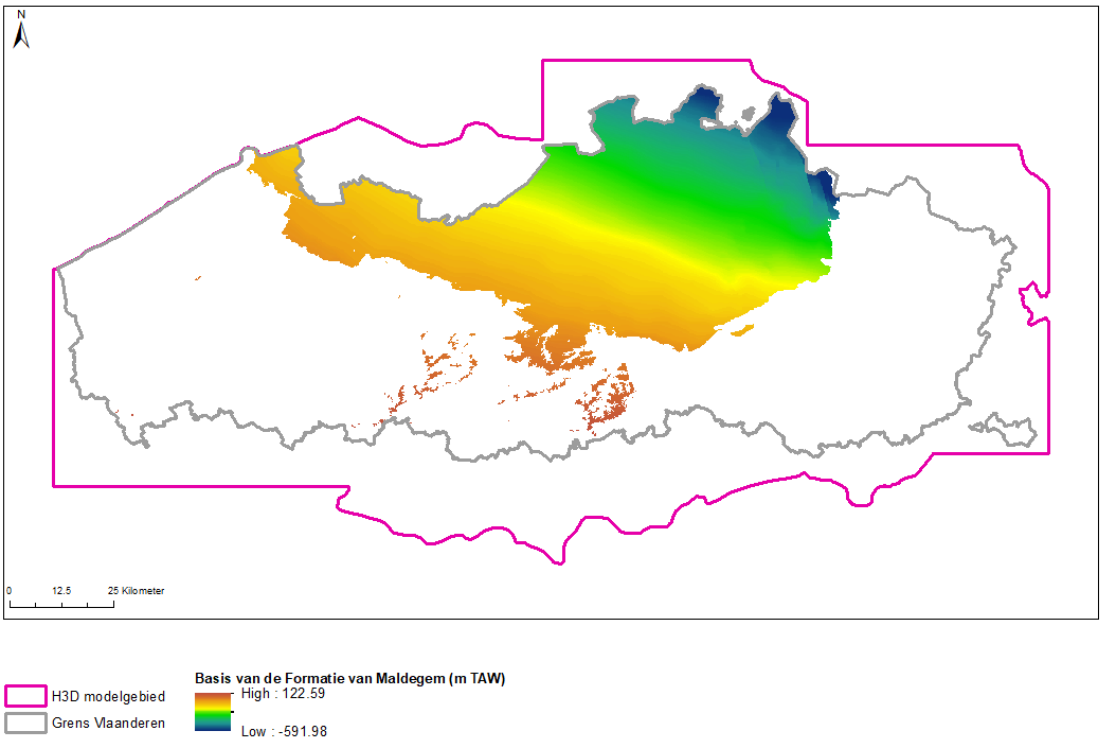


Basis van het Lid van Grimmertingen

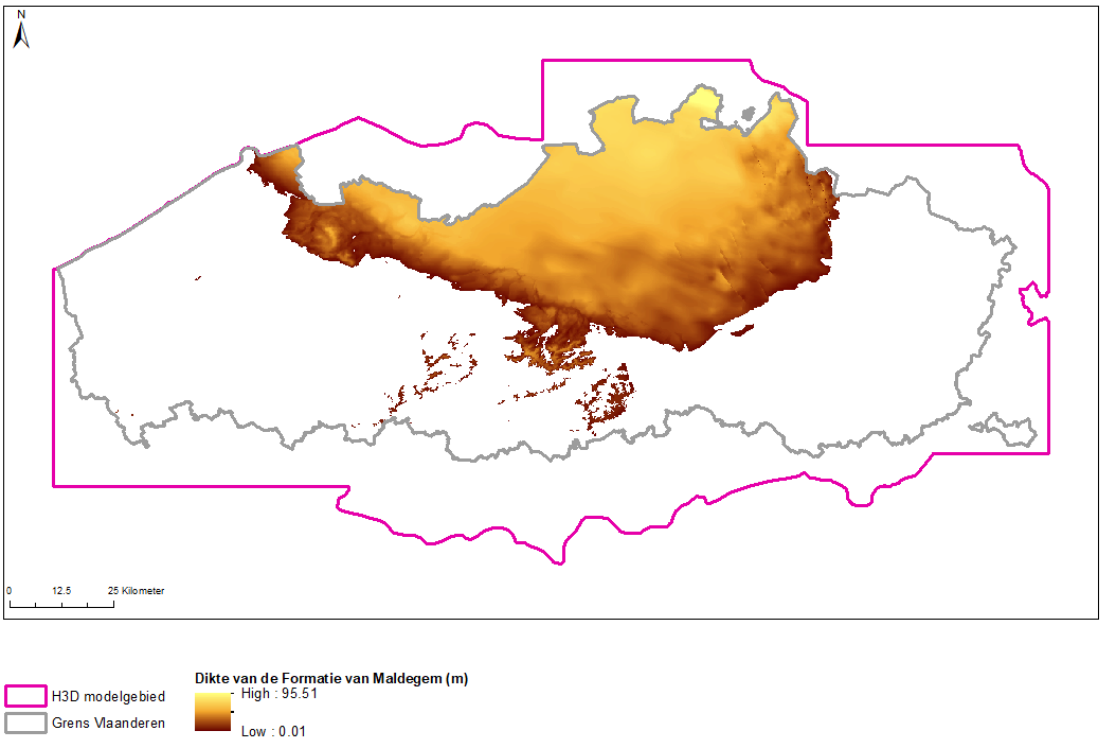


Dikte van het Lid van Grimmertingen

Bijlage G1.31 Formatie van Maldegem

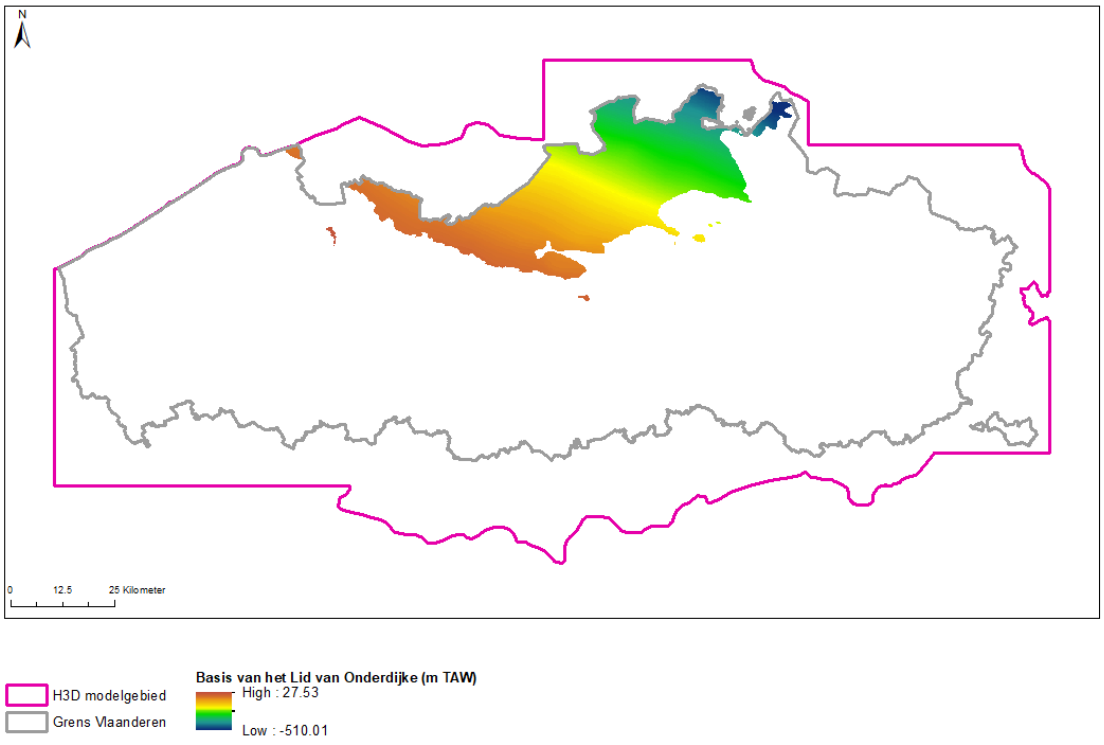


Basis van de Formatie van Maldegem

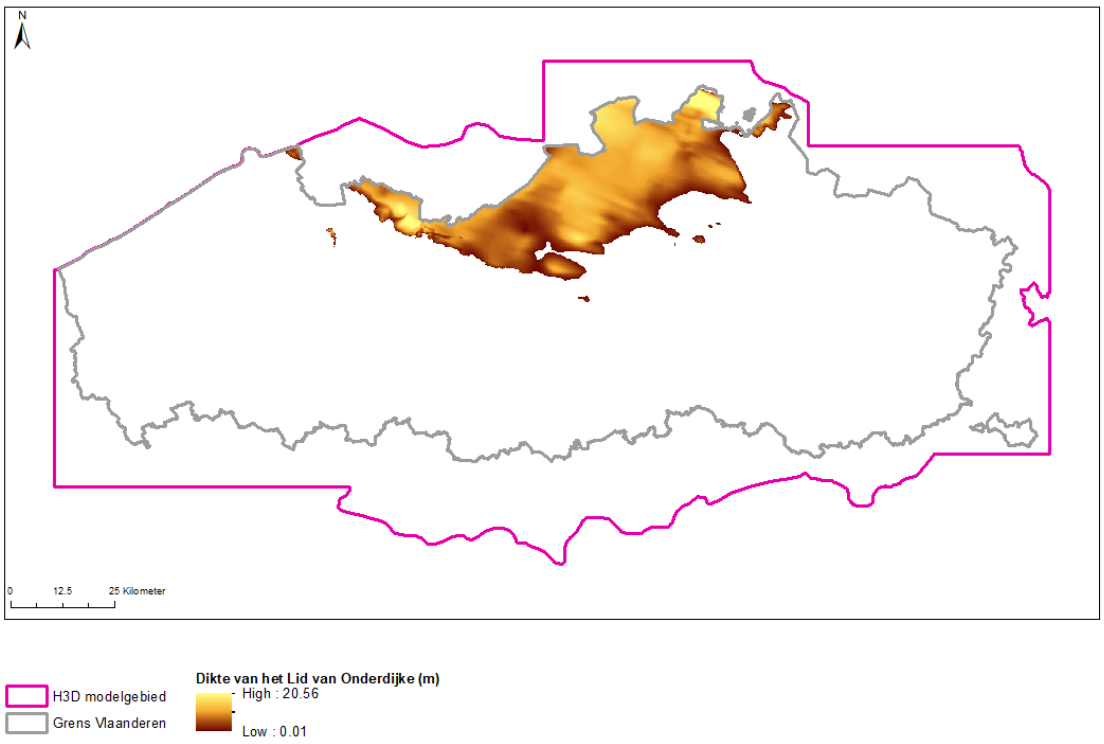


Dikte van de Formatie van Maldegem

Bijlage G1.31.1 Lid van Onderdijke

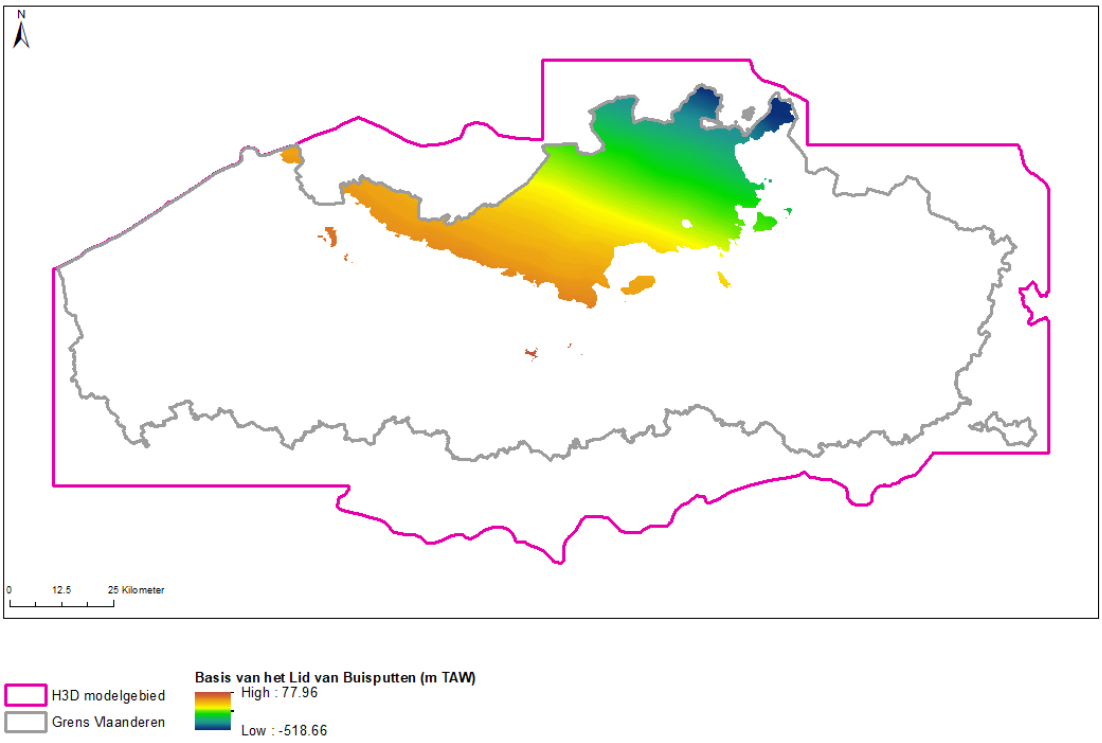


Basis van het Lid van Onderdijke

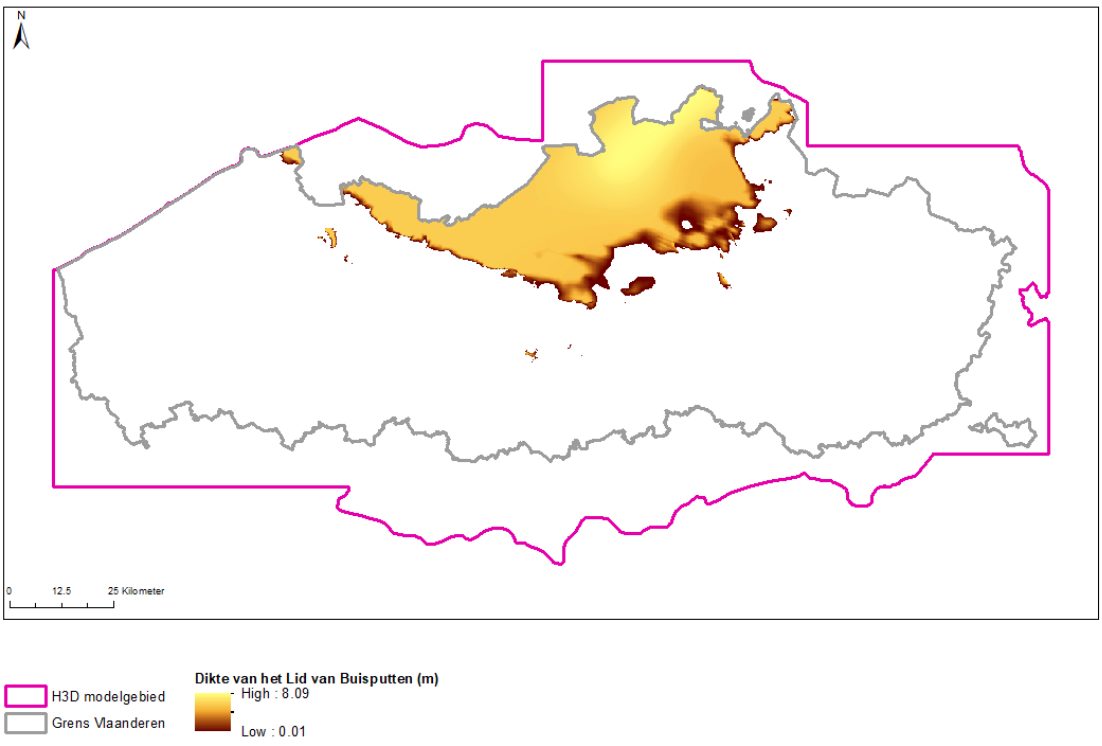


Dikte van het Lid van Onderdijke

Bijlage G1.31.2 Lid van Buisputten

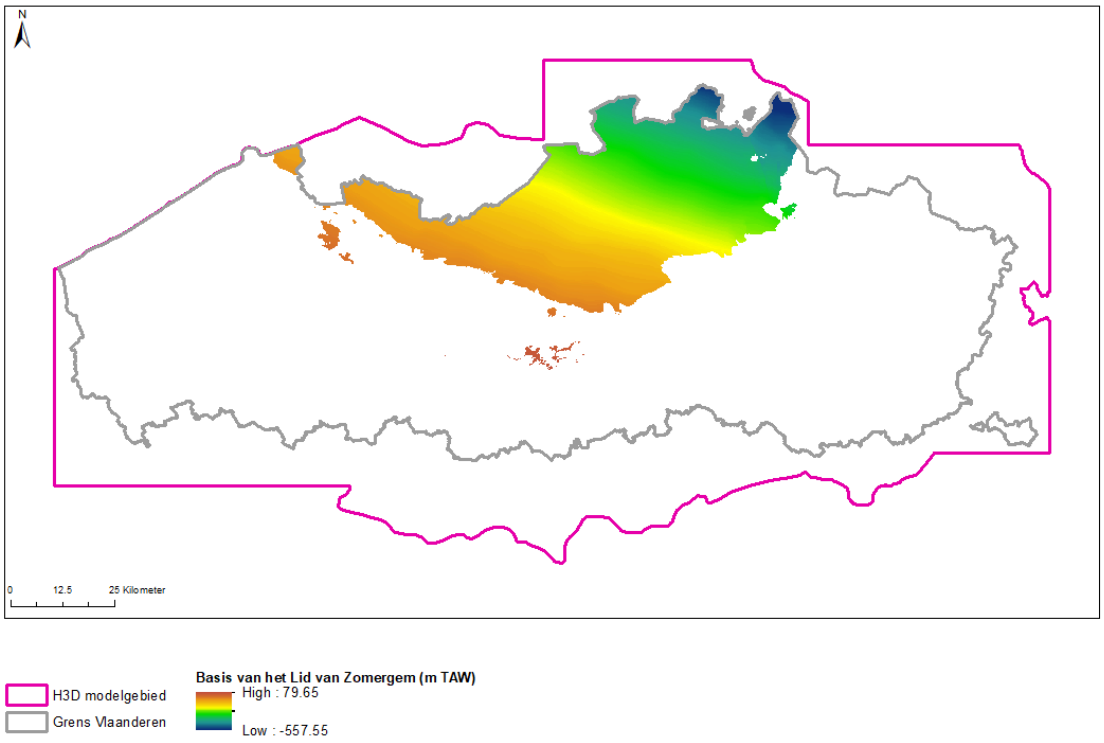


Basis van het Lid van Buisputten

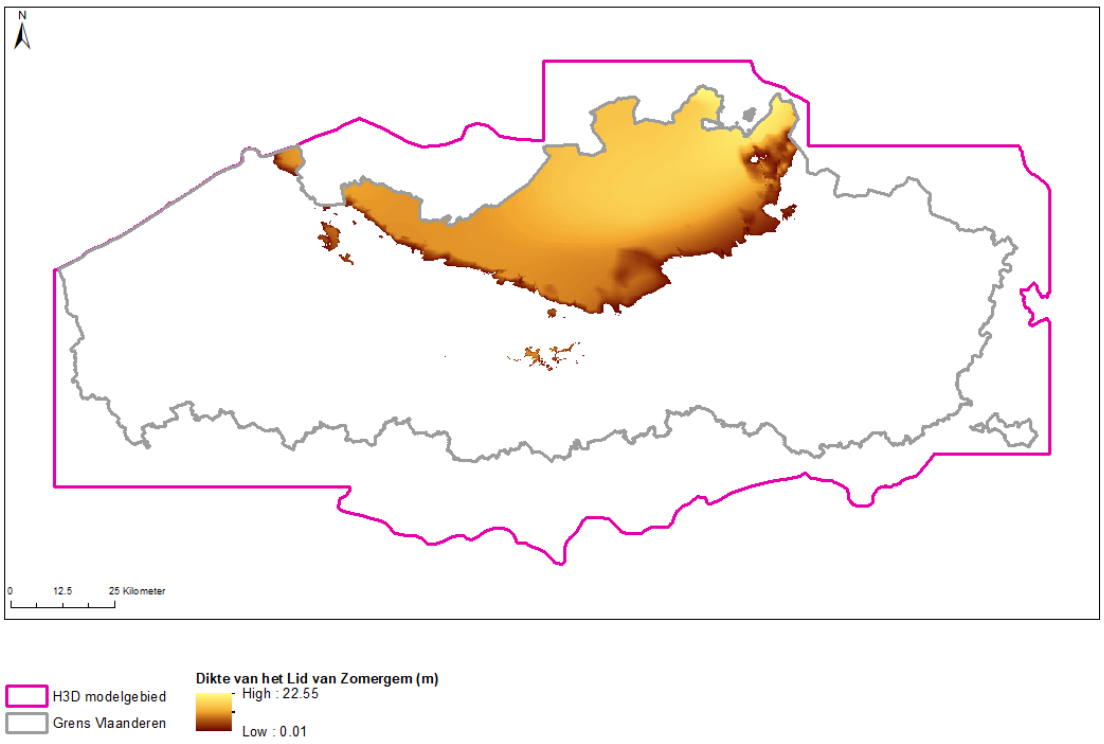


Dikte van het Lid van Buisputten

Bijlage G1.31.3 Lid van Zomergem

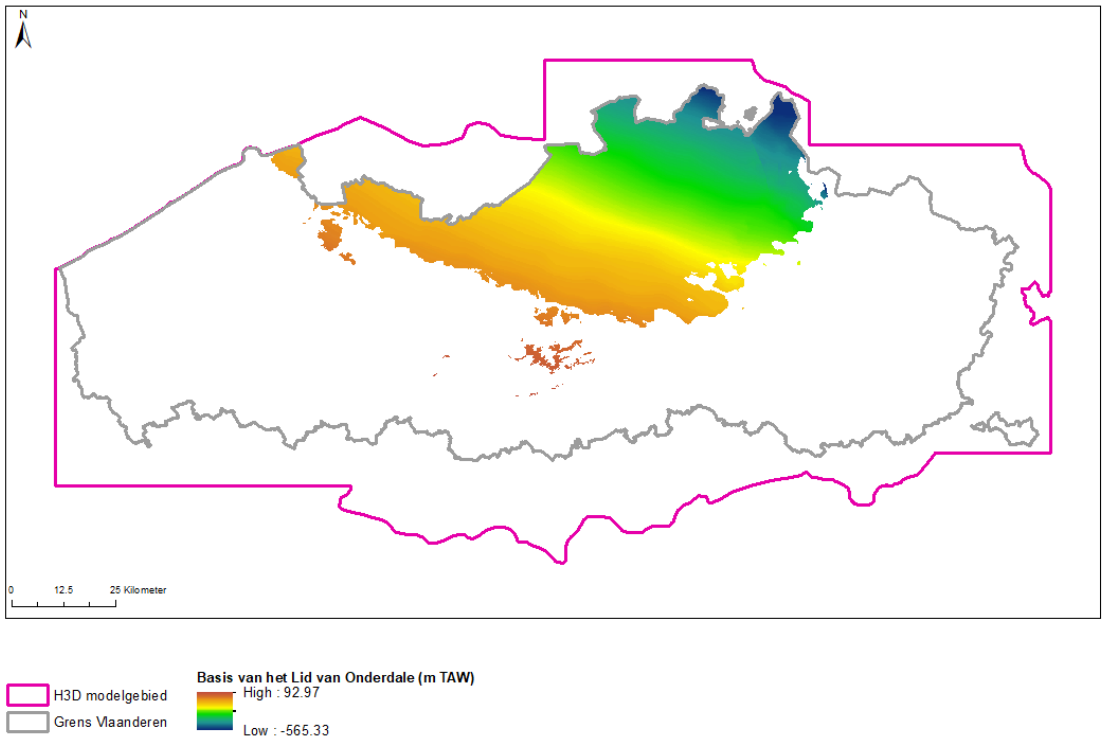


Basis van het Lid van Zomergem

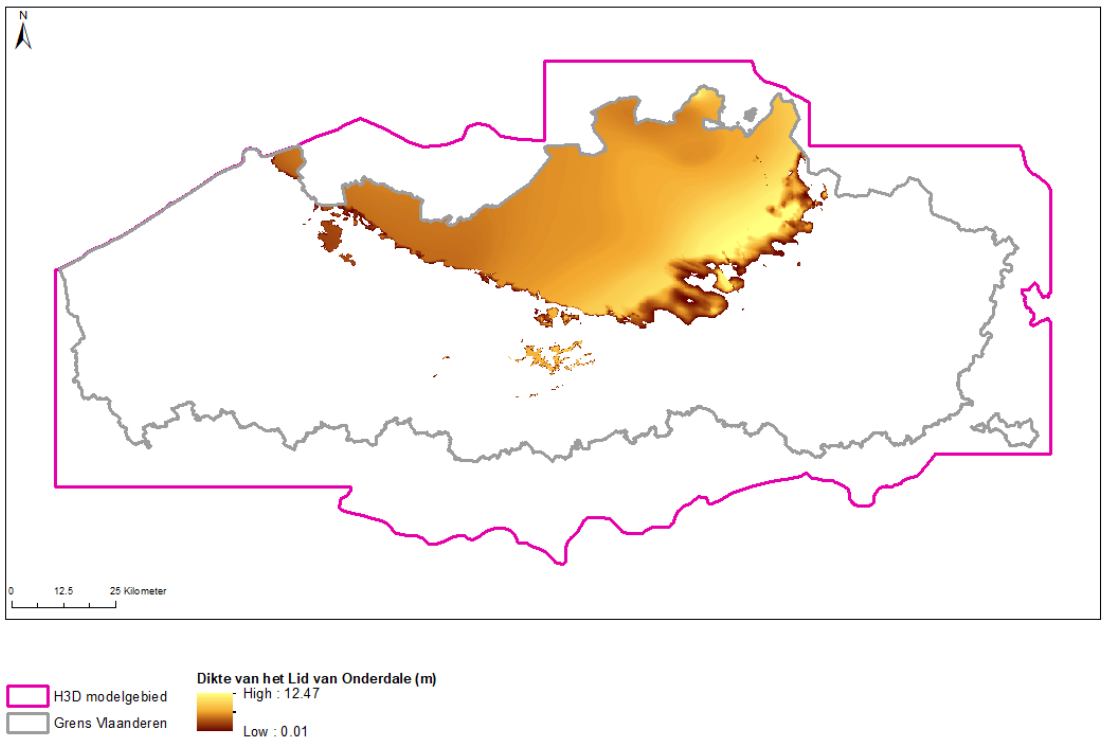


Dikte van het Lid van Zomergem

Bijlage G1.31.4 Lid van Onderdale

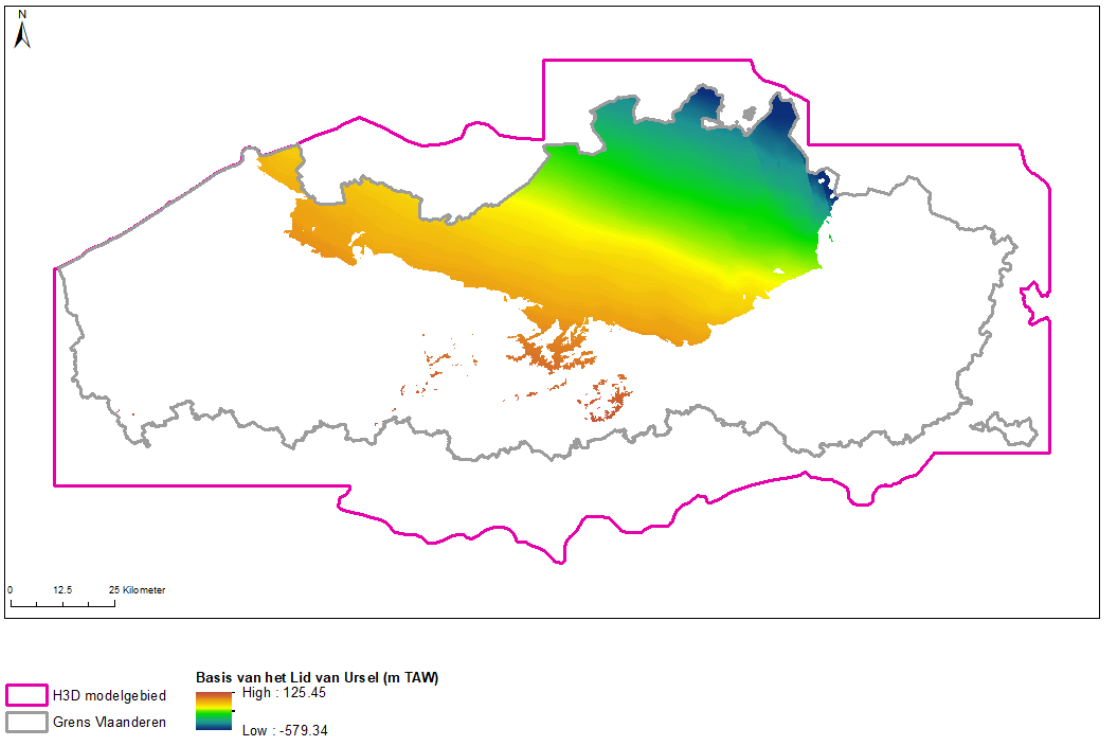


Basis van het Lid van Onderdale

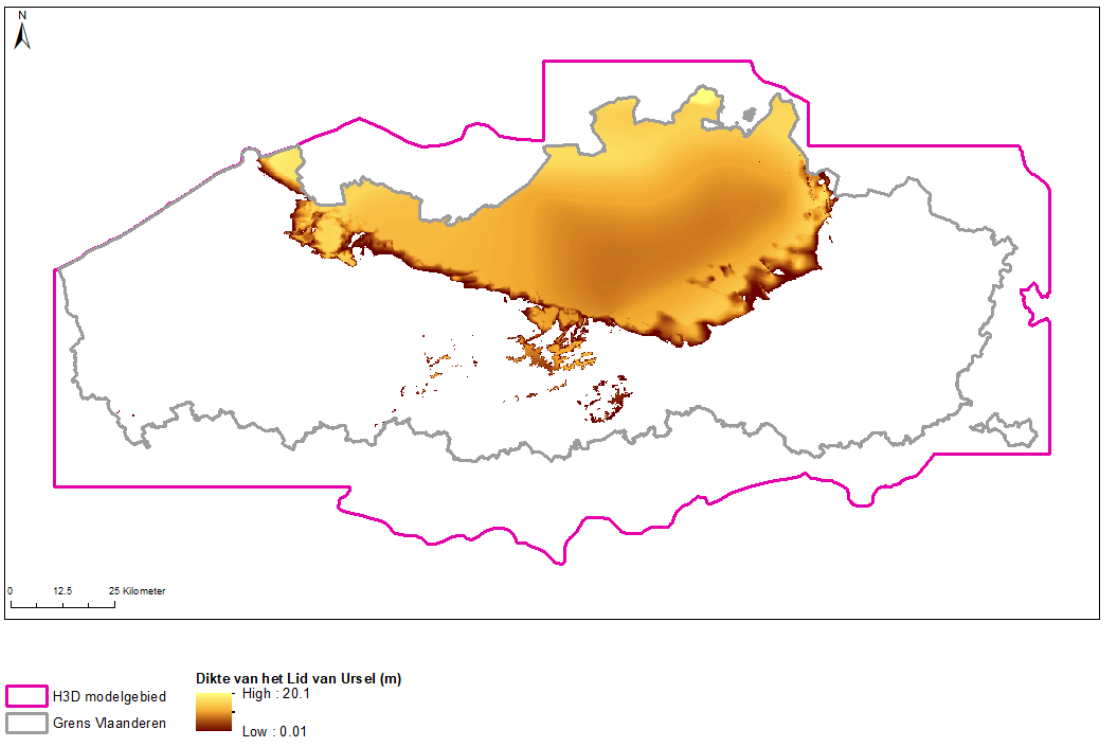


Dikte van het Lid van Onderdale

Bijlage G1.31.5 Lid van Ursel

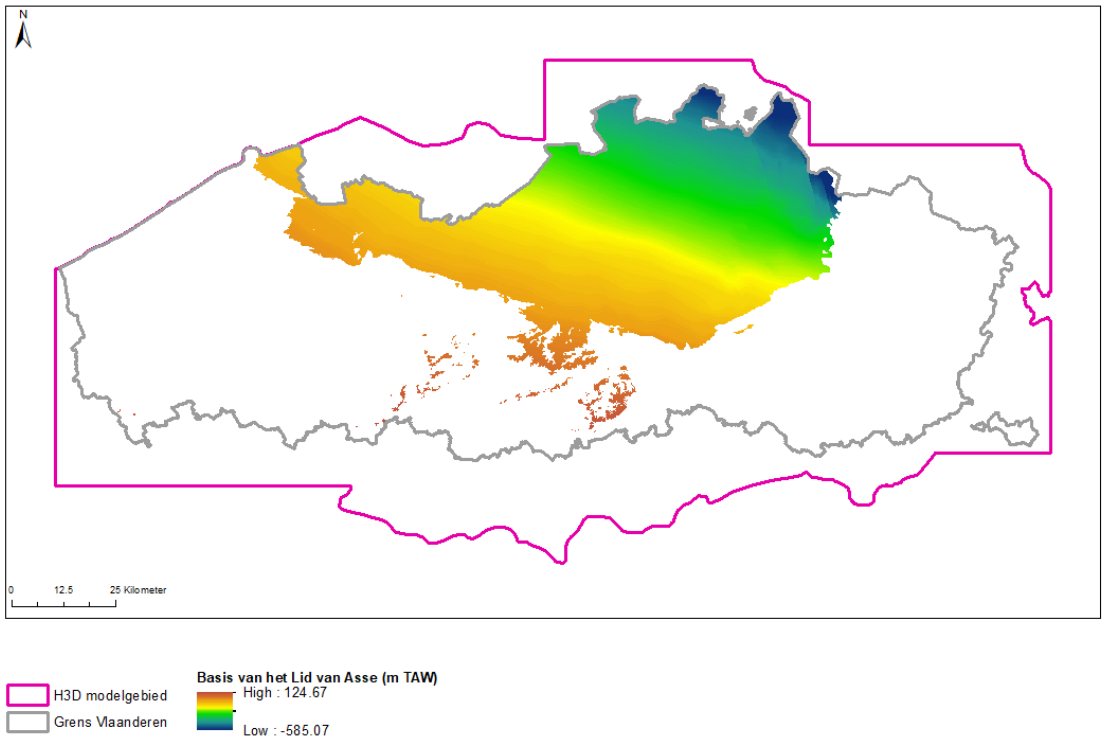


Basis van het Lid van Ursel

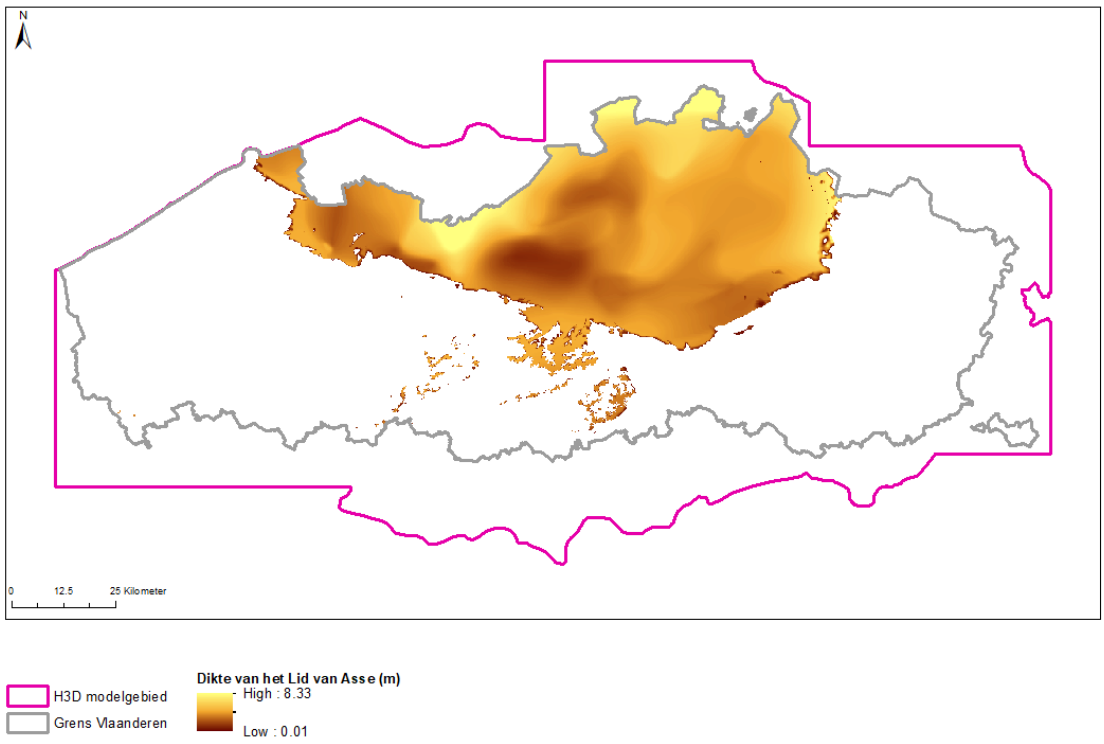


Dikte van het Lid van Ursel

Bijlage G1.31.6 Lid van Asse

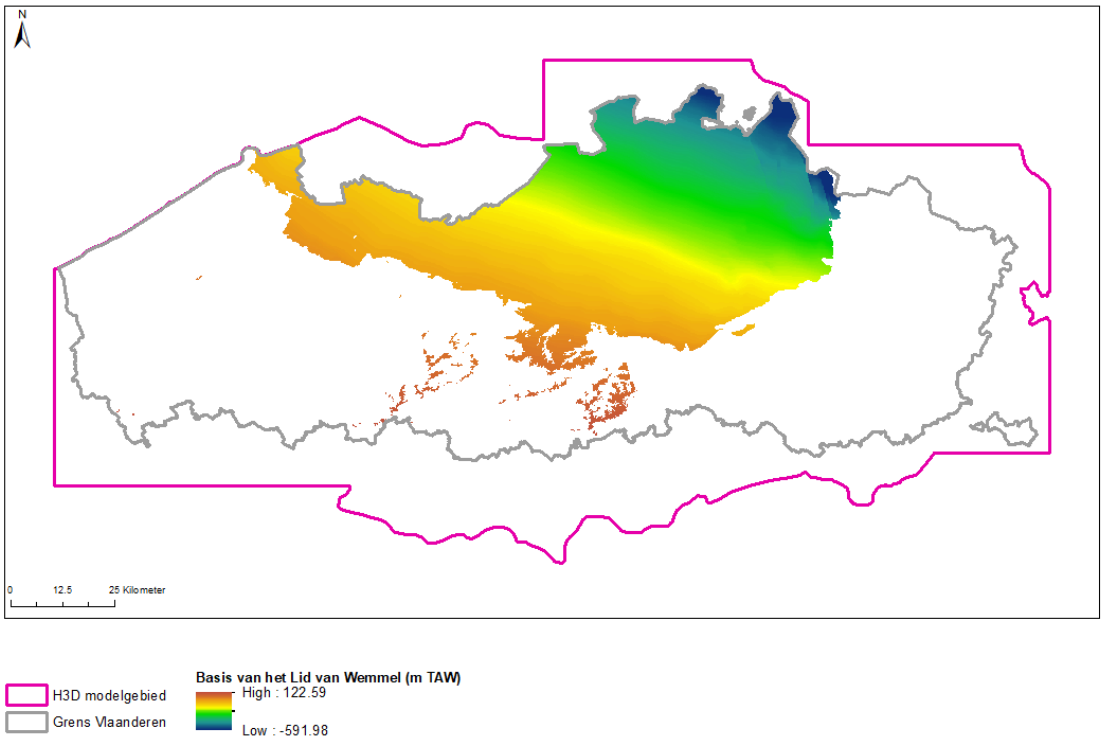


Basis van het Lid van Asse

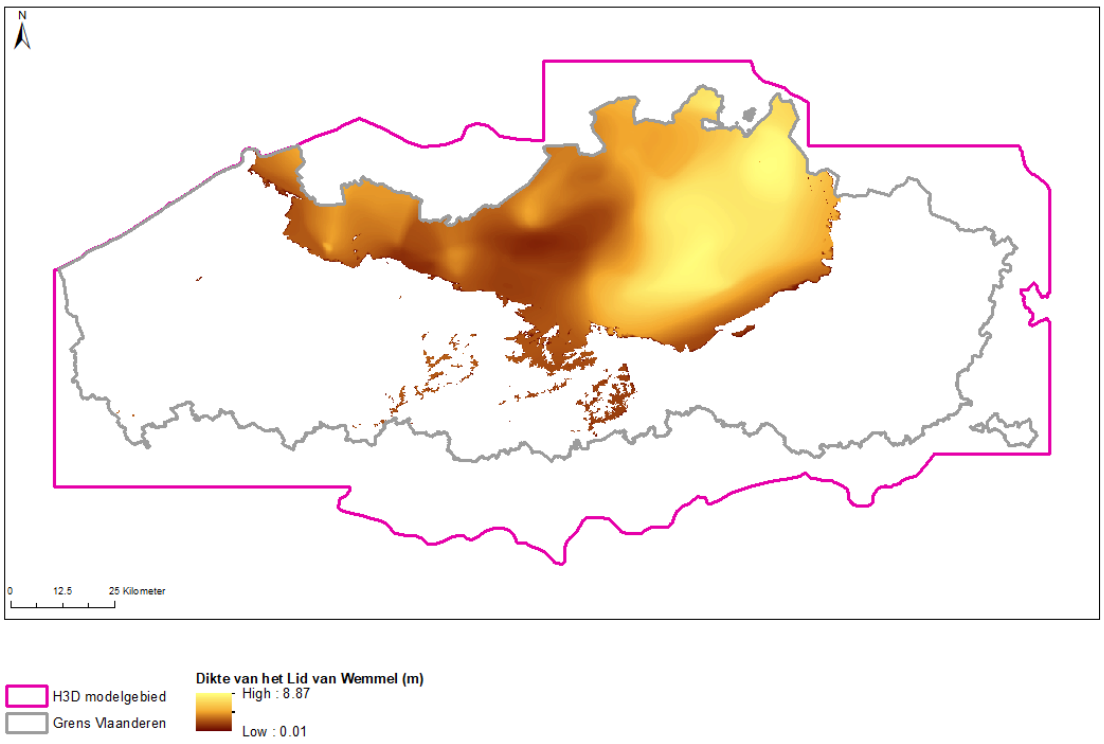


Dikte van het Lid van Asse

Bijlage G1.31.7 Lid van Wemmel

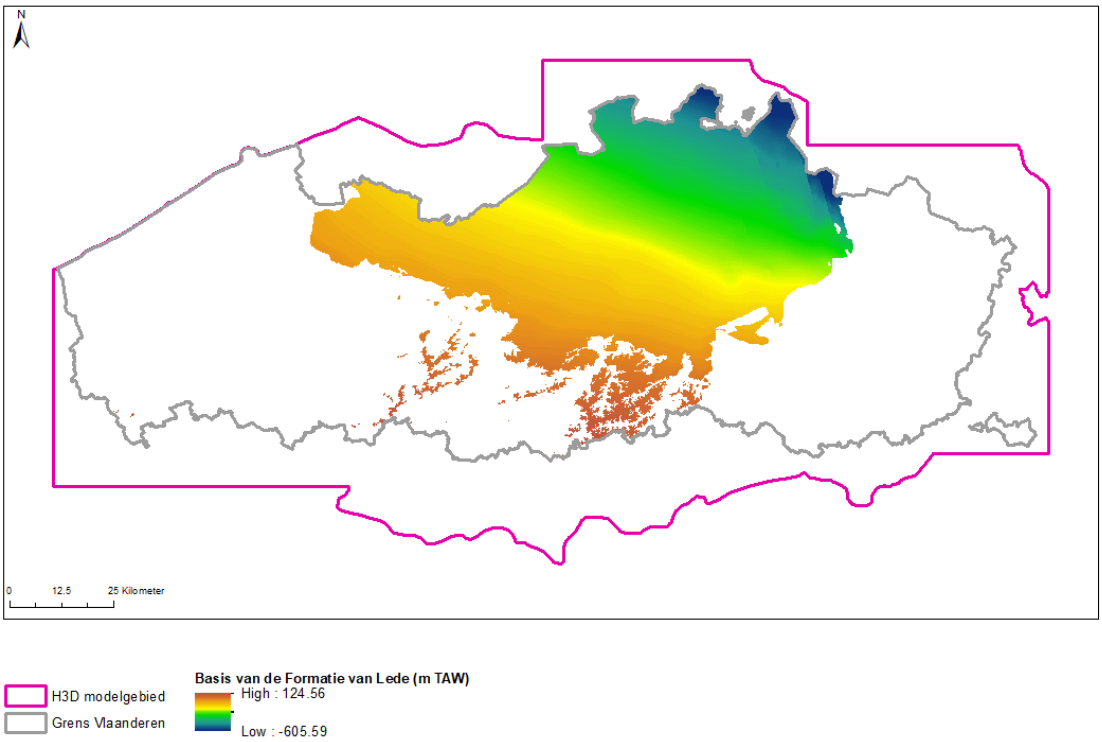


Basis van het Lid van Wemmel

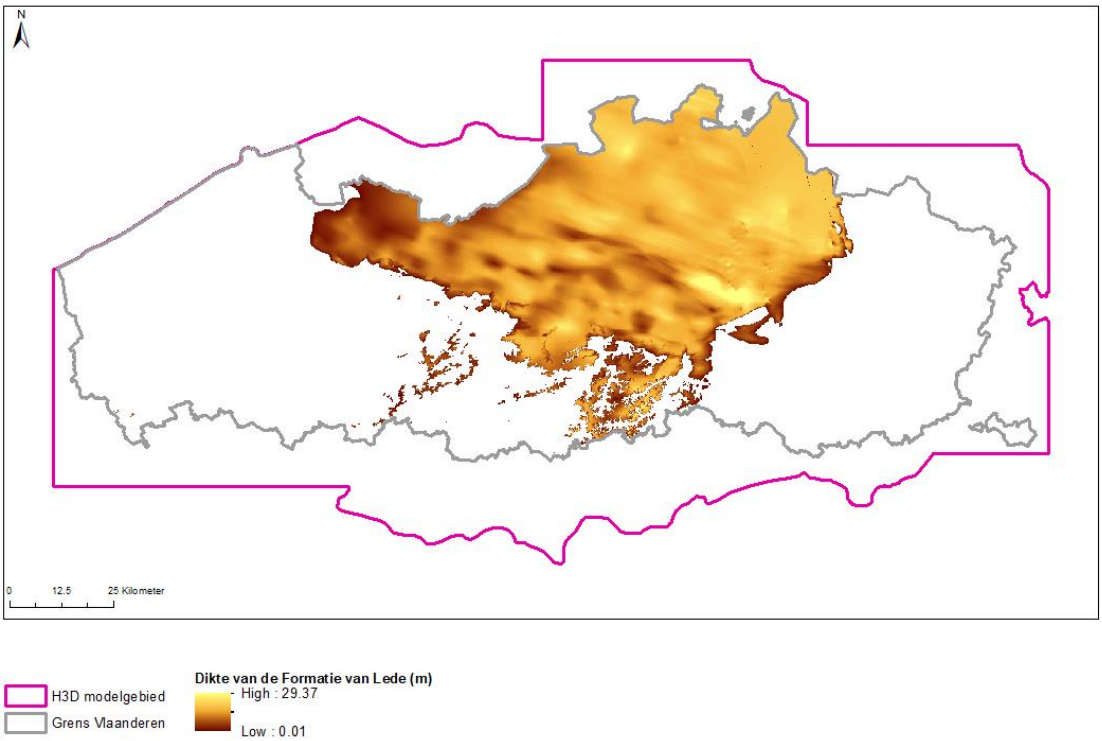


Dikte van het Lid van Wemmel

Bijlage G1.32 Formatie van Lede

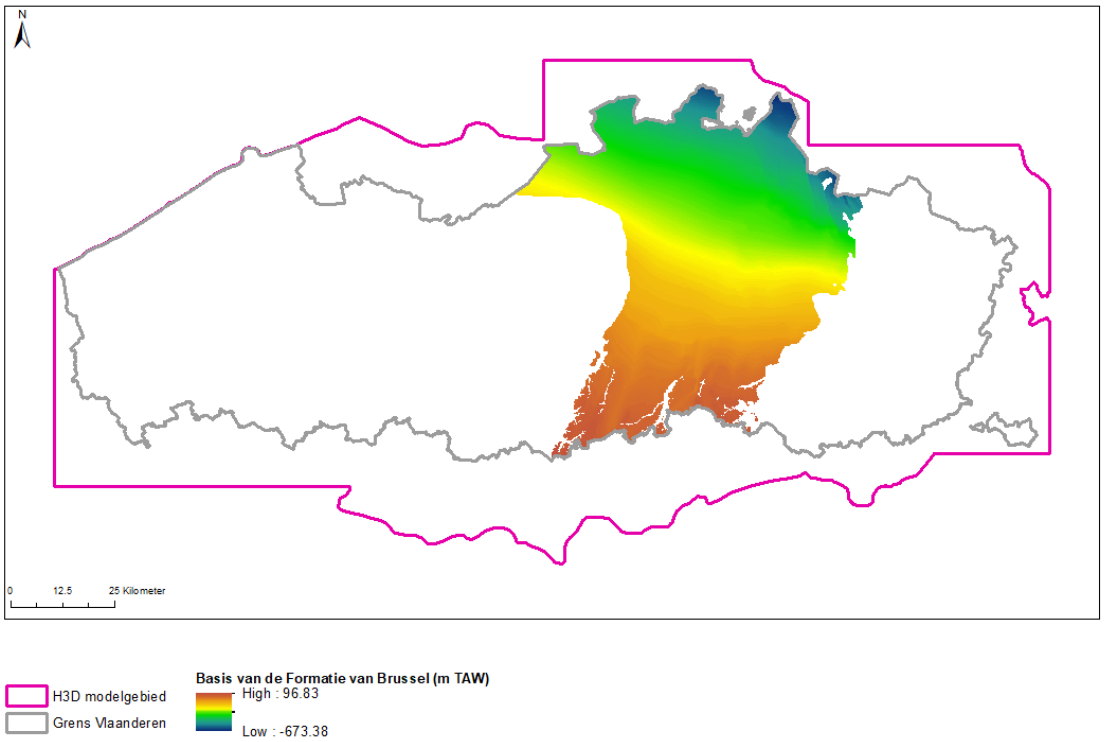


Basis van de Formatie van Lede

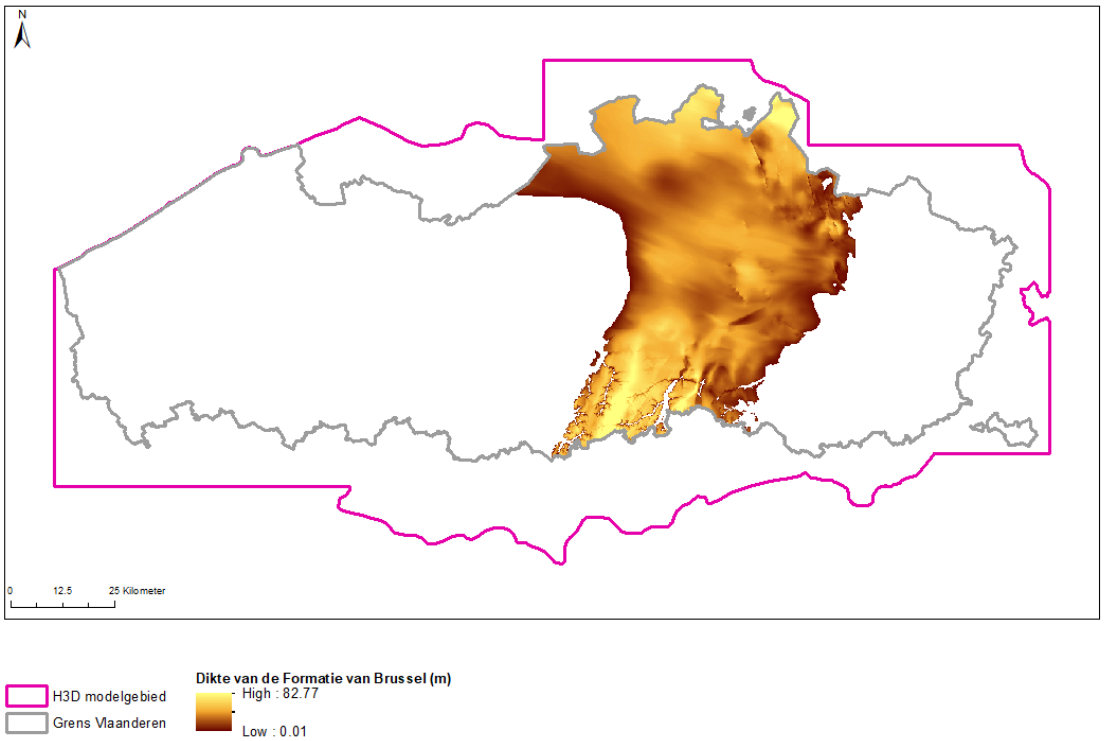


Dikte van de Formatie van Lede

Bijlage G1.33 Formatie van Brussel

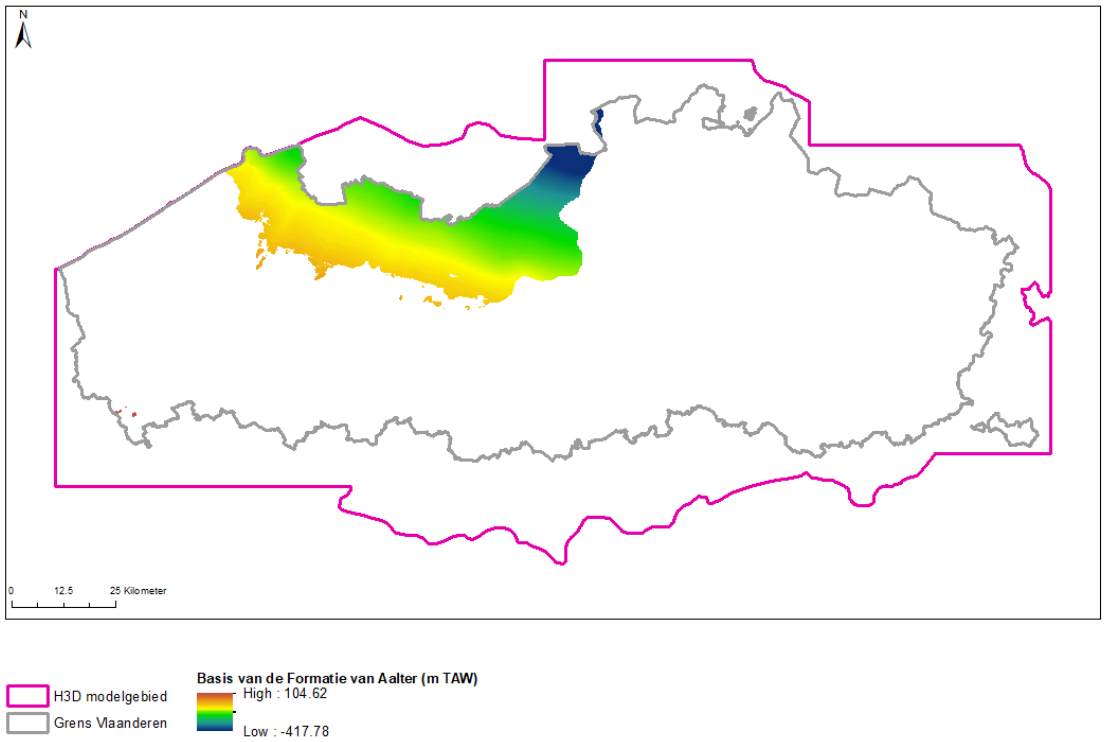


Basis van de Formatie van Brussel

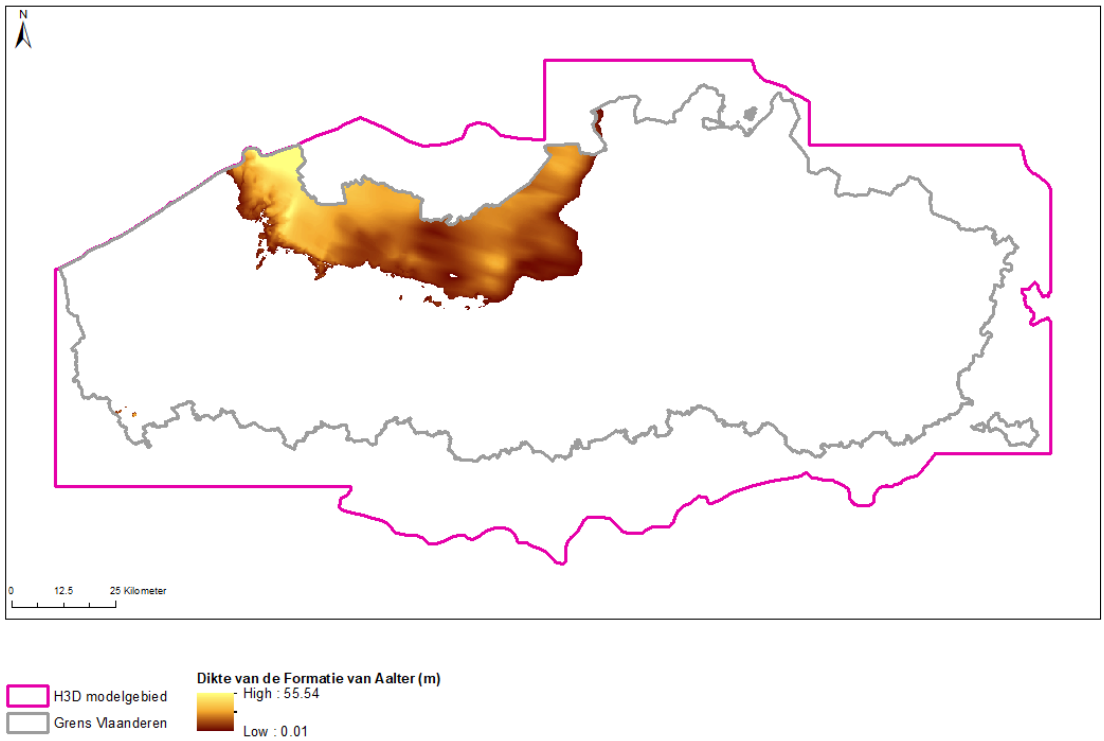


Dikte van de Formatie van Brussel

Bijlage G1.34 Formatie van Aalter

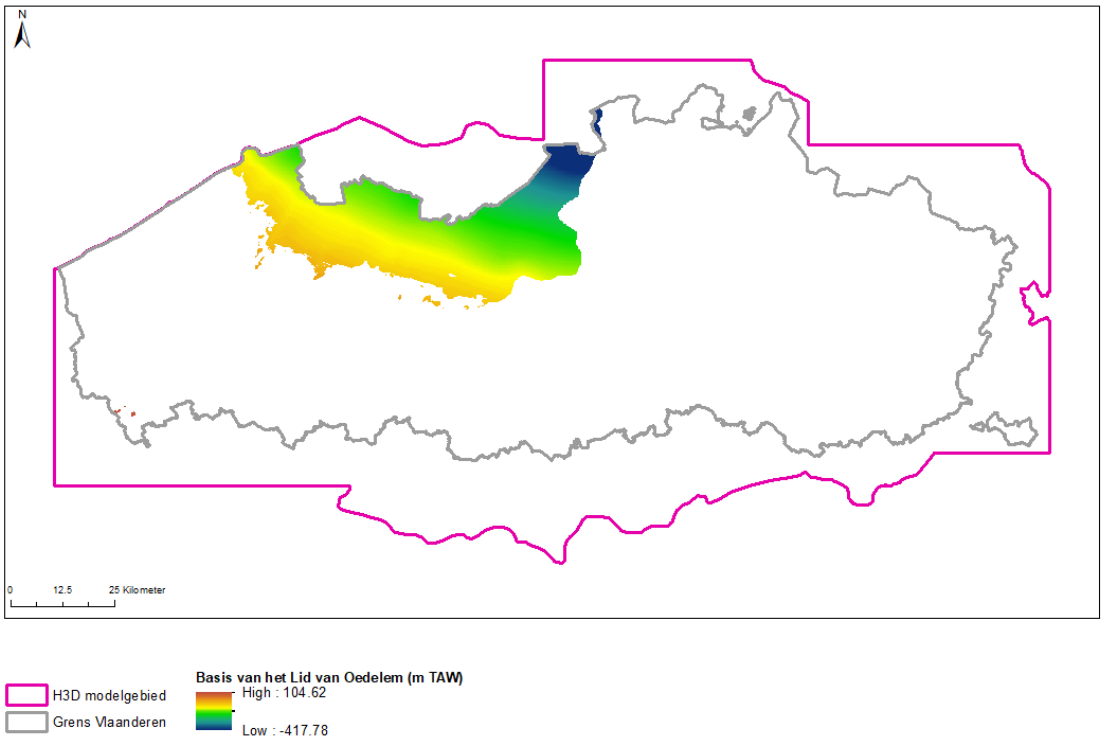


Basis van de Formatie van Aalter

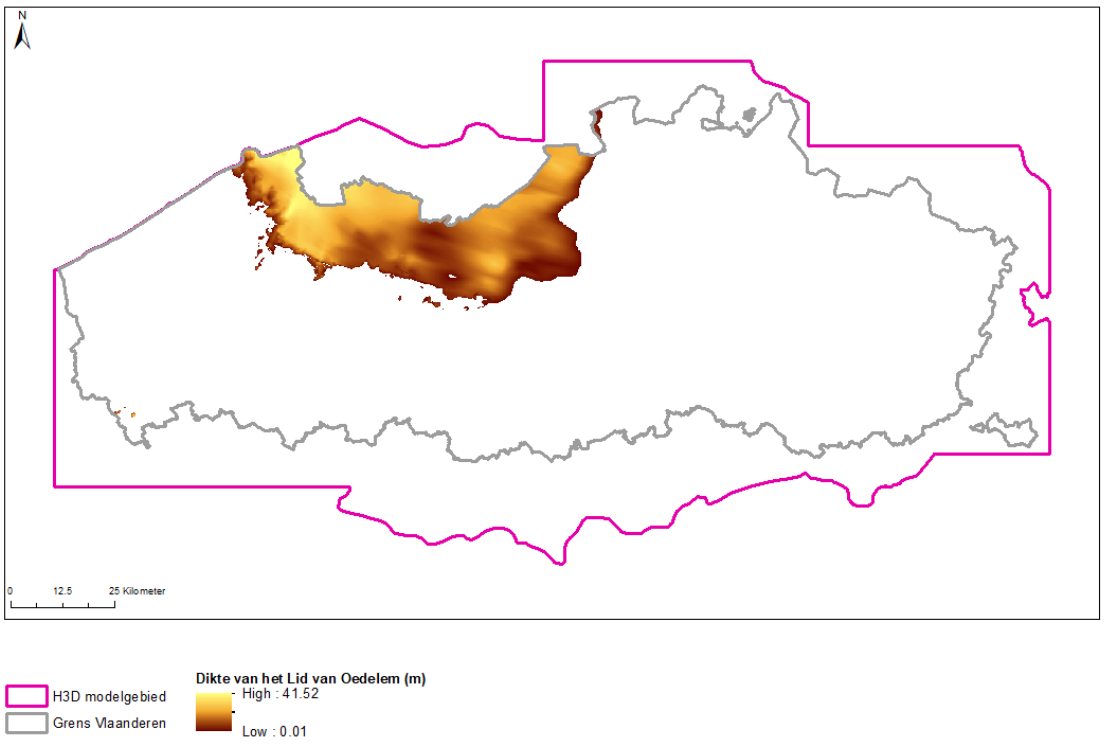


Dikte van de Formatie van Aalter

Bijlage G1.34.1 Lid van Oedelem

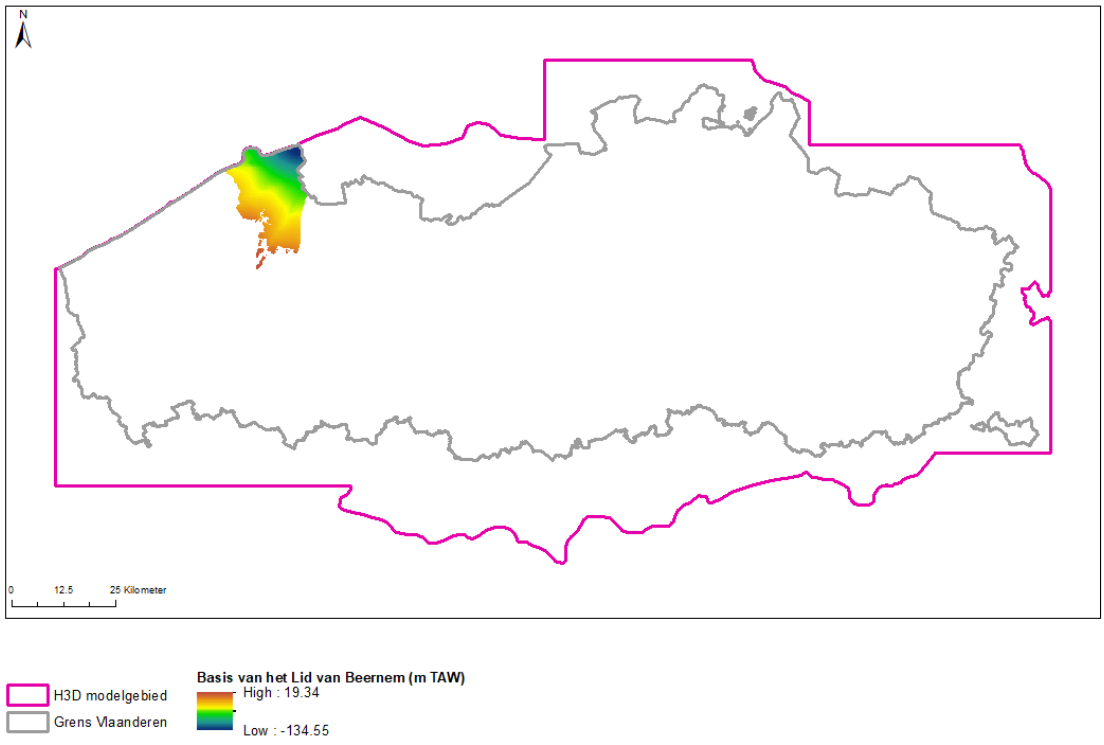


Basis van het Lid van Oedelem

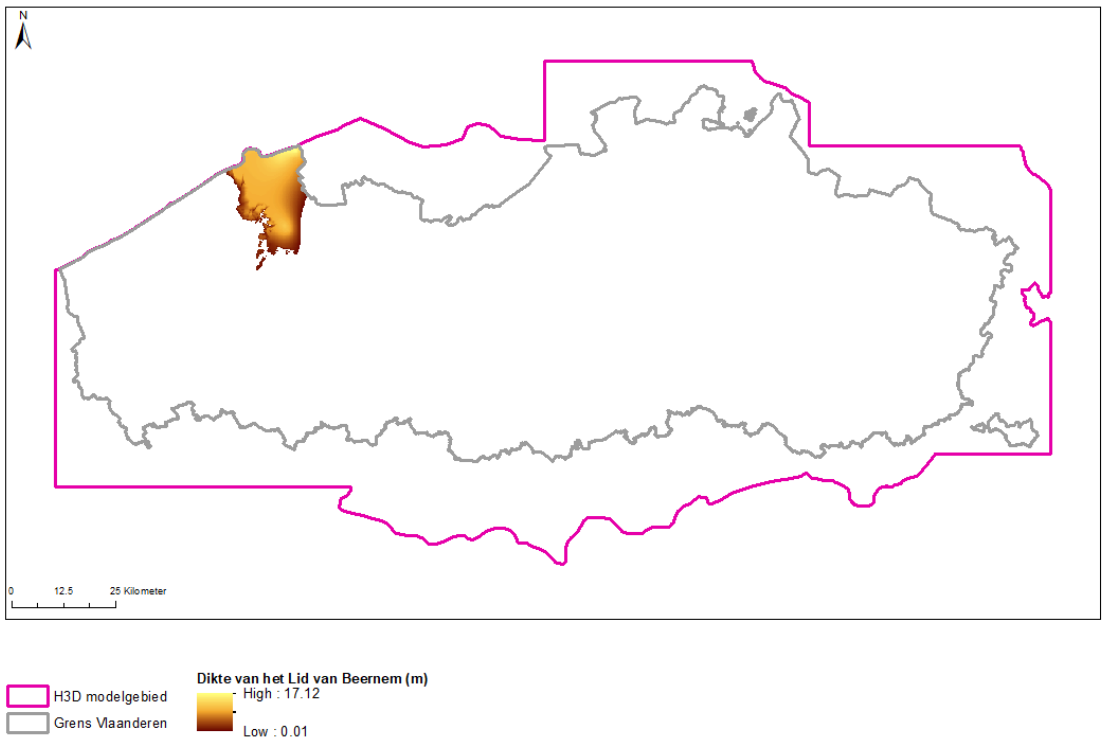


Dikte van het Lid van Oedelem

Bijlage G1.34.2 Lid van Beernem

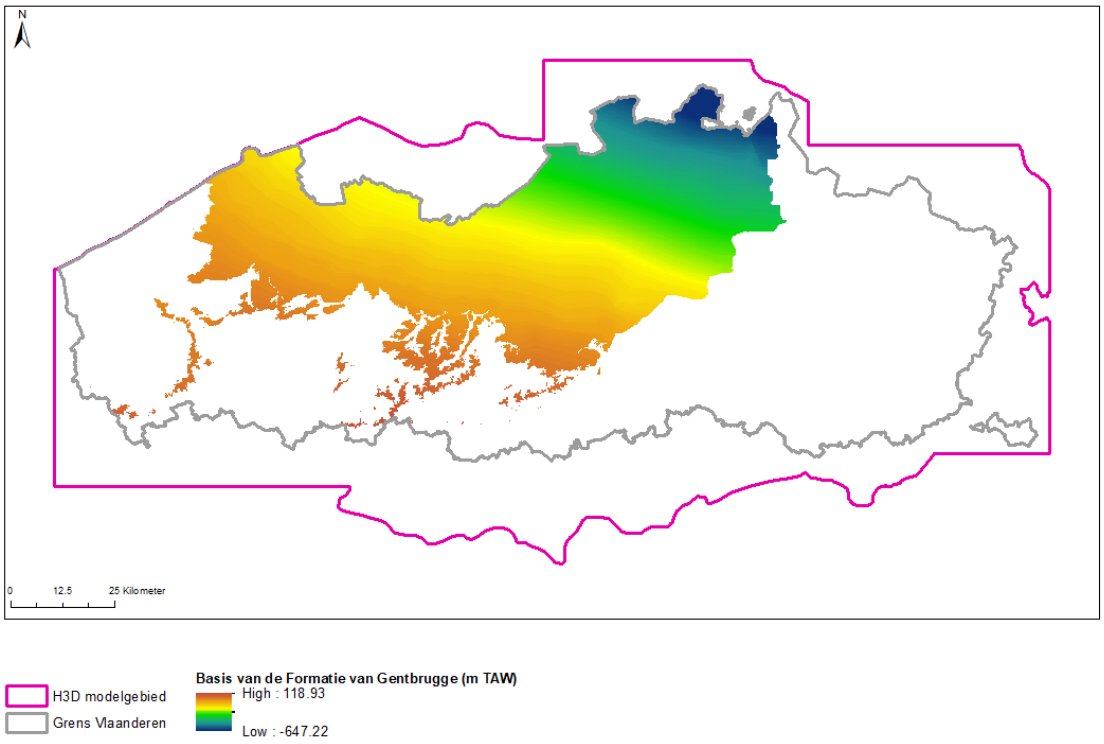


Basis van het Lid van Beernem

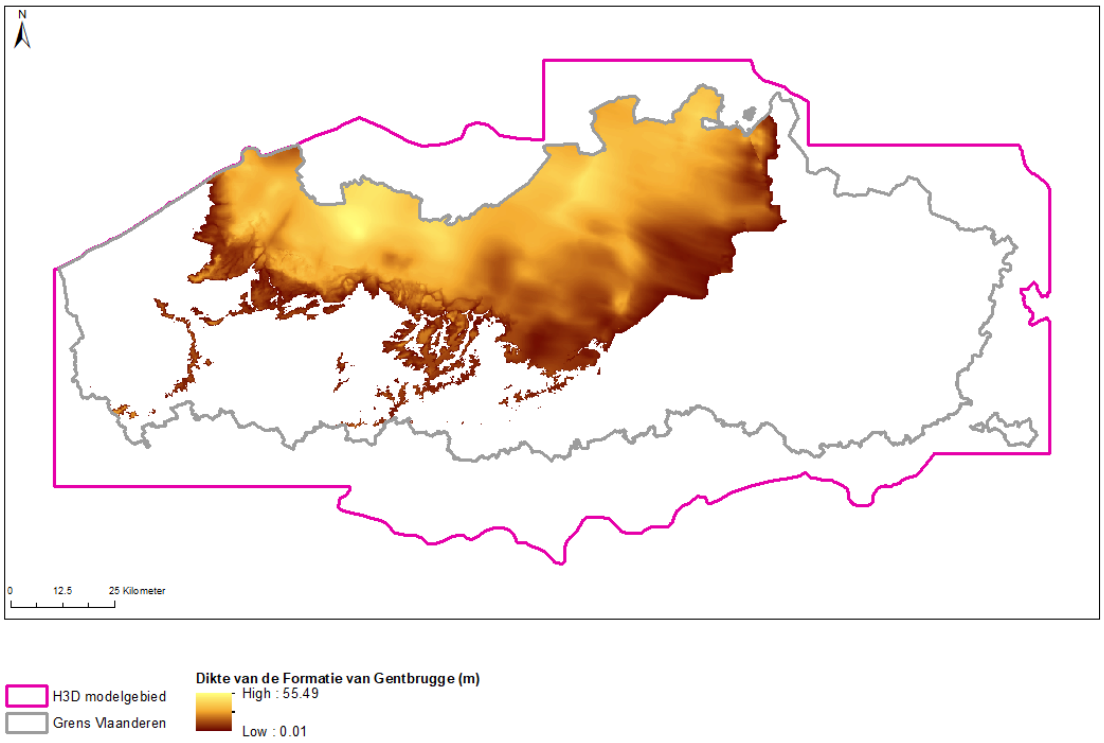


Dikte van het Lid van Beernem

Bijlage G1.35 Formatie van Gentbrugge

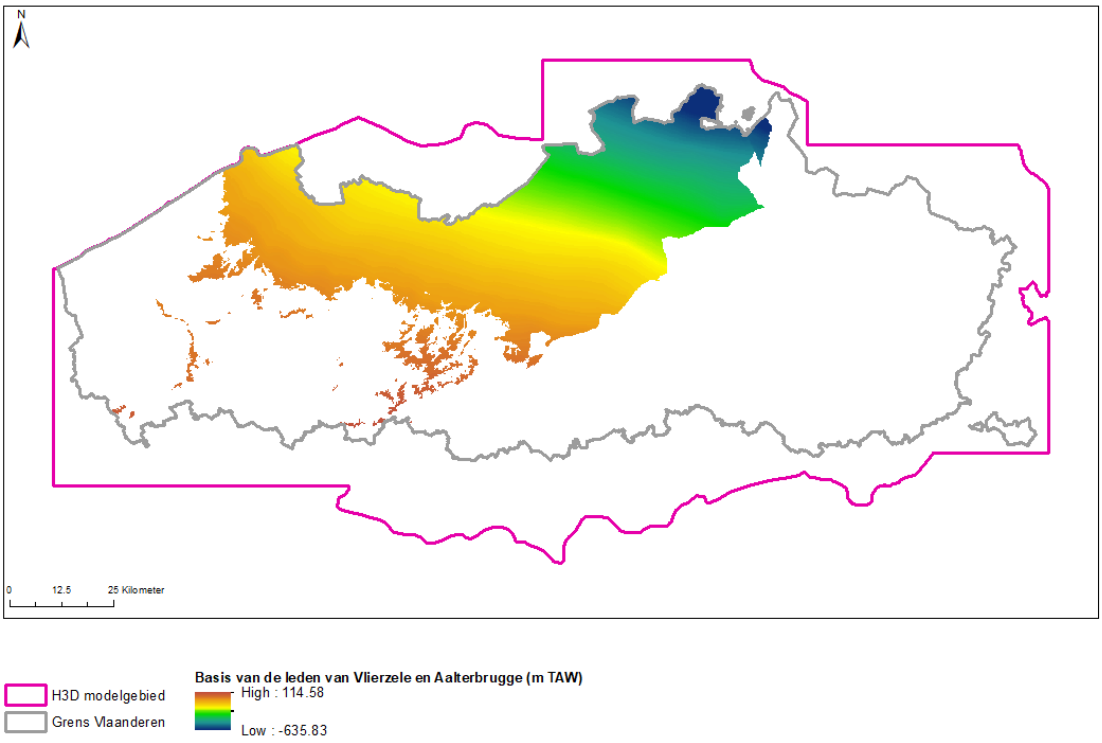


Basis van de Formatie van Gentbrugge

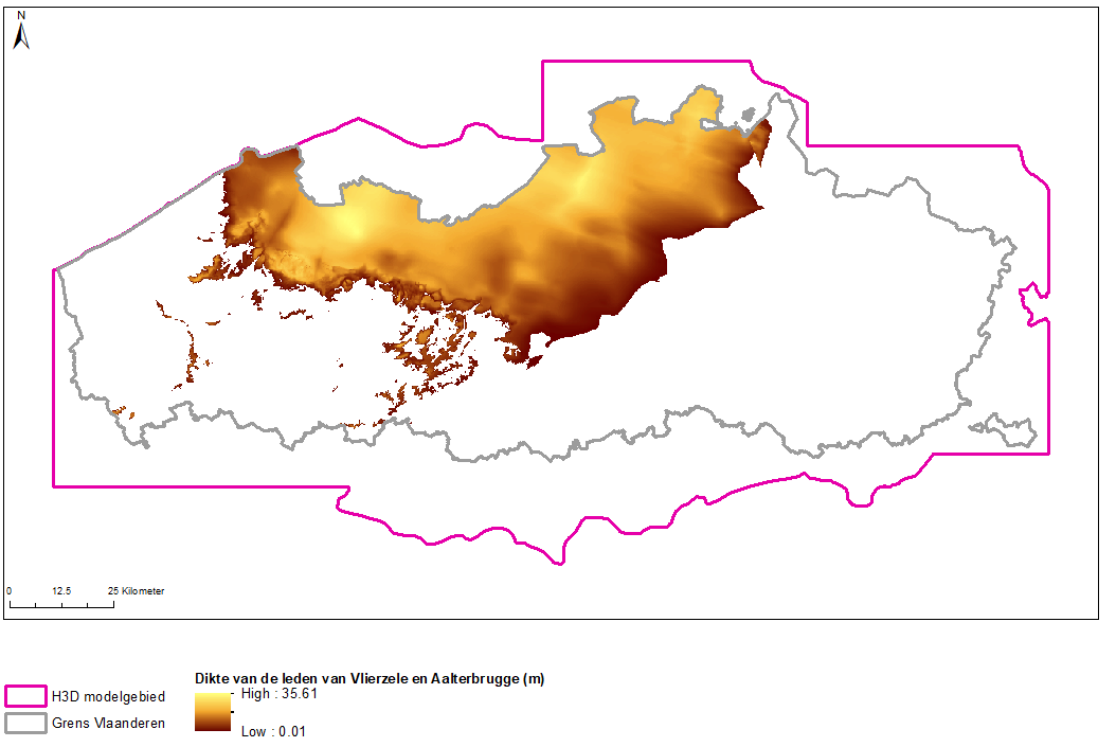


Dikte van de Formatie van Gentbrugge

Bijlage G1.35.1 Leden van Vlierzele en Aalterbrugge

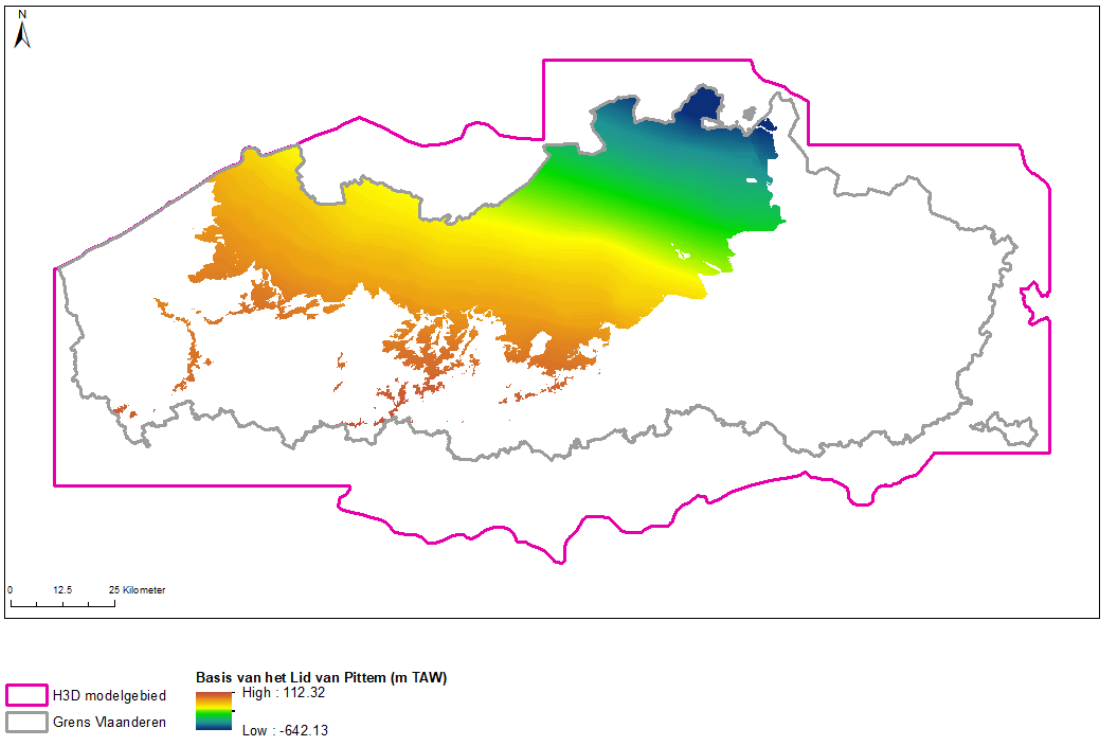


Basis van de leden van Vlierzele en Aalterbrugge

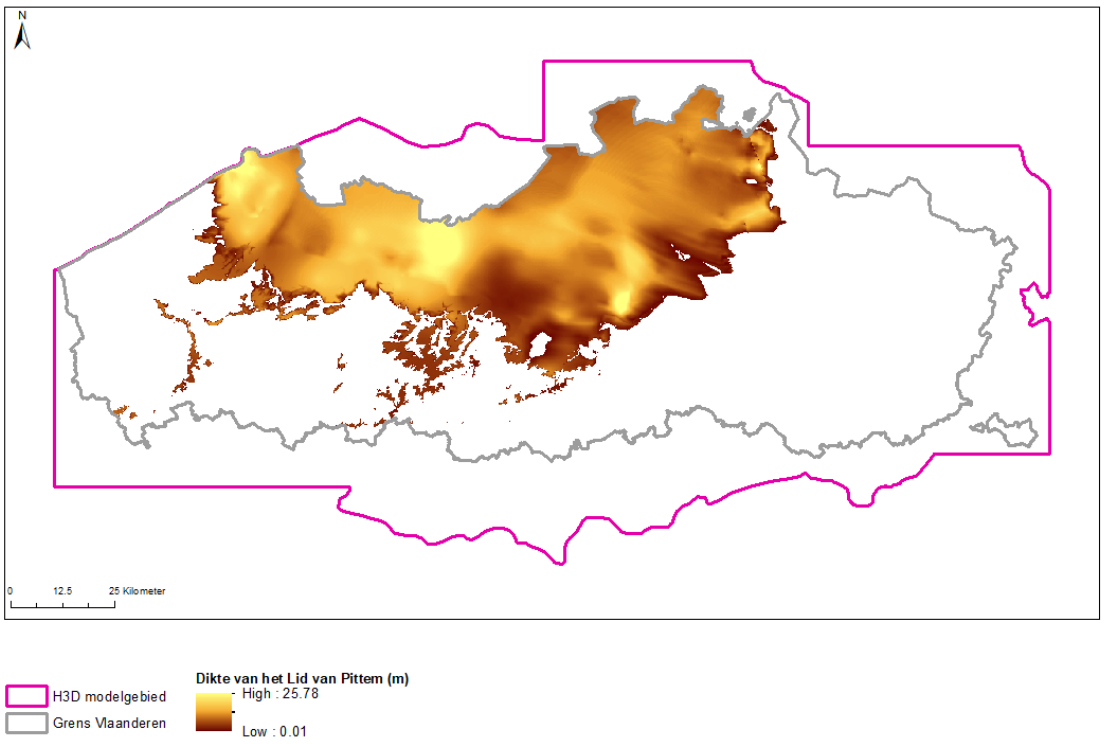


Dikte van de leden van Vlierzele en Aalterbrugge

Bijlage G1.35.2 Lid van Pittem

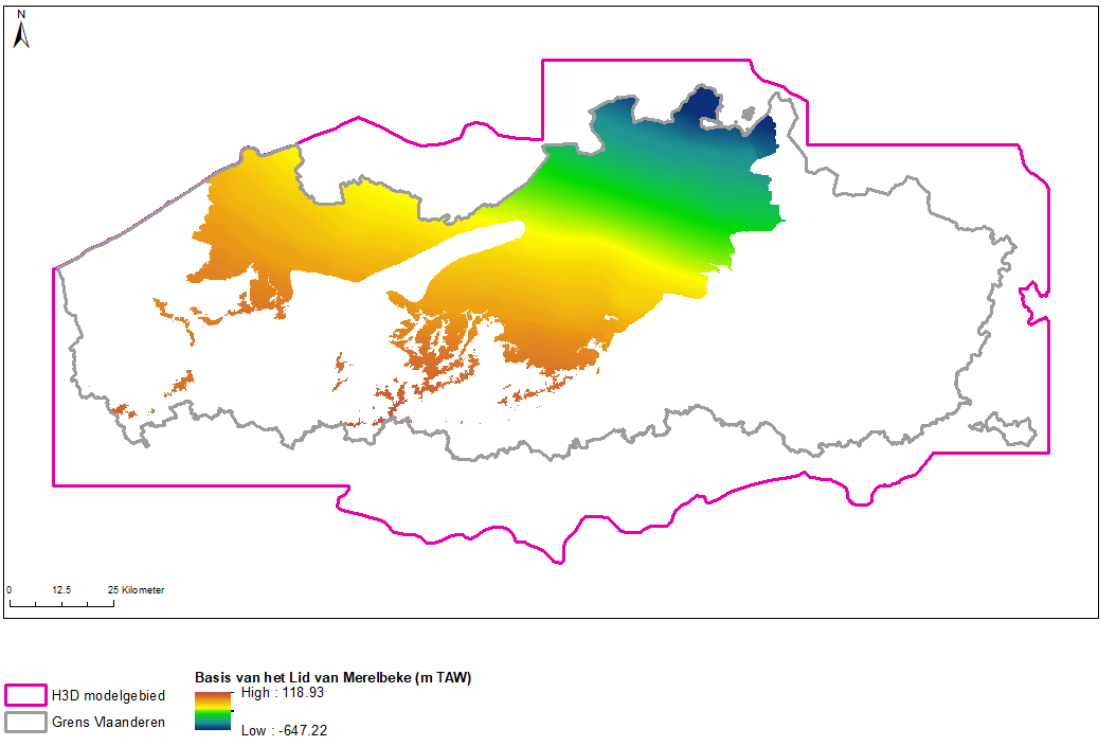


Basis van het Lid van Pittem

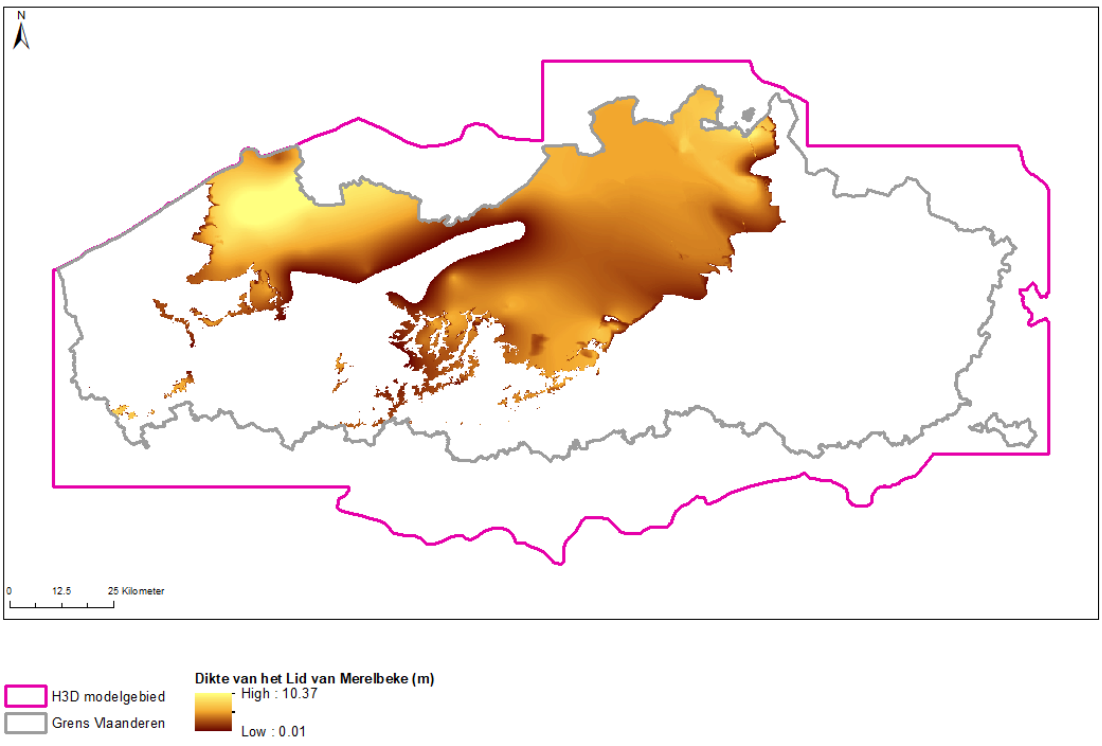


Dikte van het Lid van Pittem

Bijlage G1.35.3 Lid van Merelbeke

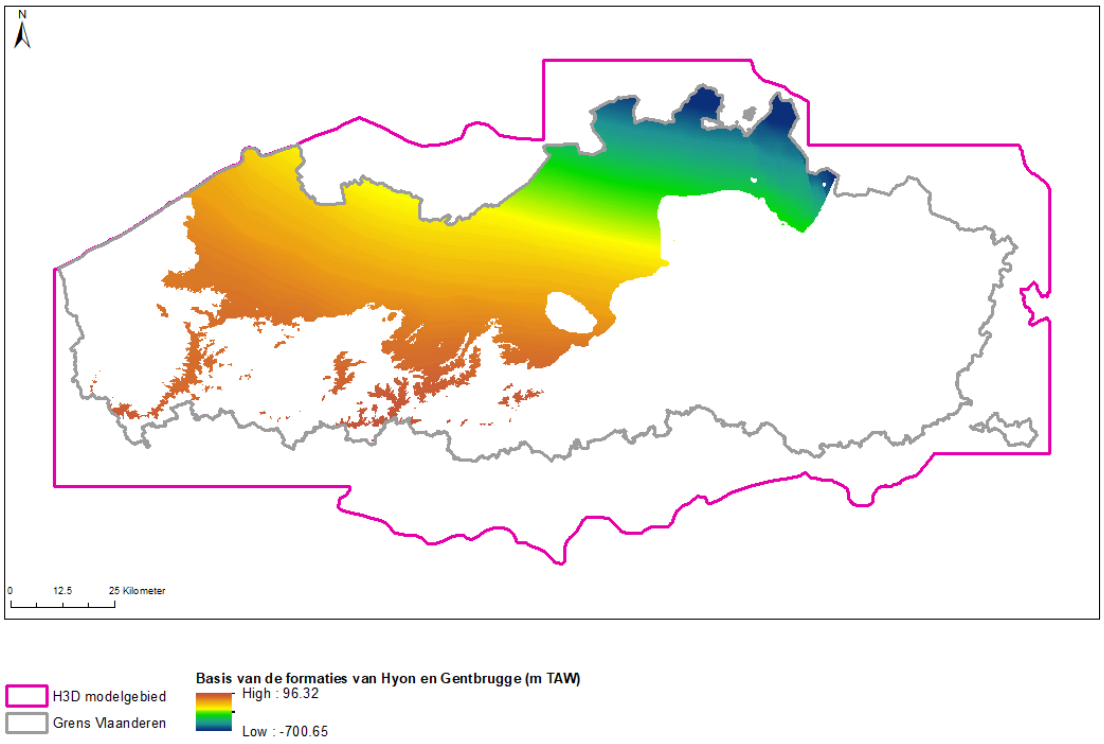


Basis van het Lid van Merelbeke

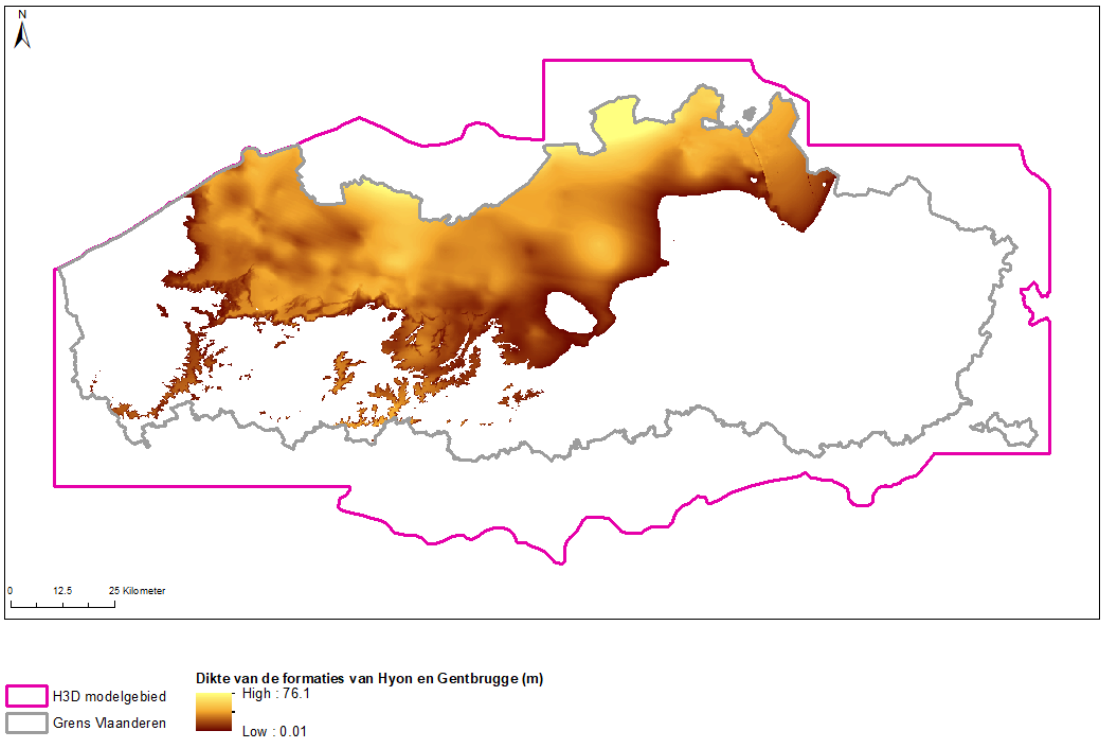


Dikte van het Lid van Merelbeke

Bijlage G1.36 Formaties van Hyon en Gentbrugge

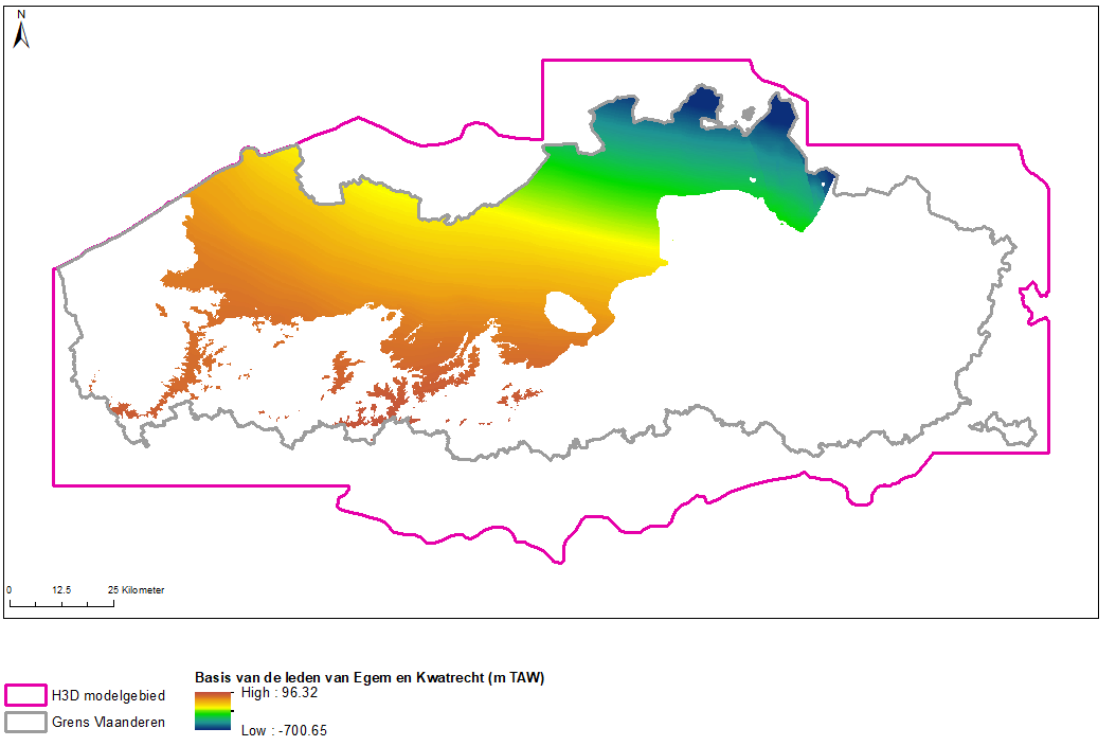


Basis van de formaties van Hyon en Gentbrugge

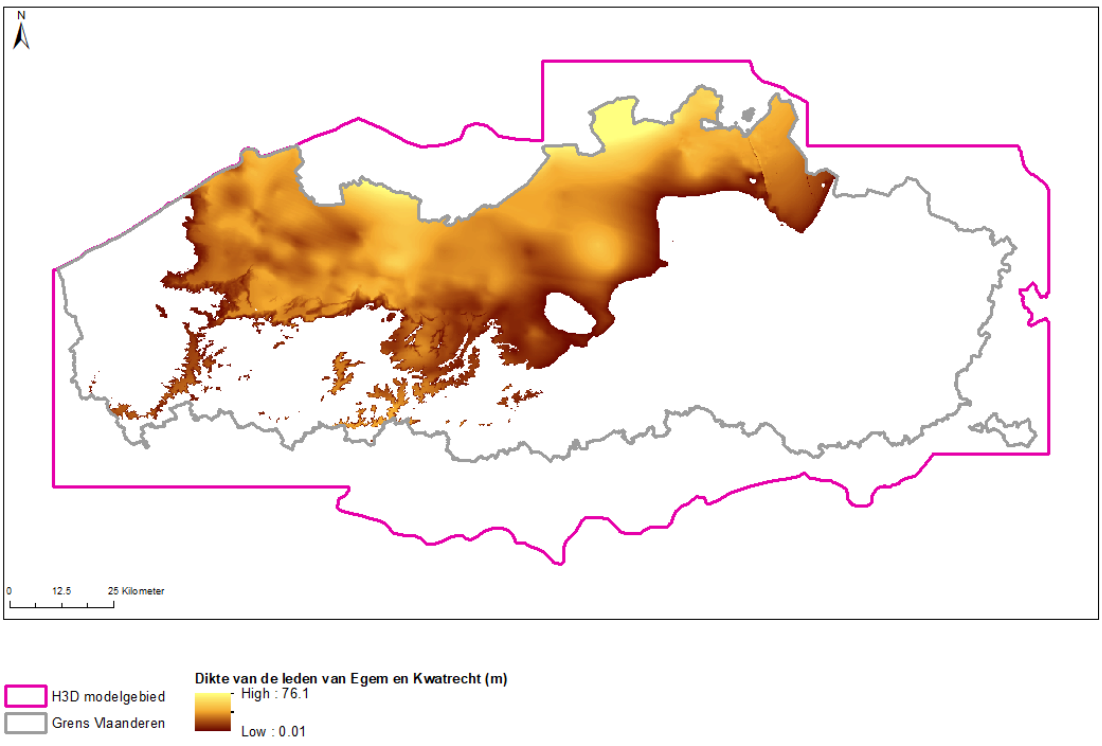


Dikte van de formaties van Hyon en Gentbrugge

Bijlage G1.36.1 Leden van Egem en Kwatrecht

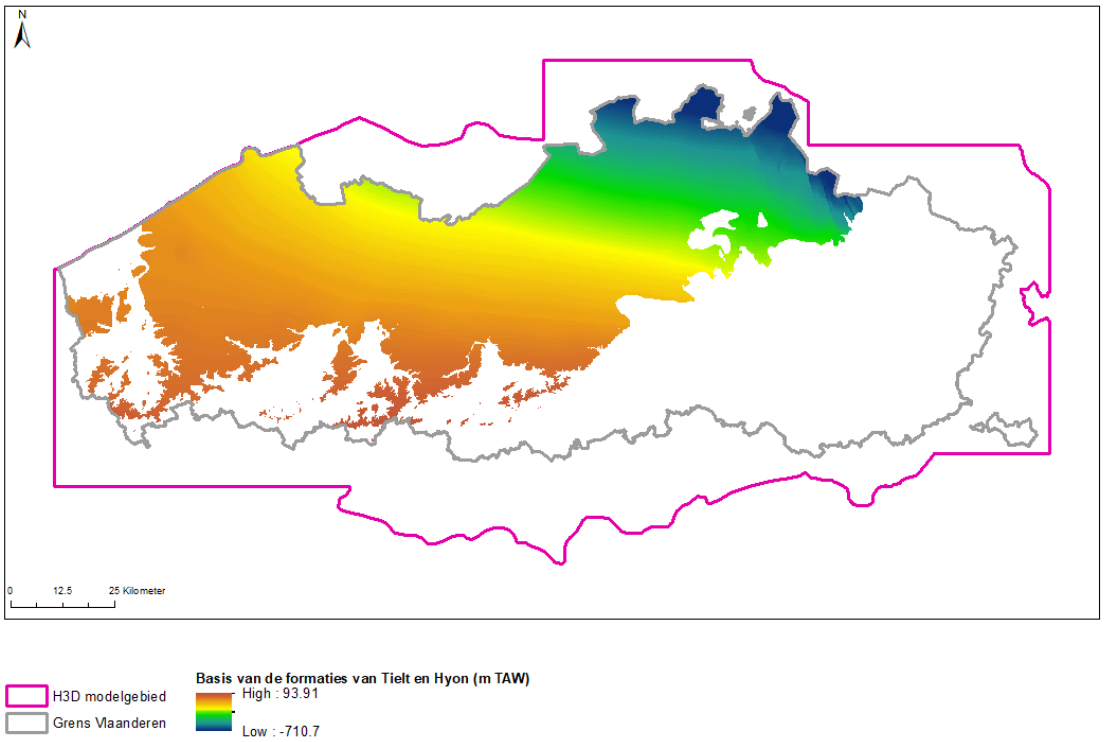


Basis van de leden van Egem en Kwatrecht

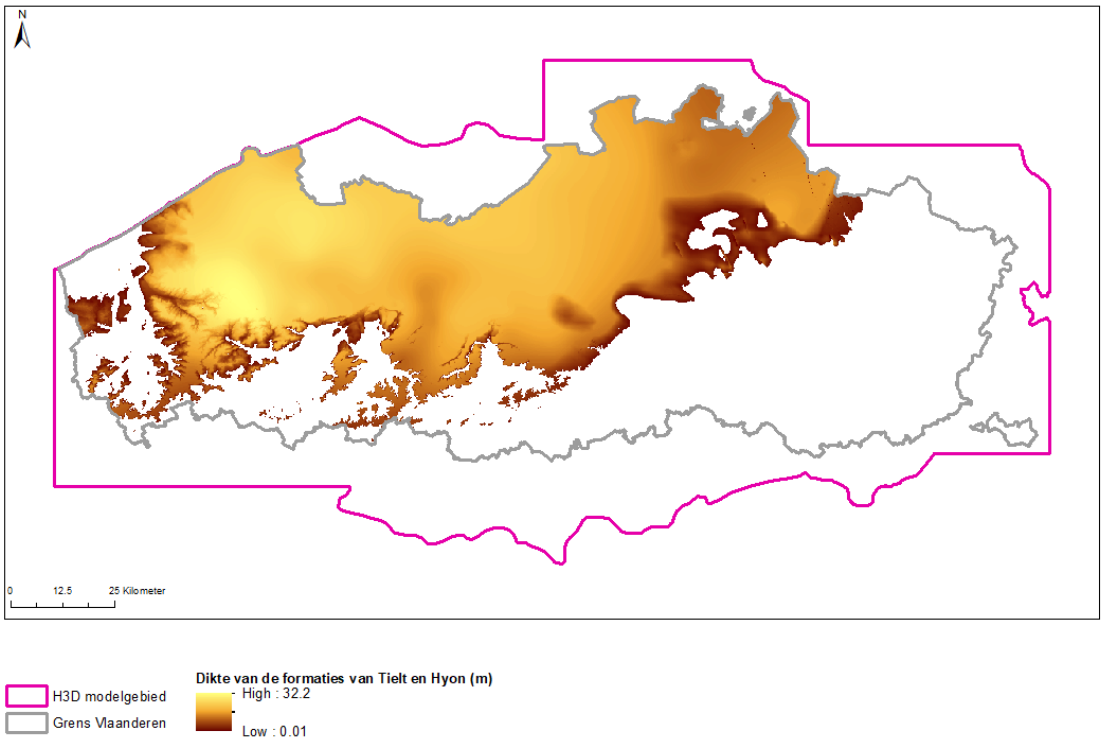


Dikte van de leden van Egem en Kwatrecht

Bijlage G1.37 Formaties van Tielt en Hyon

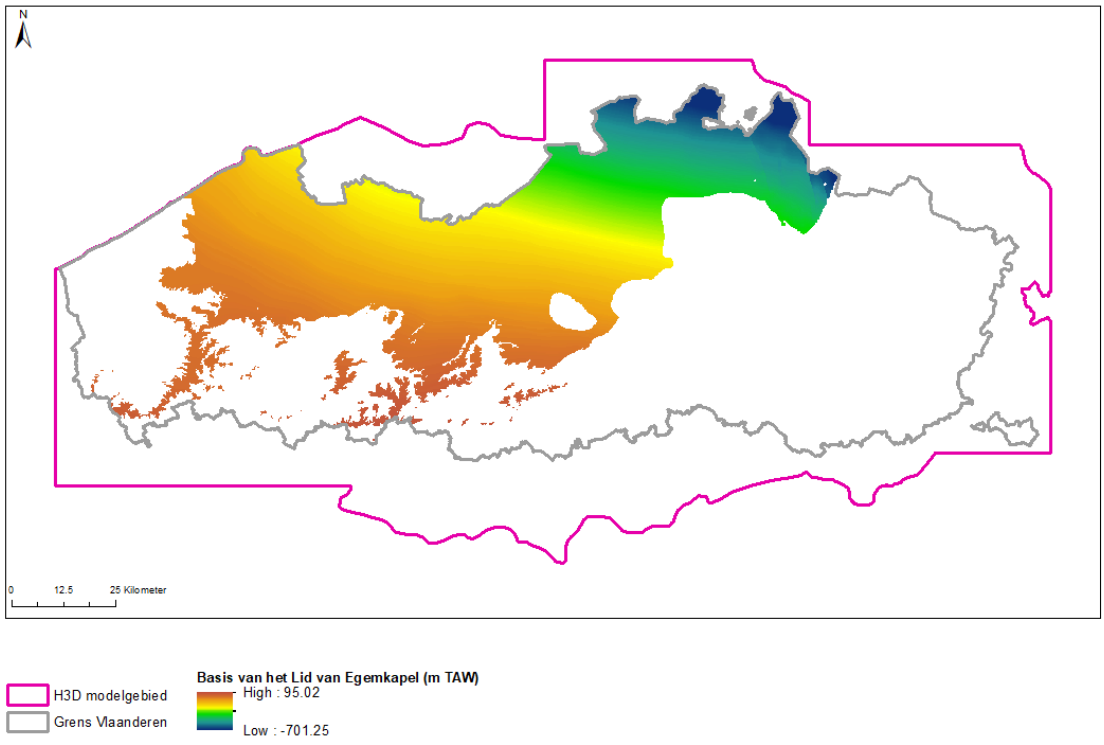


Basis van de formaties van Tielt en Hyon

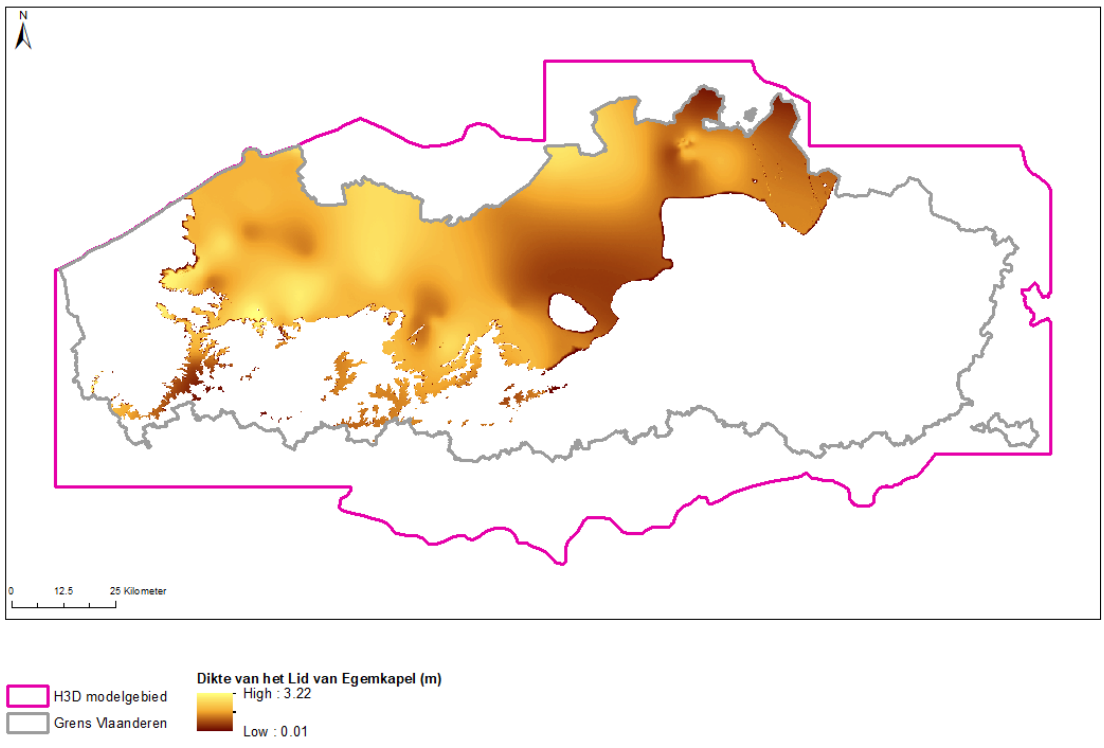


Dikte van de formaties van Tielt en Hyon

Bijlage G1.37.1 Lid van Egemkapel

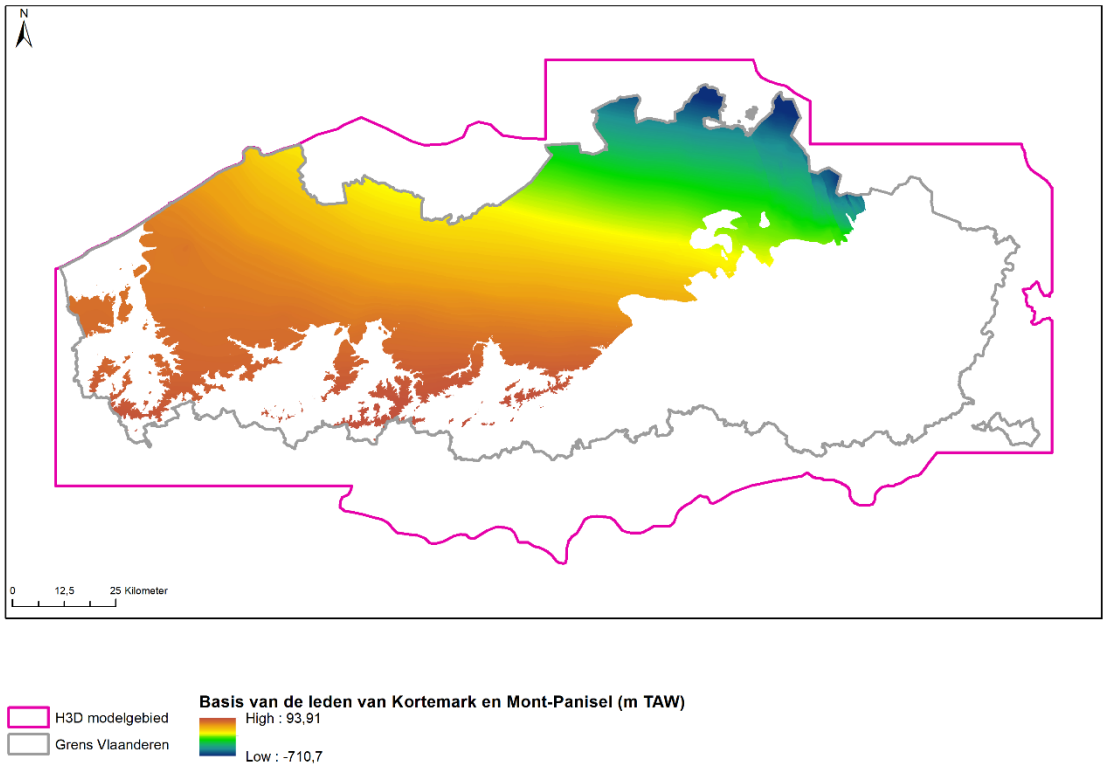


Basis van het Lid van Egemkapel

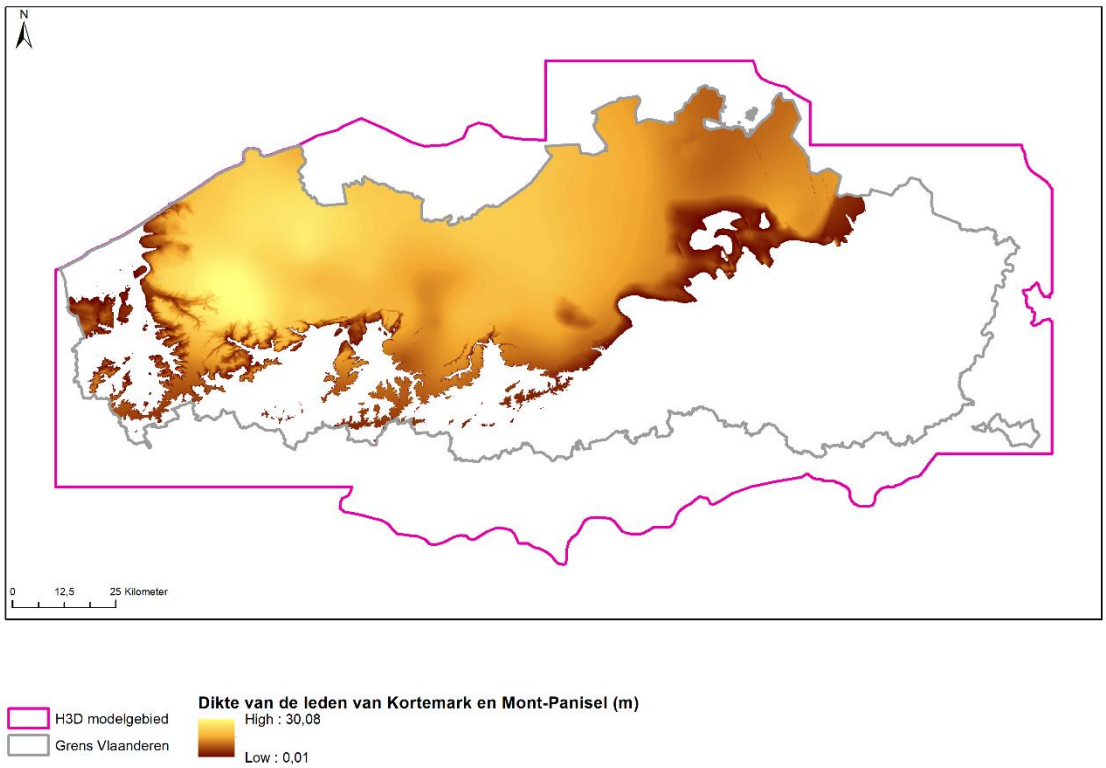


Dikte van het Lid van Egemkapel

Bijlage G1.37.2 Leden van Kortemark en Mont-Panisel

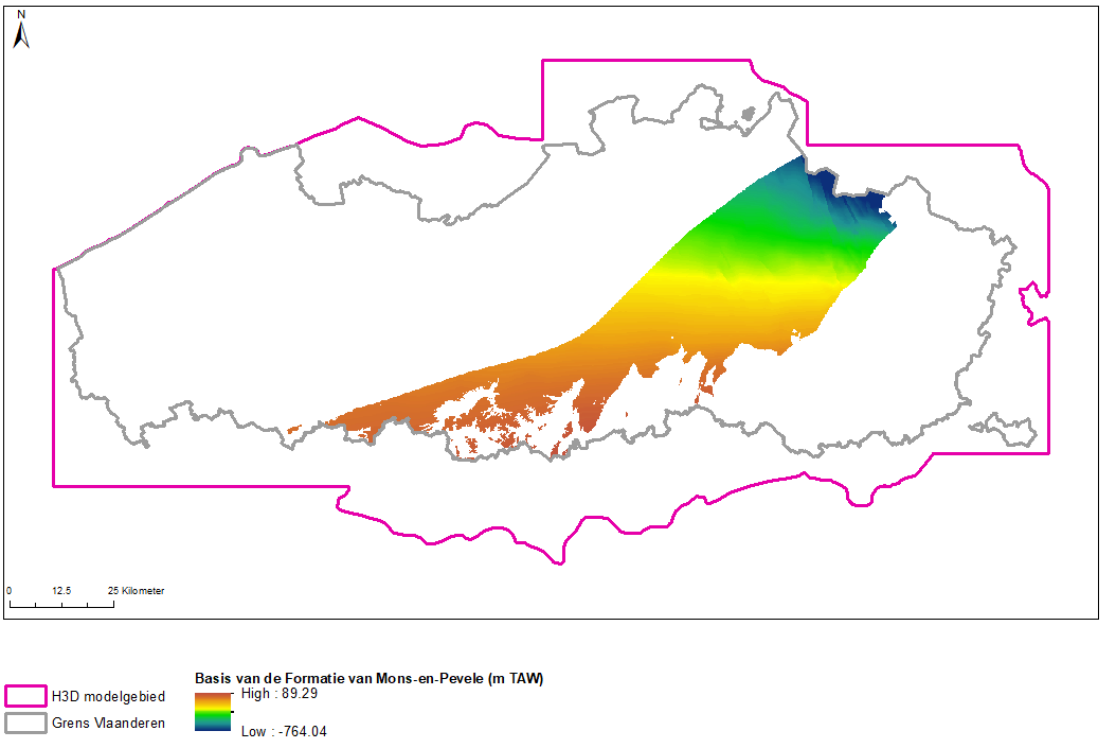


Basis van de leden van Kortemark en Mont-Panisel

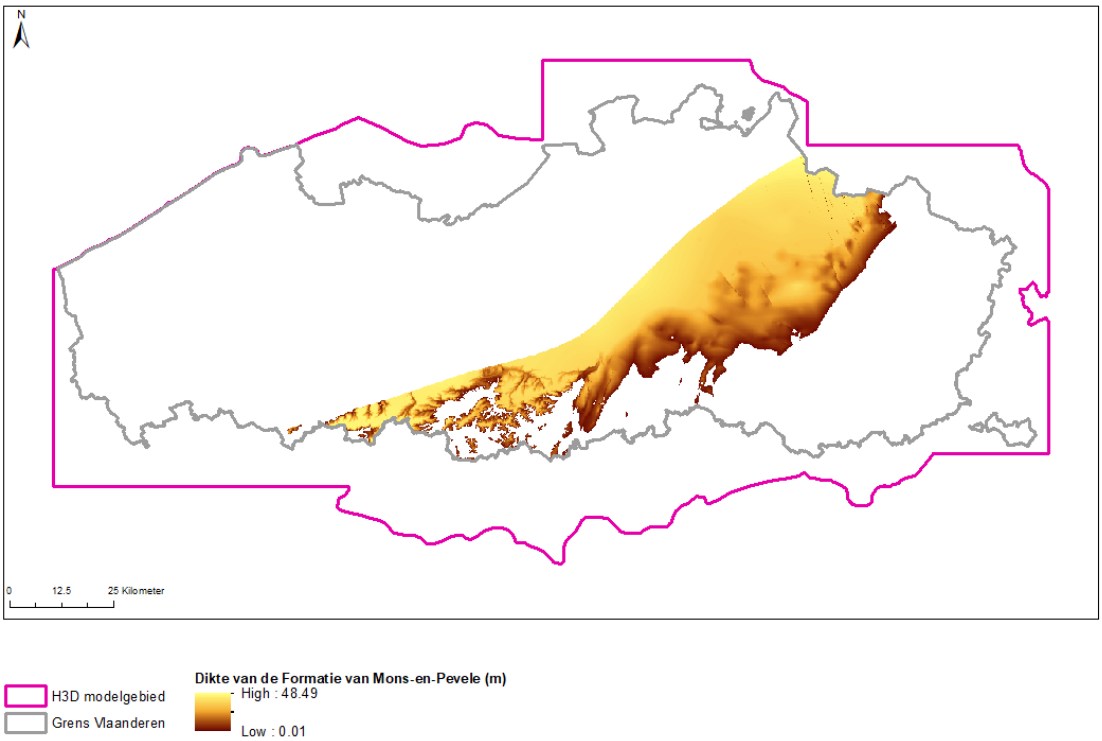


Dikte van de leden van Kortemark en Mont-Panisel

Bijlage G1.38 Formatie van Mons-en-Pévèle

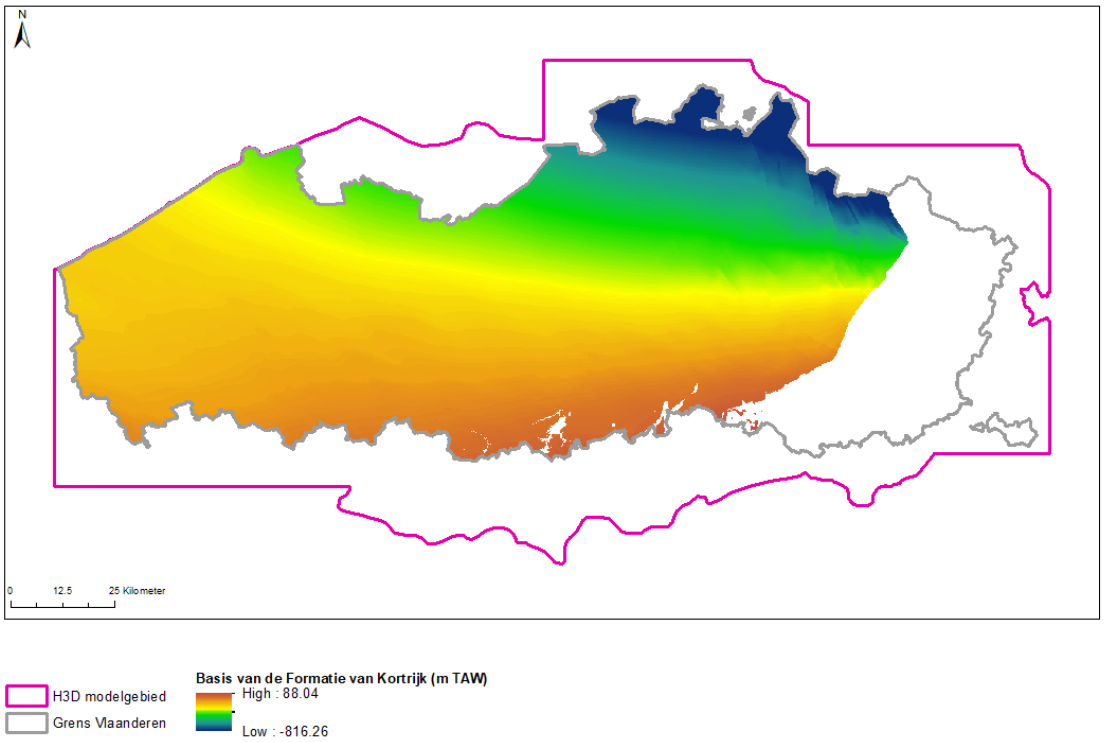


Basis van de Formatie van Mons-en-Pévèle

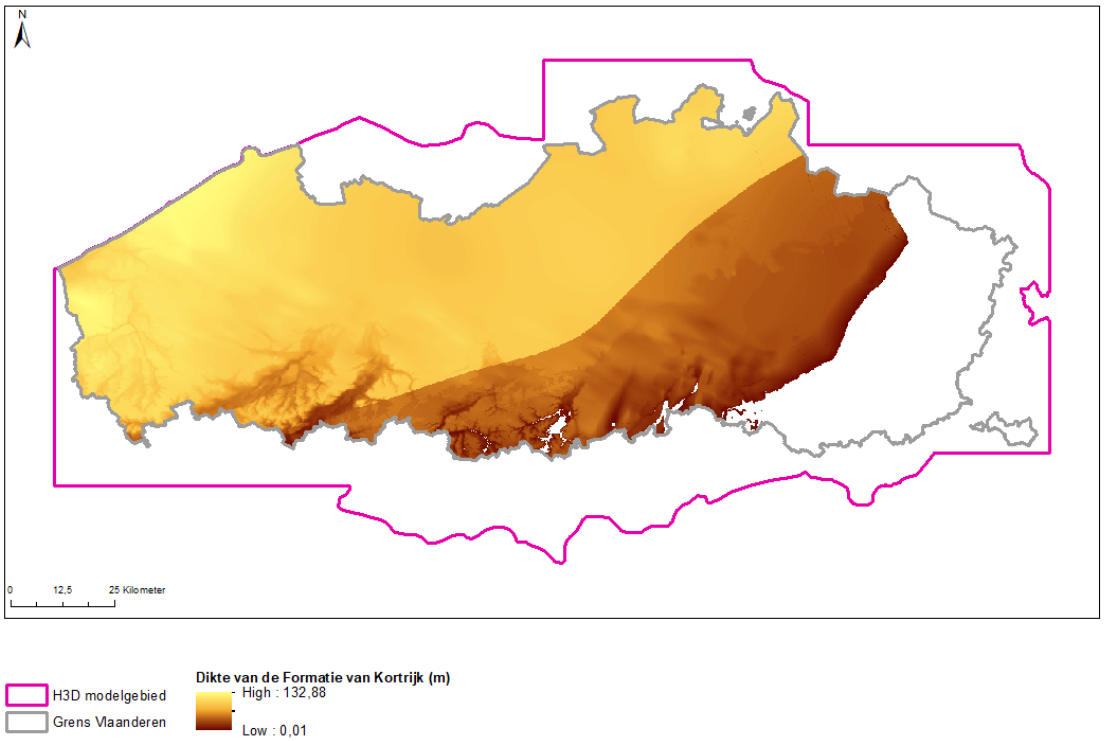


Dikte van de Formatie van Mons-en-Pévèle

Bijlage G1.39 Formatie van Kortrijk

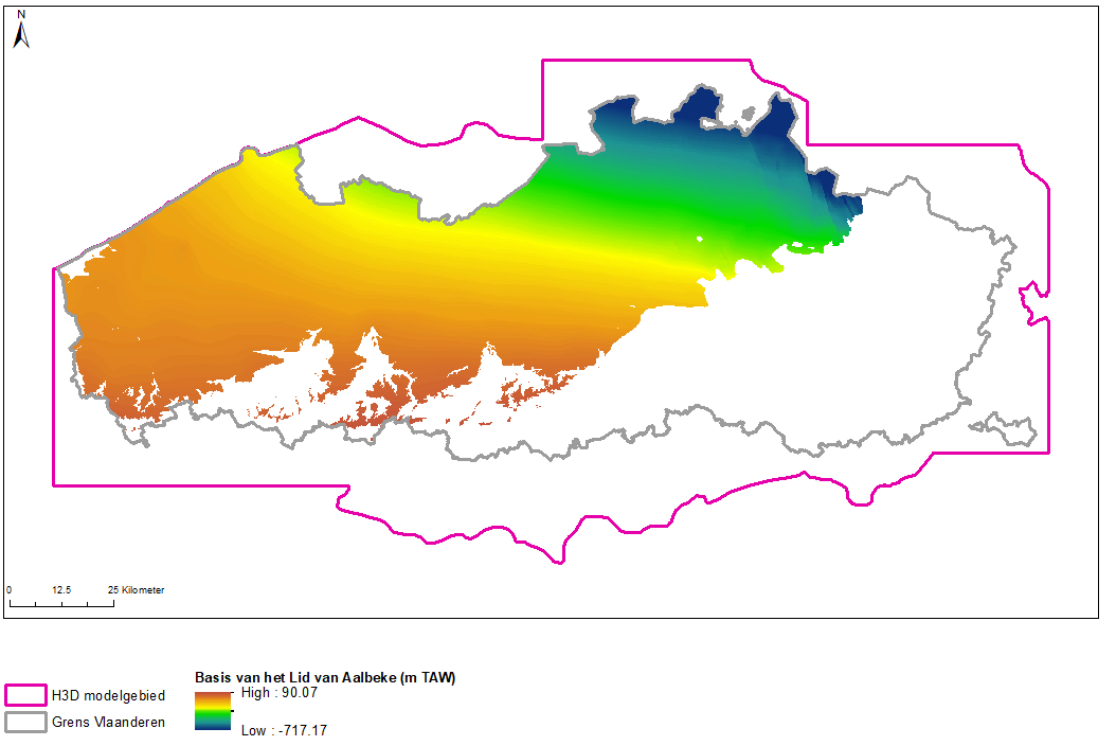


Basis van de Formatie van Kortrijk

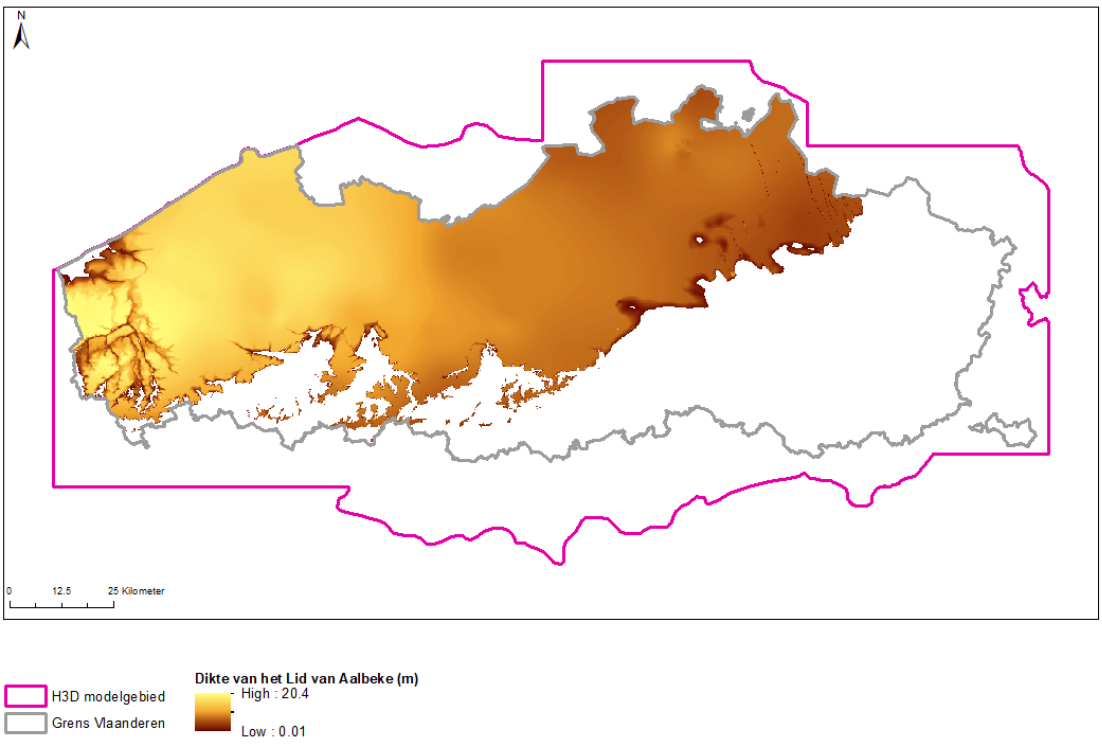


Dikte van de Formatie van Kortrijk

Bijlage G1.39.1 Lid van Aalbeke

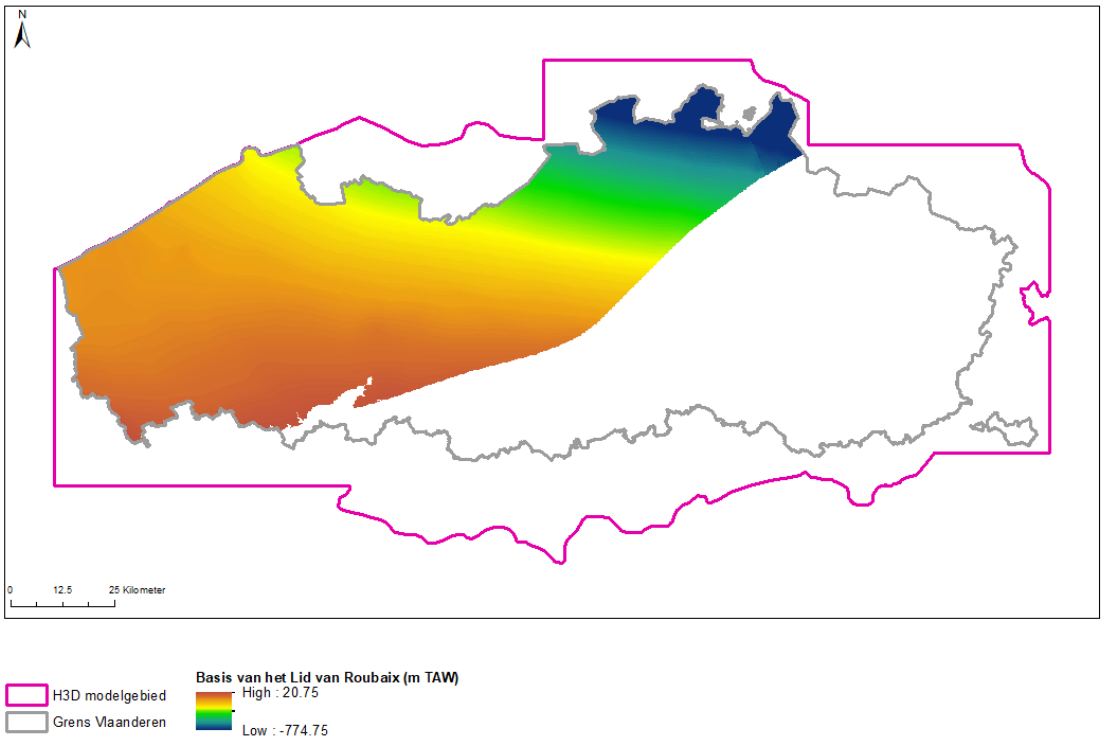


Basis van het Lid van Aalbeke

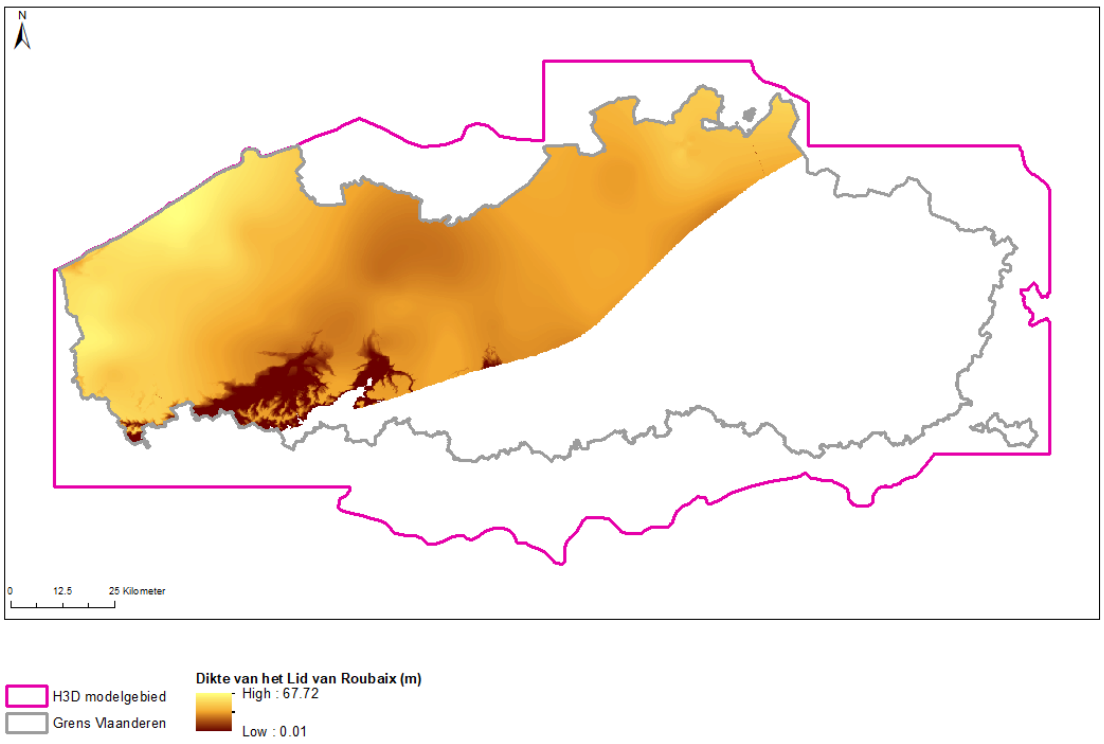


Dikte van het Lid van Aalbeke

Bijlage G1.39.2 Lid van Roubaix

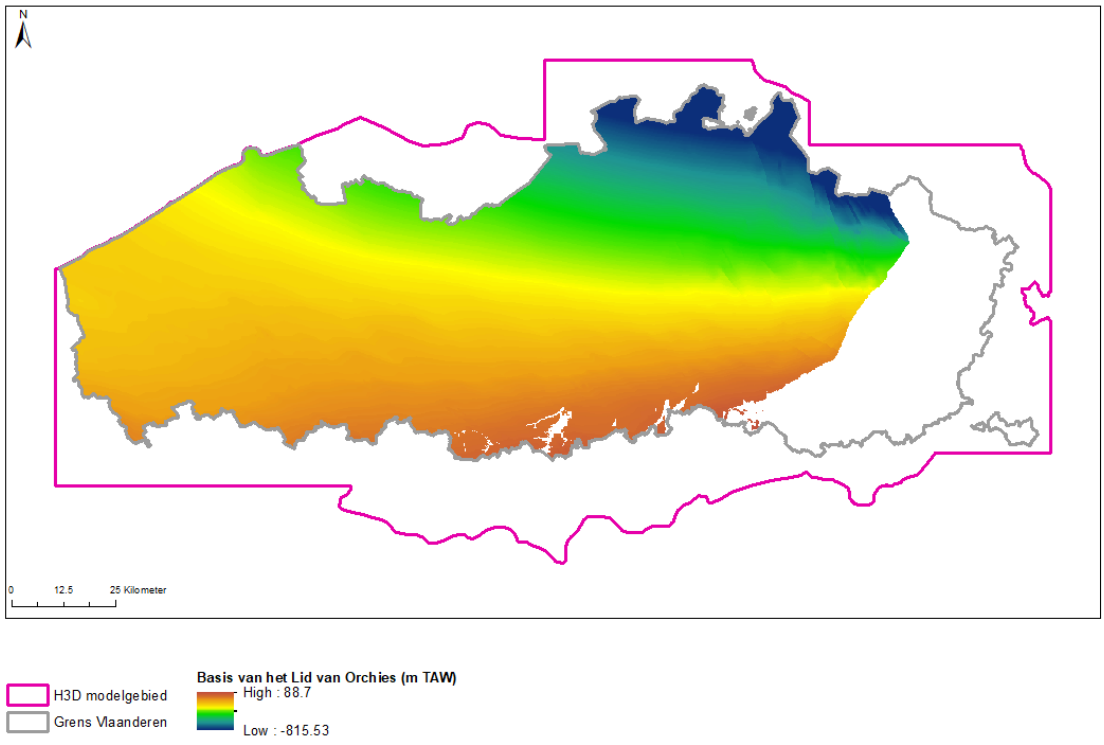


Basis van het Lid van Roubaix

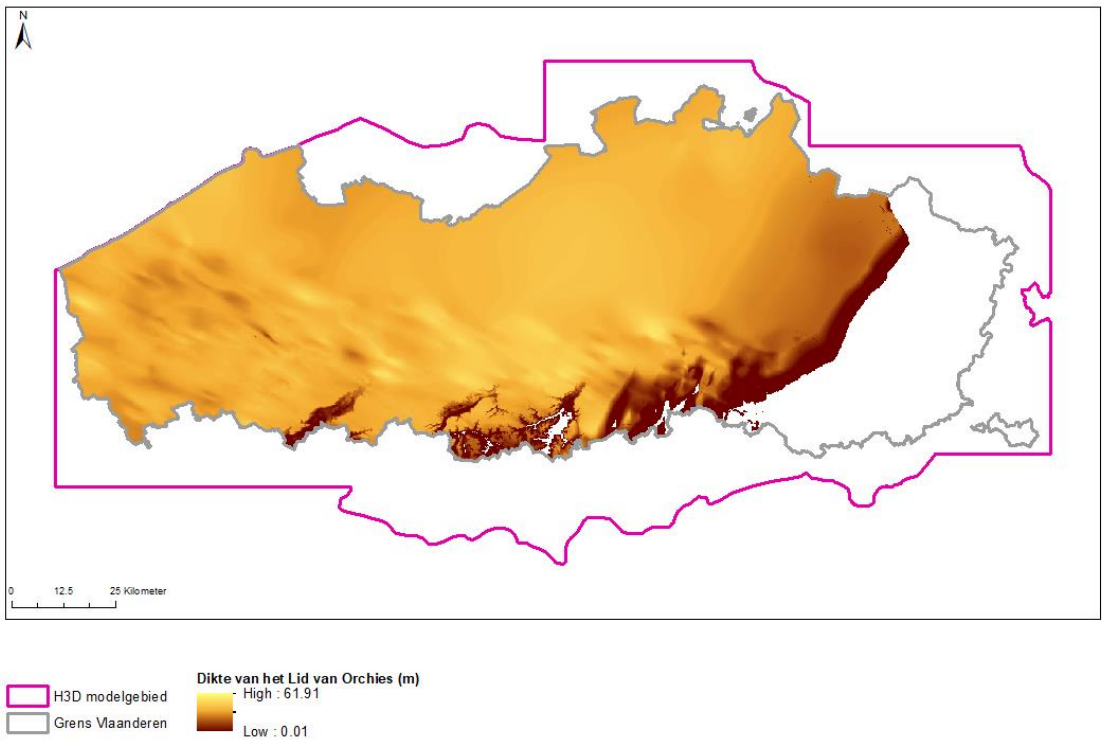


Dikte van het Lid van Roubaix

Bijlage G1.39.3 Lid van Orchies

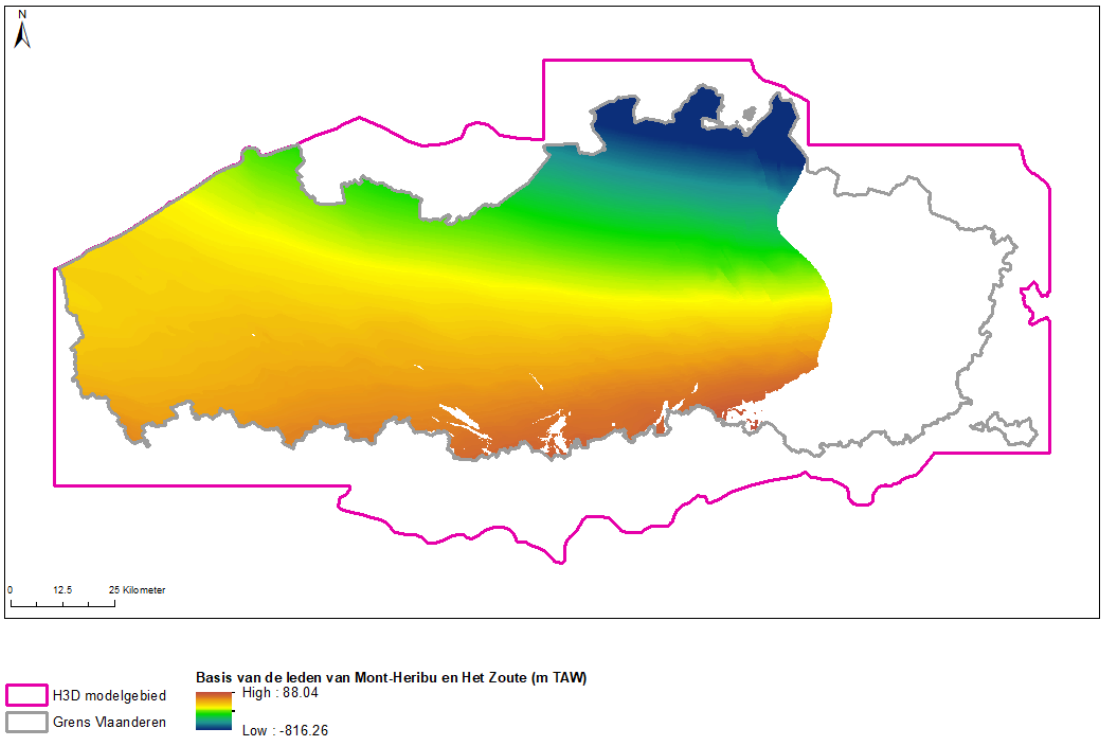


Basis van het Lid van Orchies

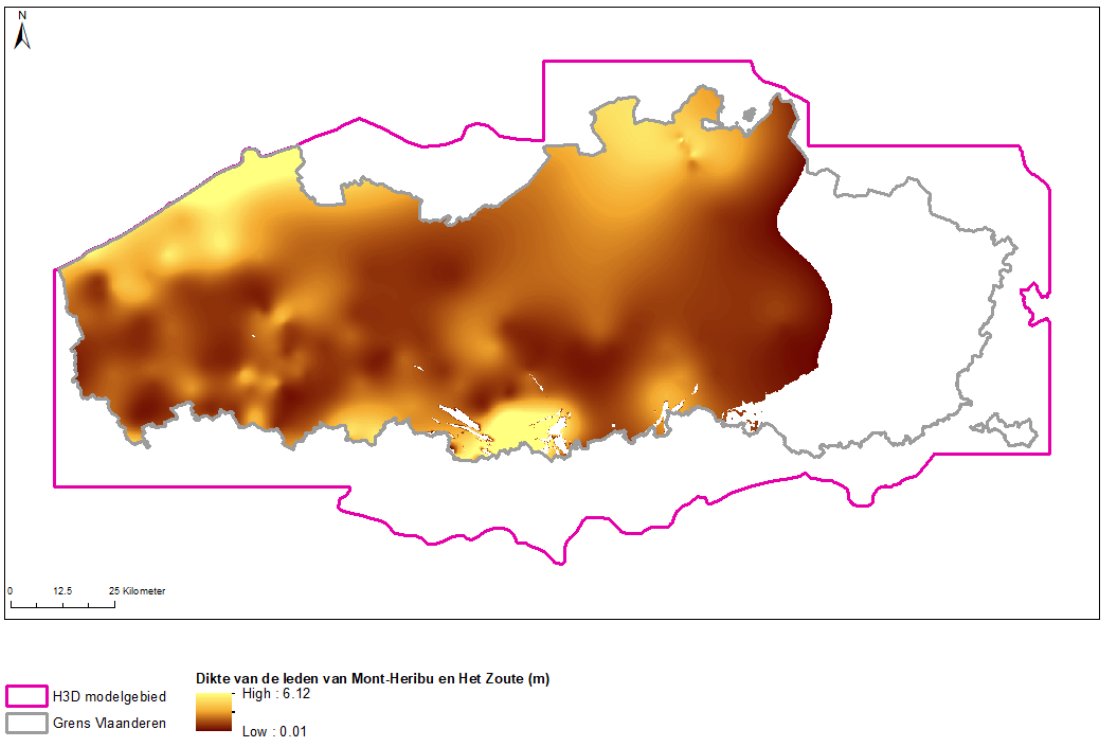


Dikte van het Lid van Orchies

Bijlage G1.39.4 Leden van Mont-Héribu en Het Zoute

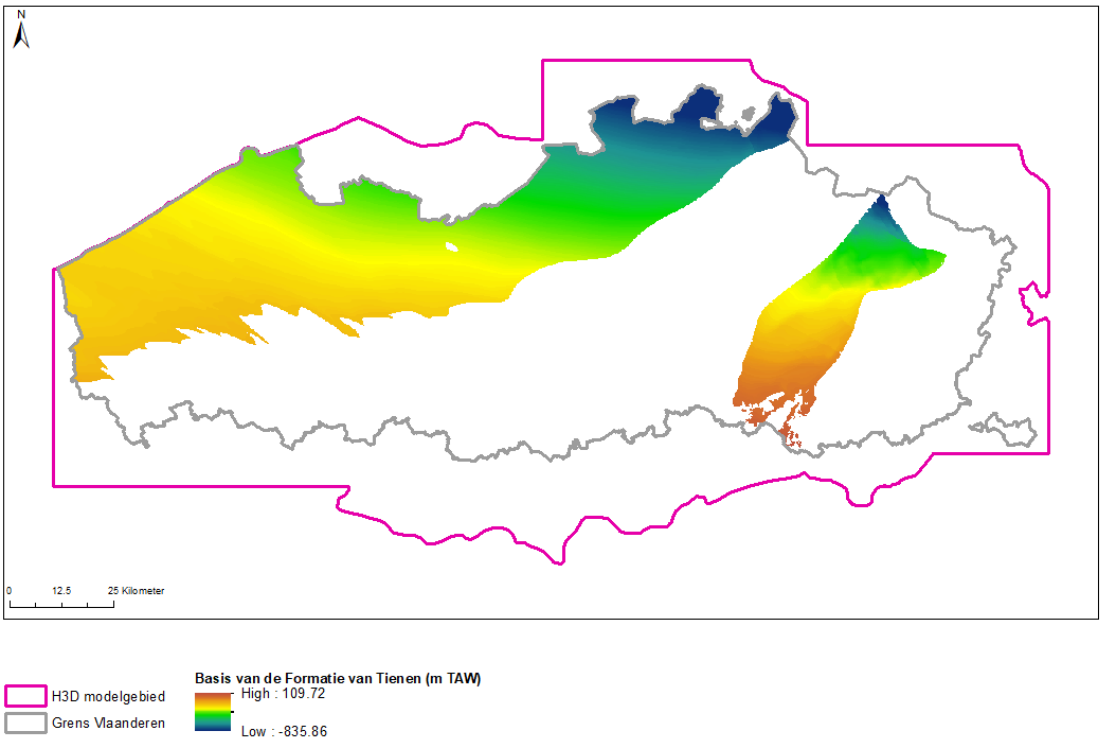


Basis van de leden van Mont-Héribu en Het Zoute

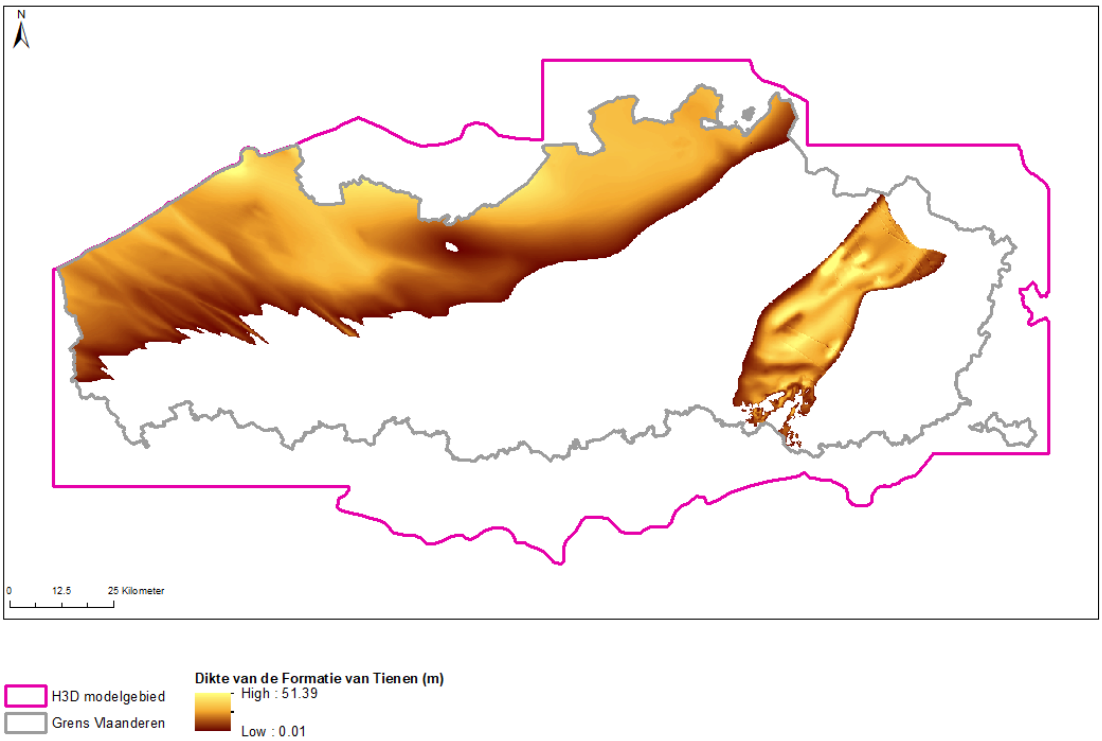


Dikte van de leden van Mont-Héribu en Het Zoute

Bijlage G1.40 Formatie van Tienen

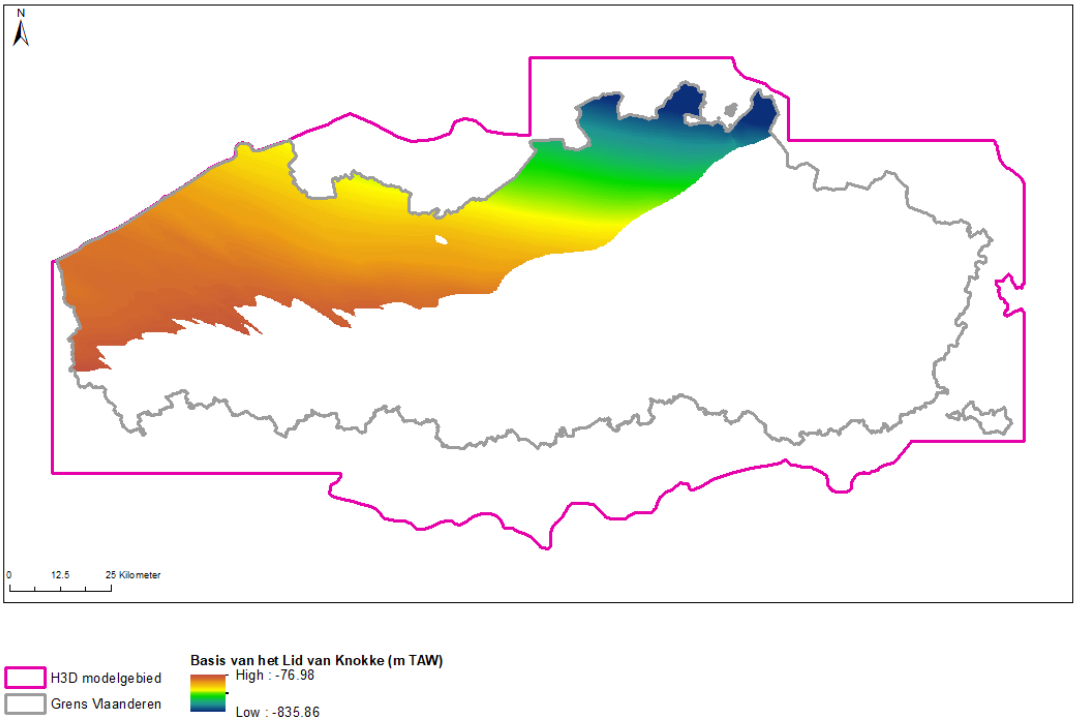


Basis van de Formatie van Tienen

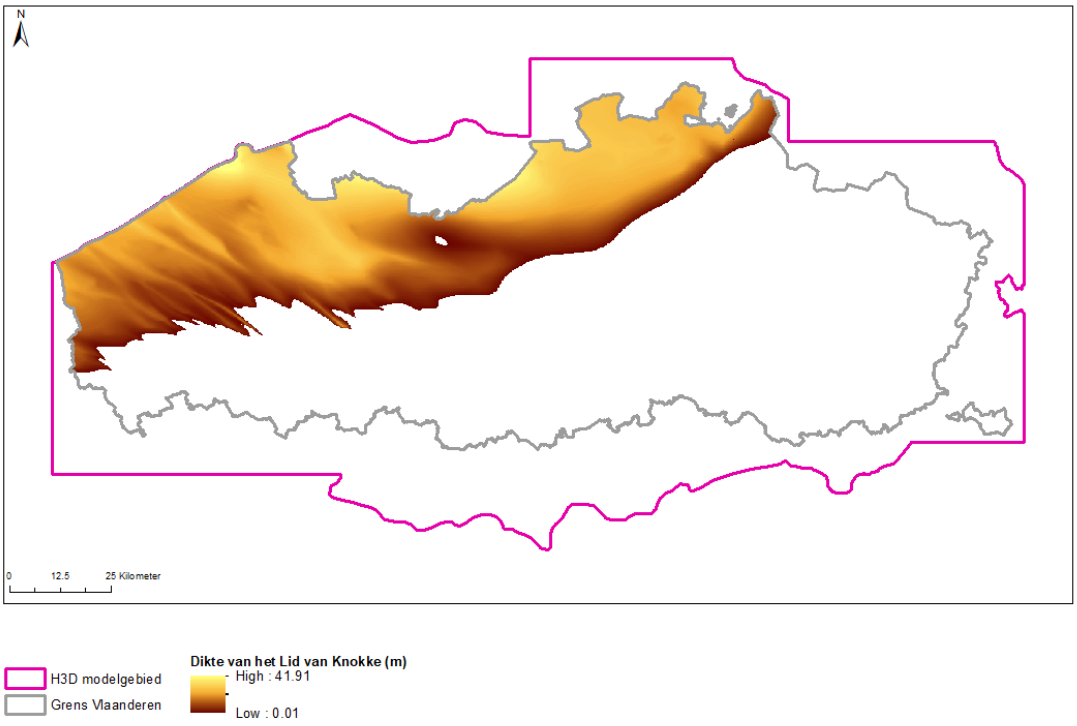


Dikte van de Formatie van Tienen

Bijlage G1.40.1 Lid van Knokke

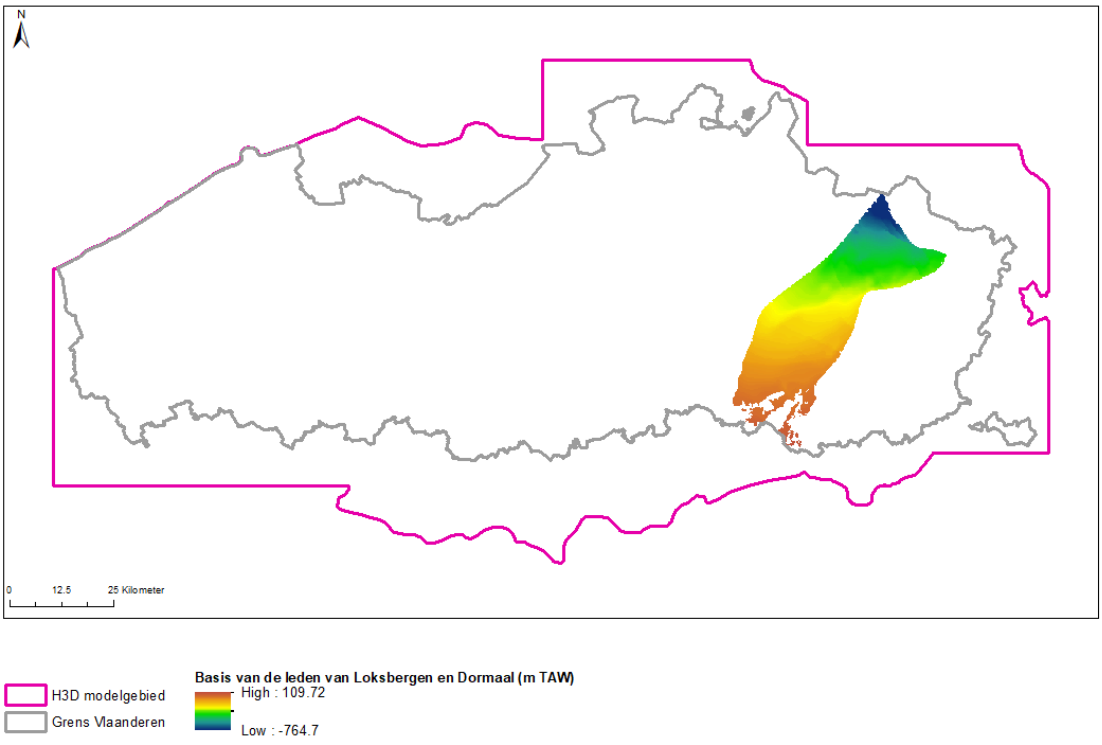


Basis van het Lid van Knokke

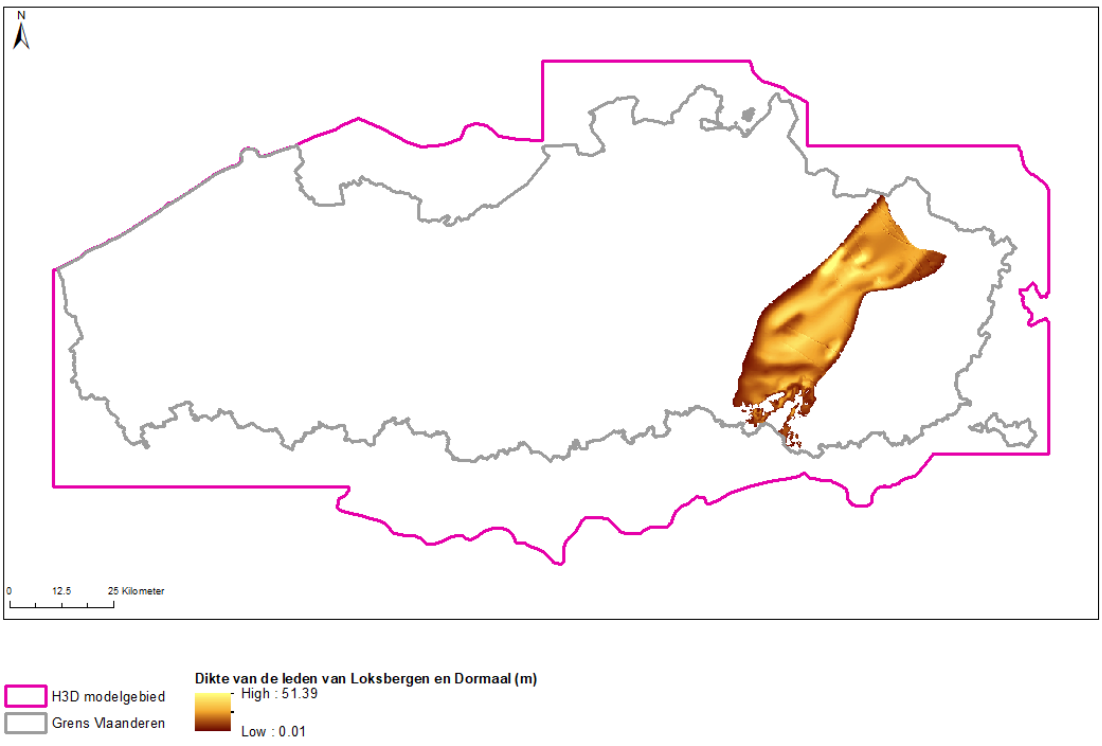


Dikte van het Lid van Knokke

Bijlage G1.40.2 Leden van Loksbergen en Dormaal

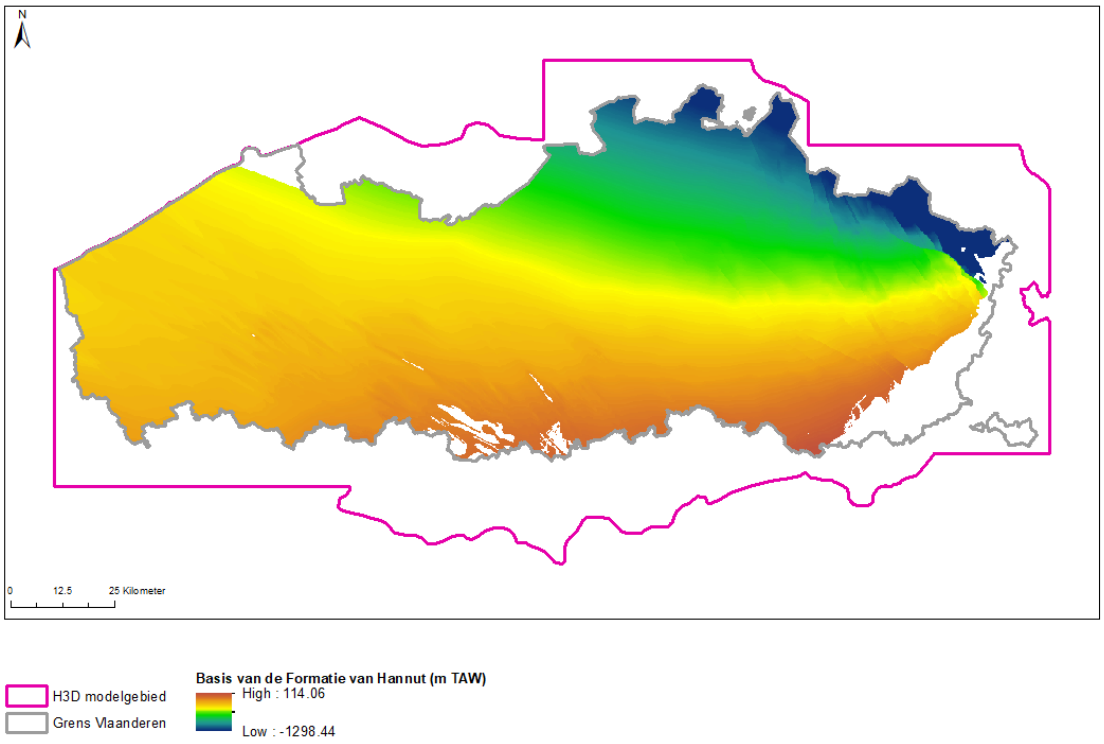


Basis van de leden van Loksbergen en Dormaal

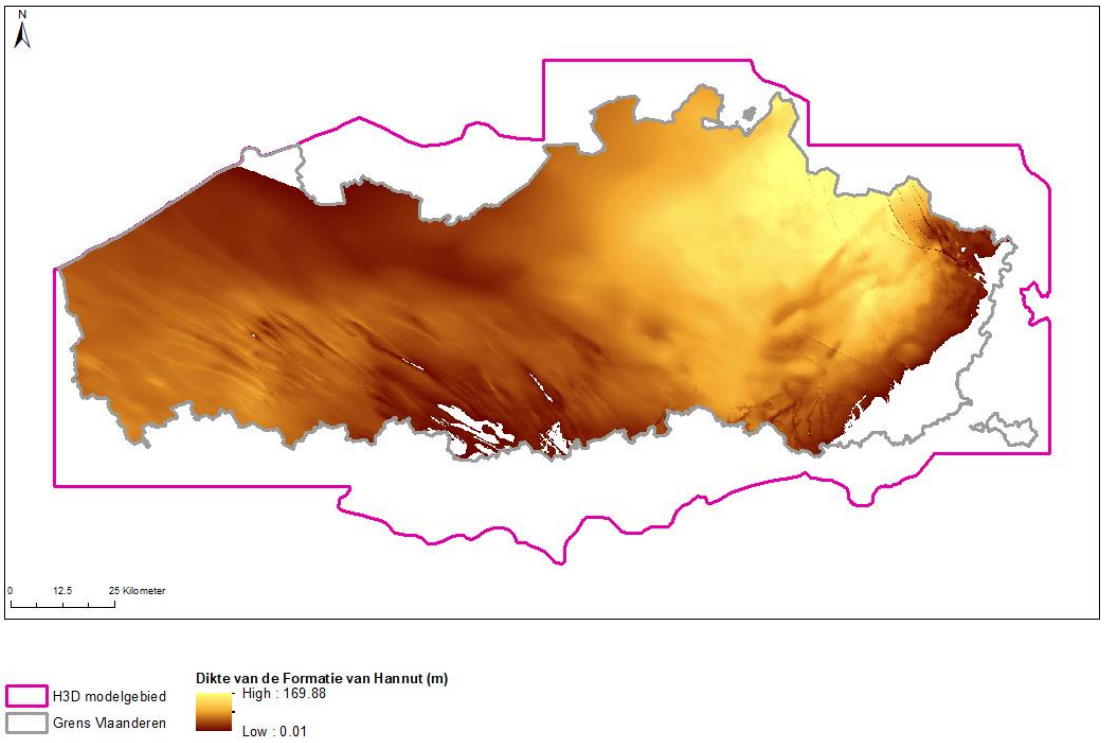


Dikte van de leden van Loksbergen en Dormaal

Bijlage G1.41 Formatie van Hannut

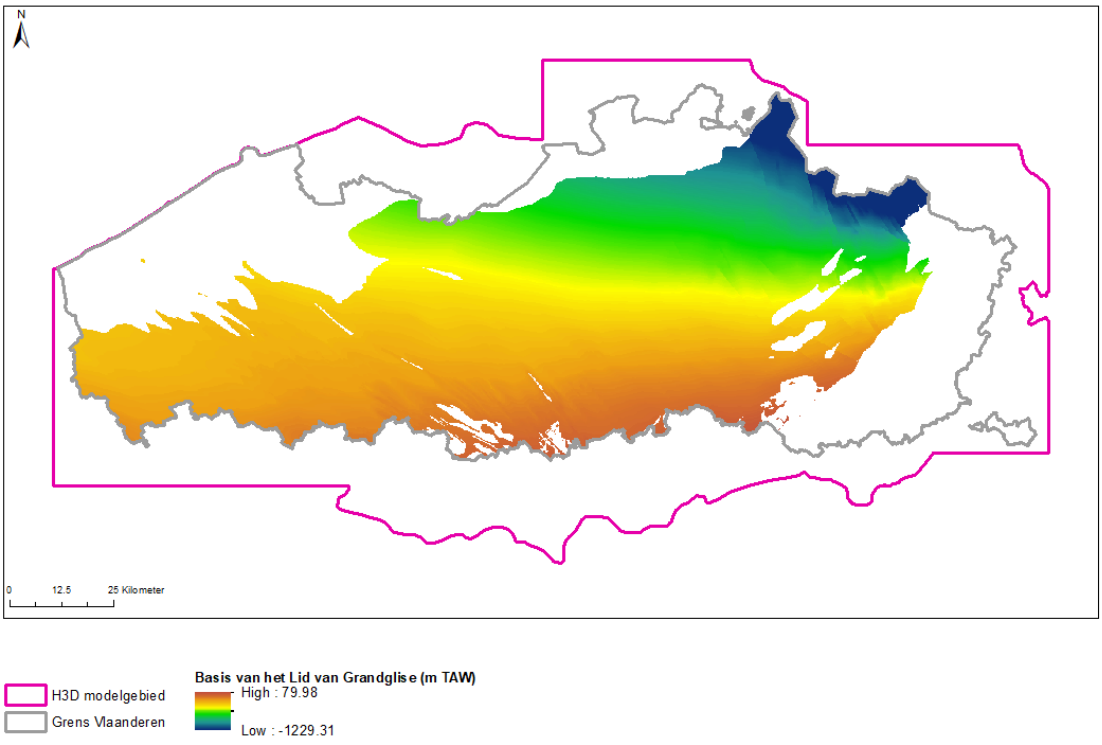


Basis van de Formatie van Hannut

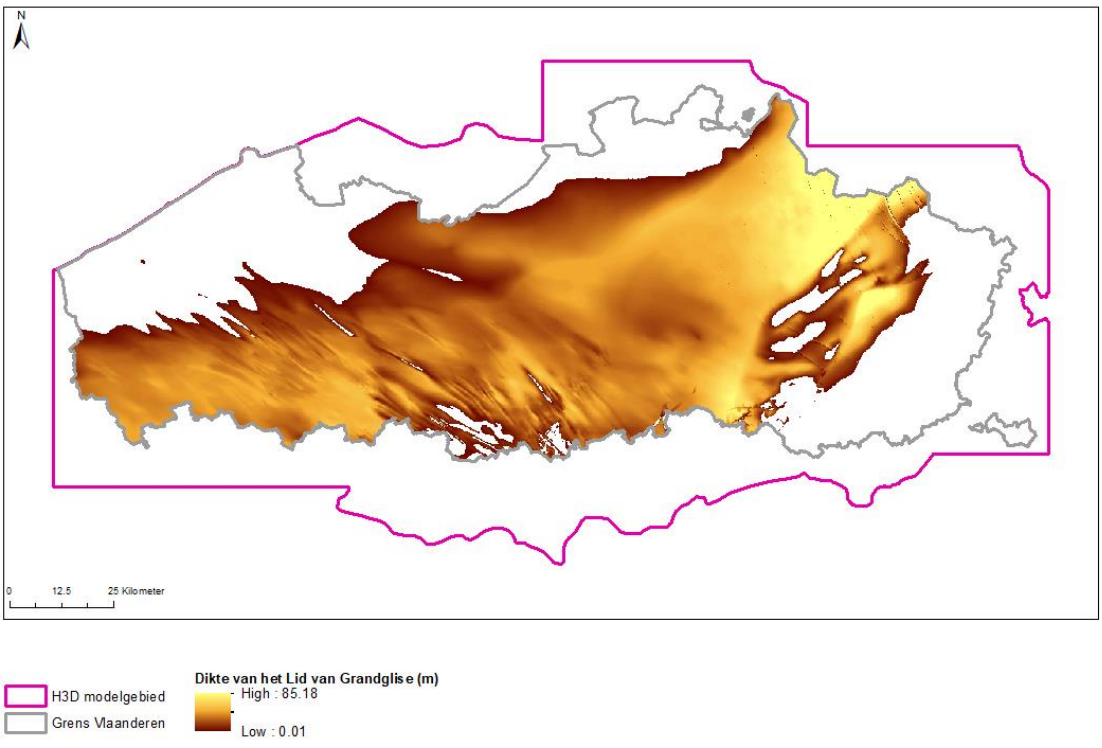


Dikte van de Formatie van Hannut

Bijlage G1.41.1 Lid van Grandglise

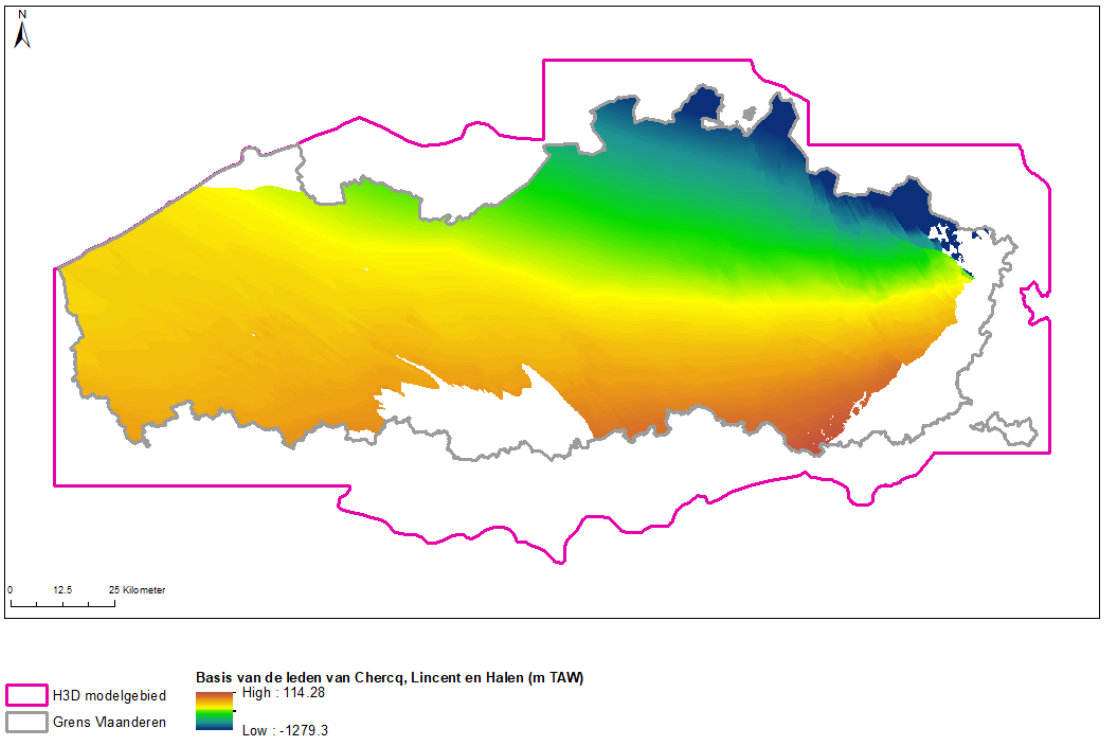


Basis van het Lid van Grandglise

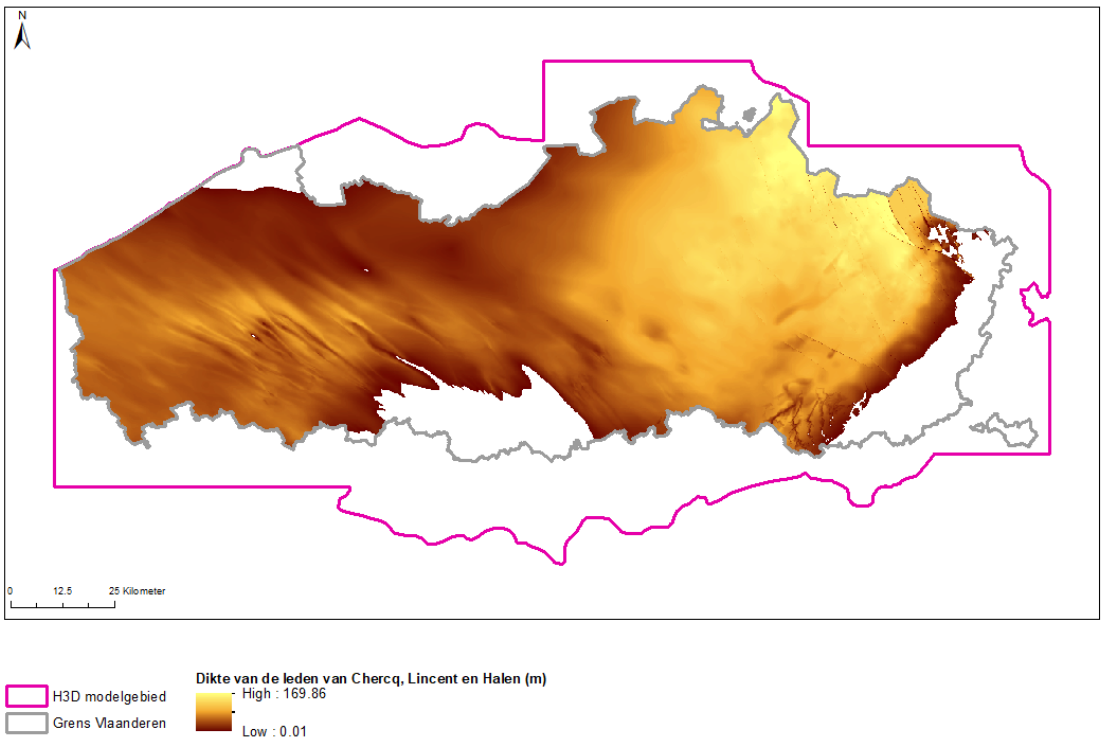


Dikte van het Lid van Grandglise

Bijlage G1.41.2 Leden van Chercq, Lincent en Halen

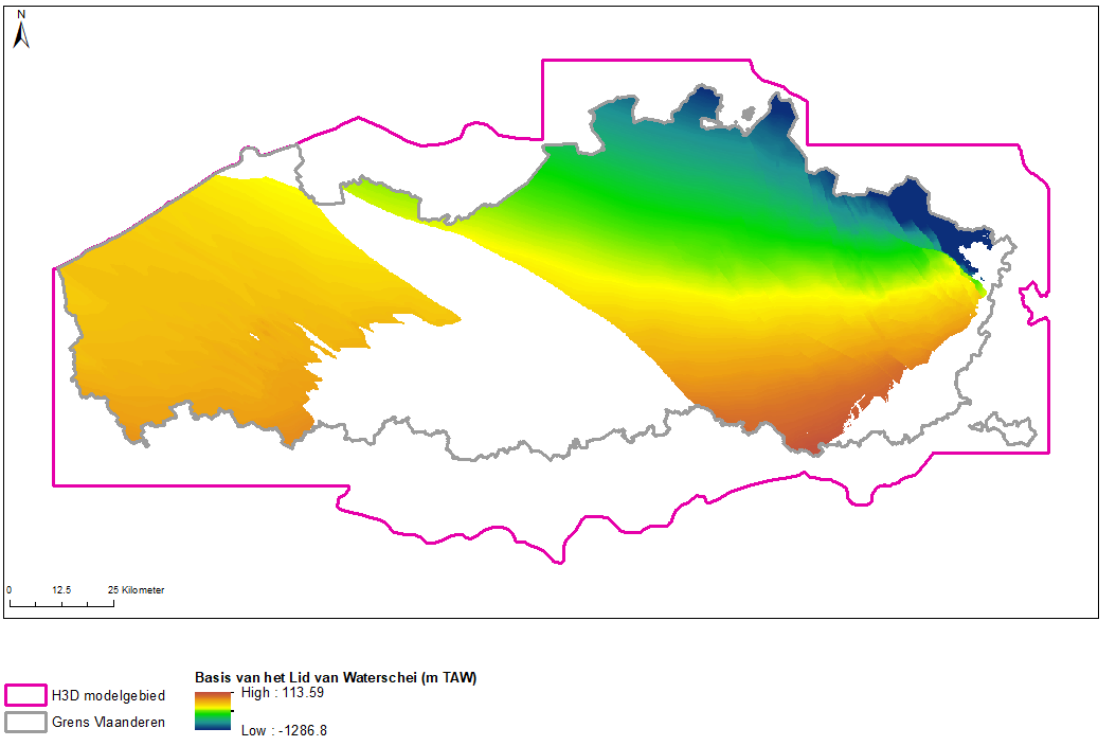


Basis van de leden van Chercq, Lincent en Halen

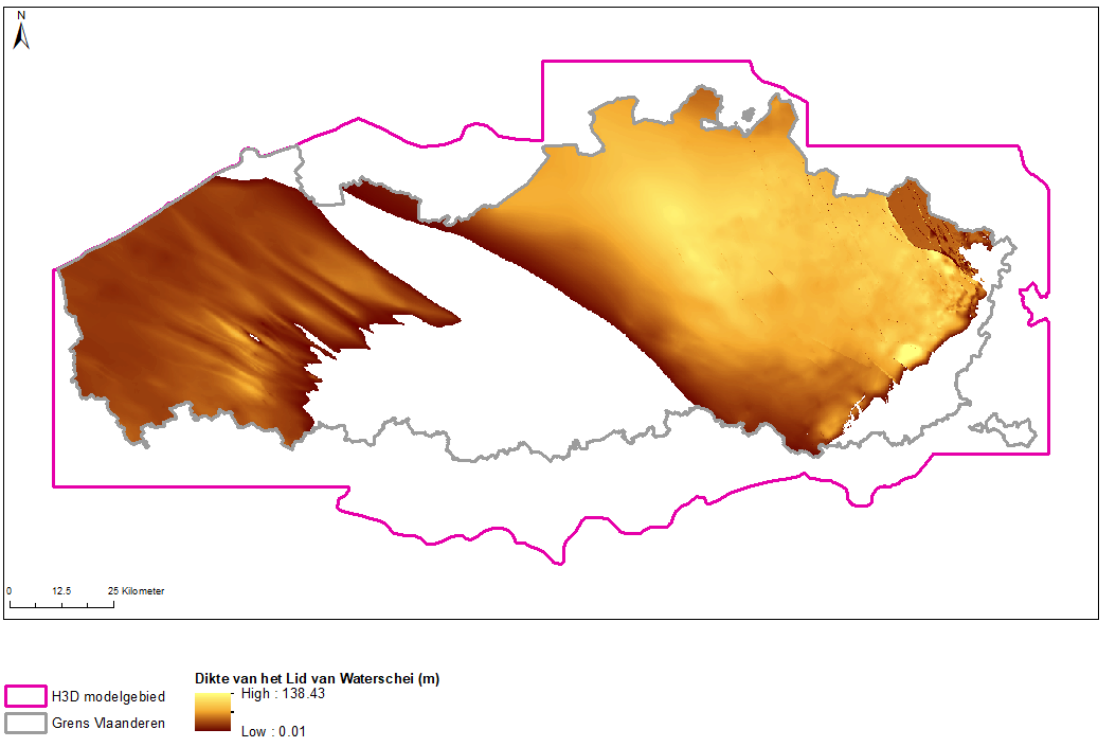


Dikte van de leden van Chercq, Lincent en Halen

Bijlage G1.41.3 Lid van Waterschei

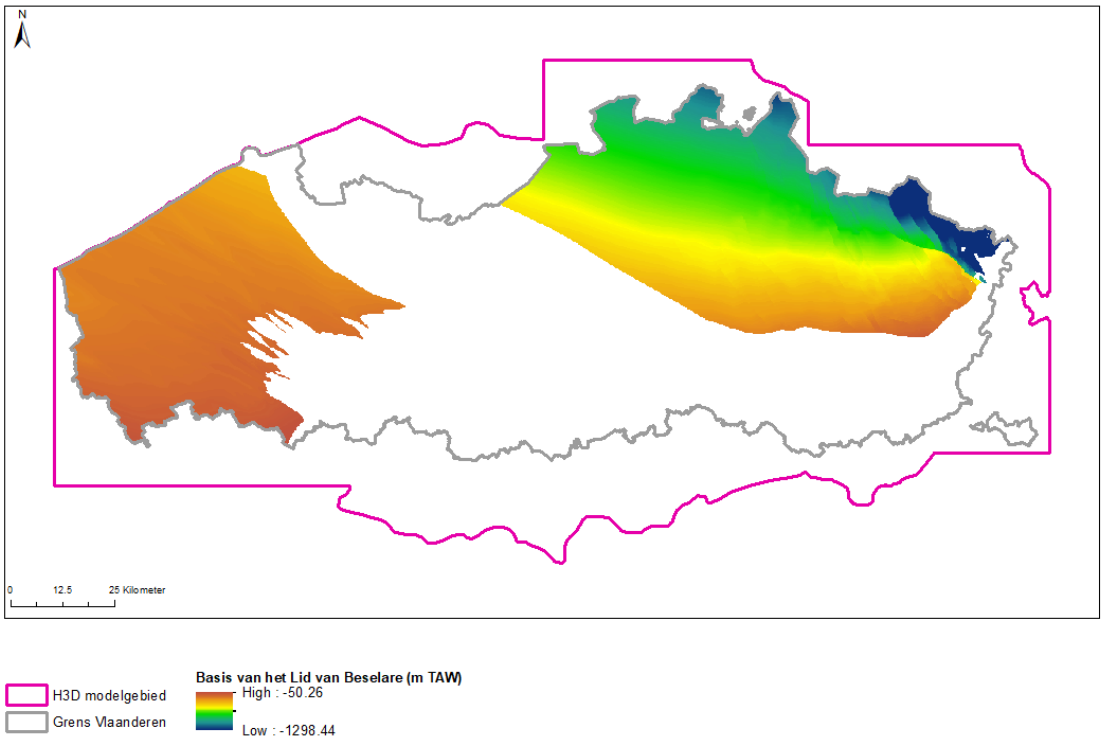


Basis van het Lid van Waterschei

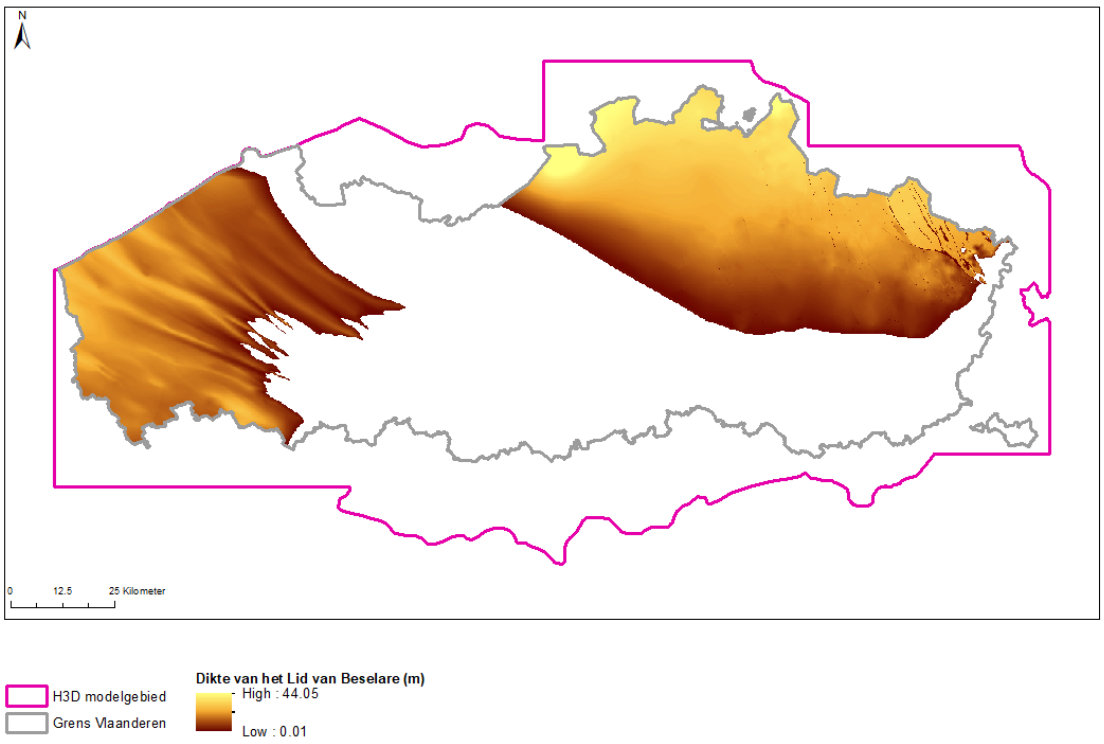


Dikte van het Lid van Waterschei

Bijlage G1.41.4 Lid van Beselare

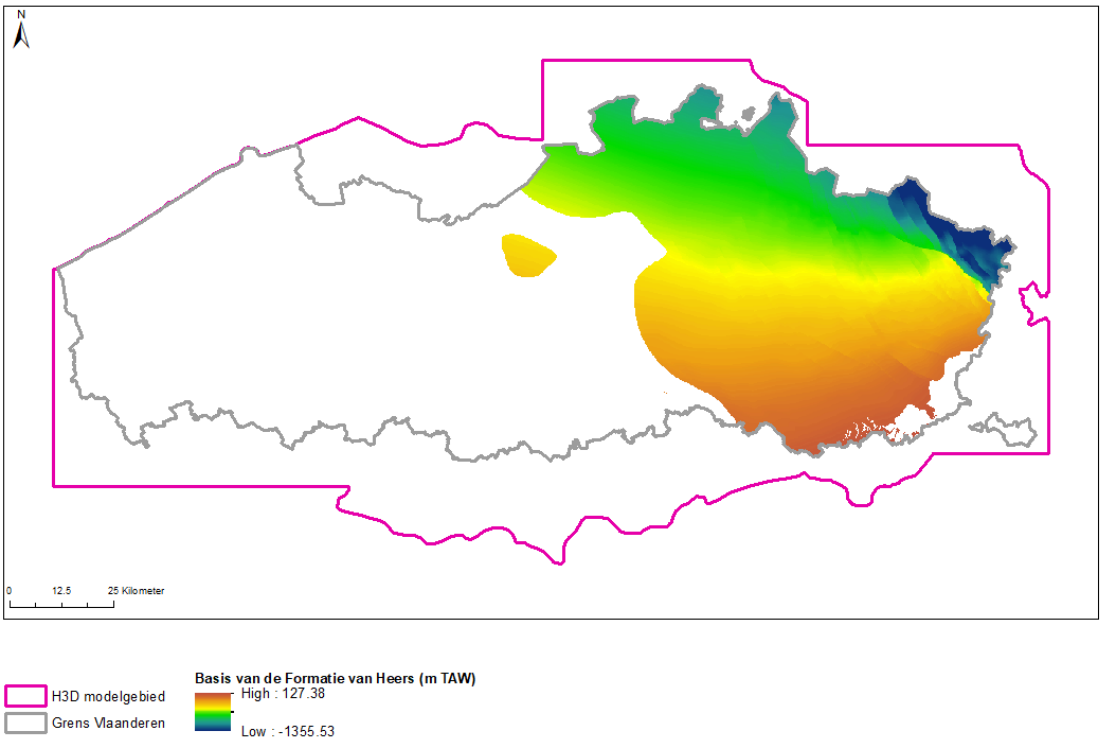


Basis van het Lid van Beselare

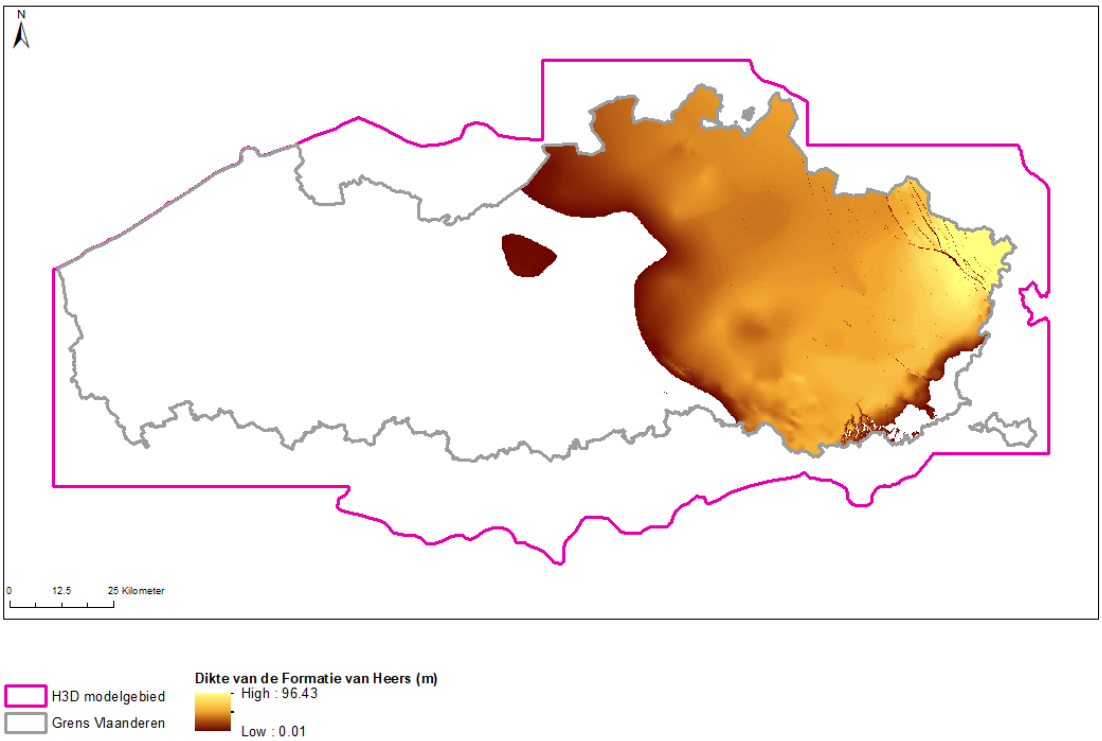


Dikte van het Lid van Beselare

Bijlage G1.42 Formatie van Heers

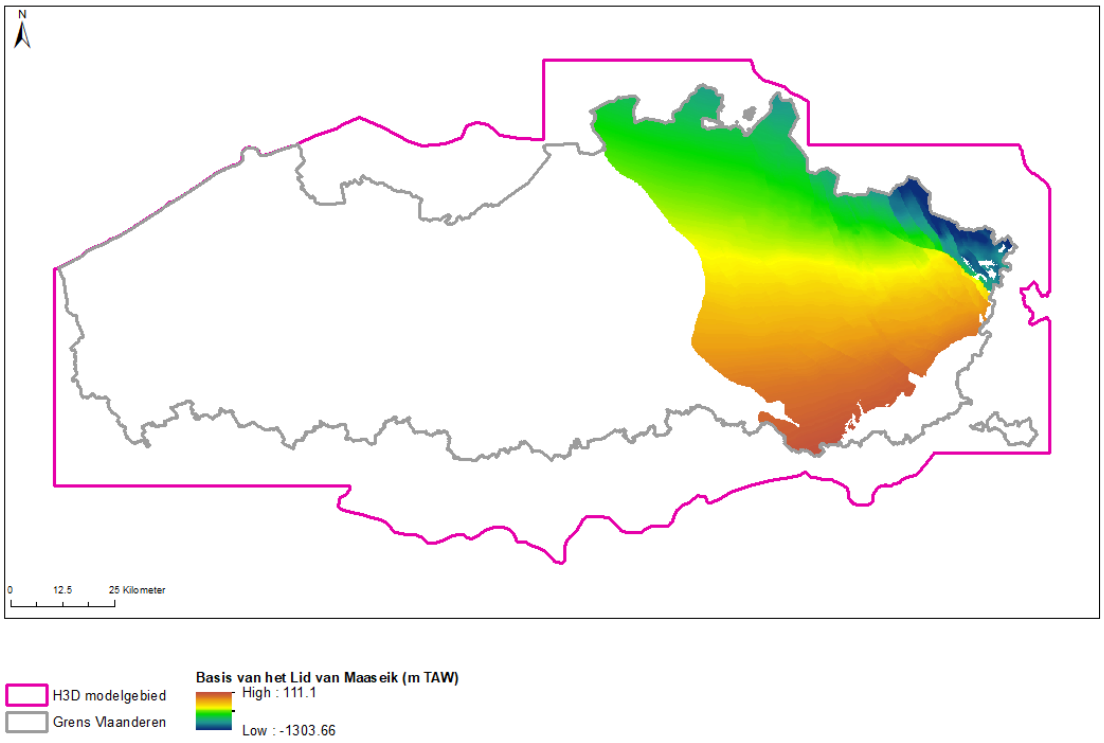


Basis van de Formatie van Heers

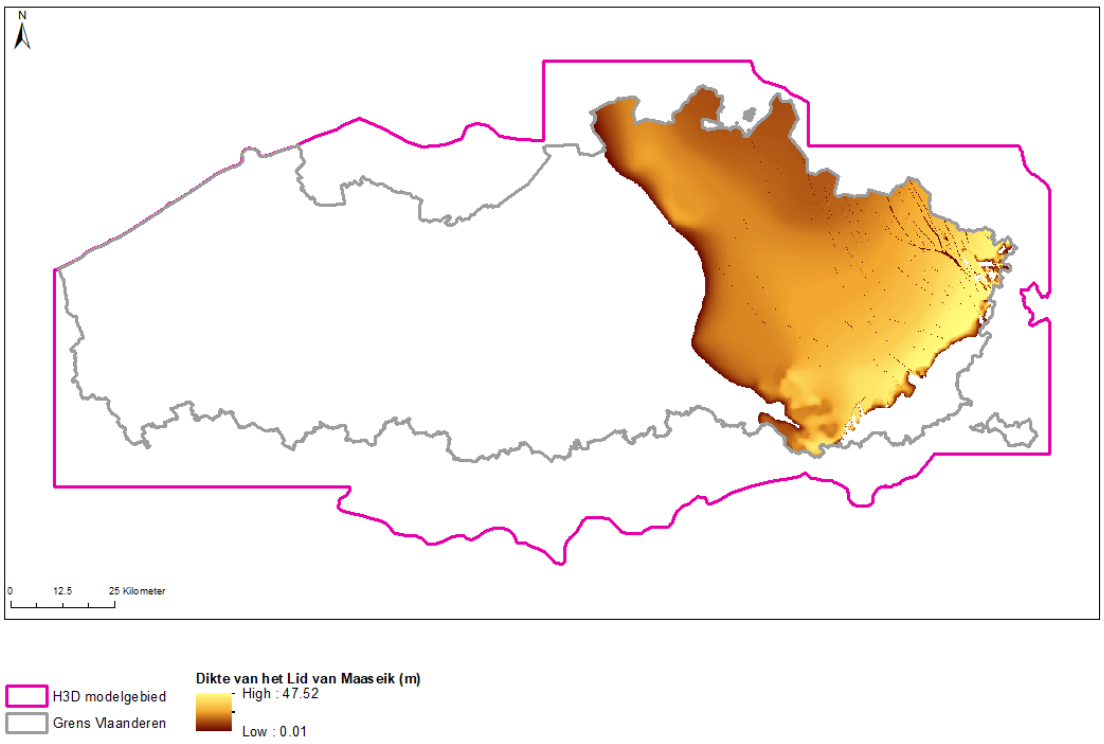


Dikte van de Formatie van Heers

Bijlage G1.42.1 Lid van Maaseik

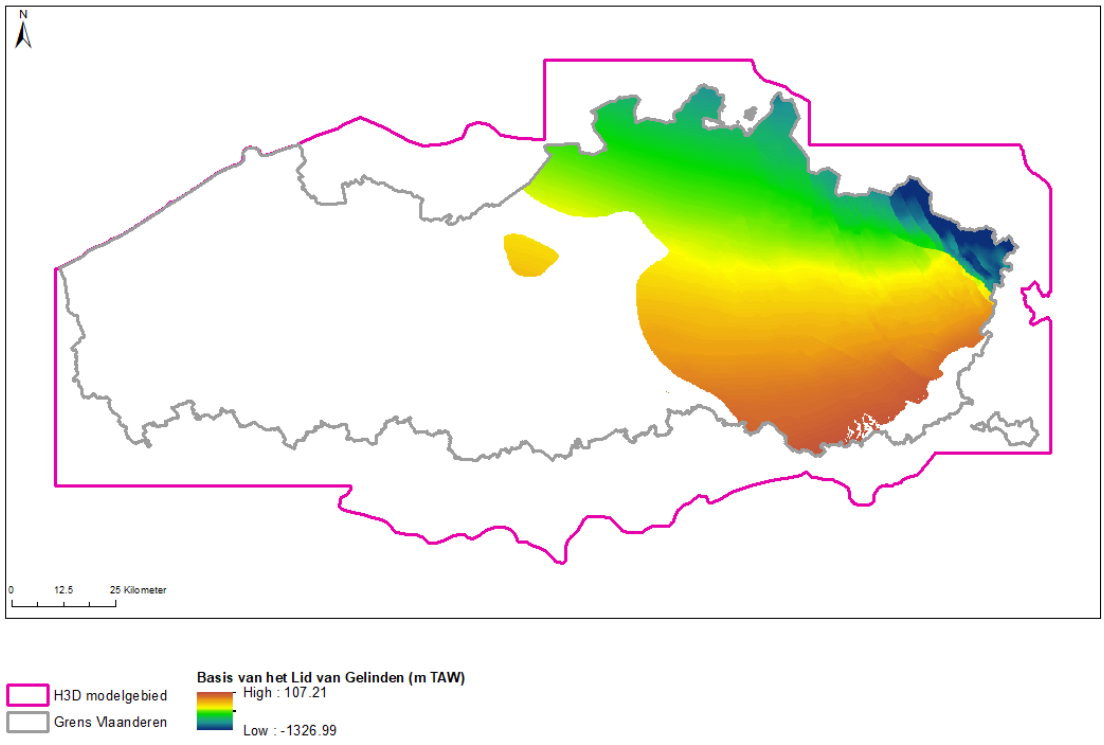


Basis van het Lid van Maaseik

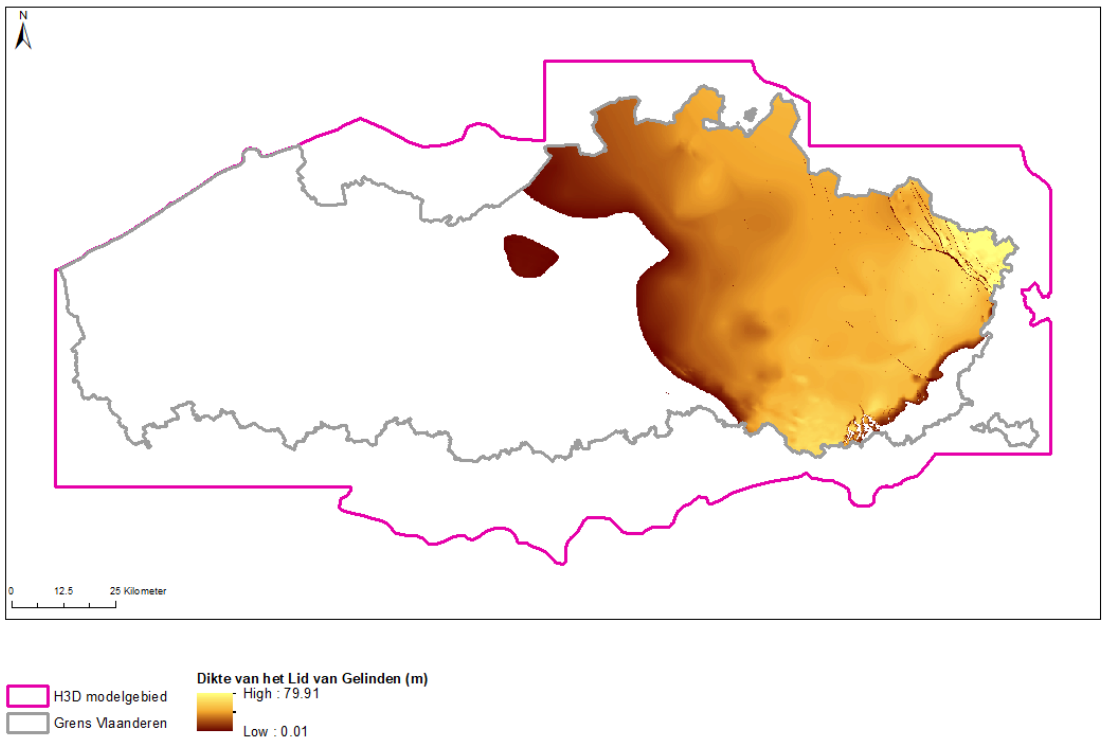


Dikte van het Lid van Maaseik

Bijlage G1.42.2 Lid van Gelinden

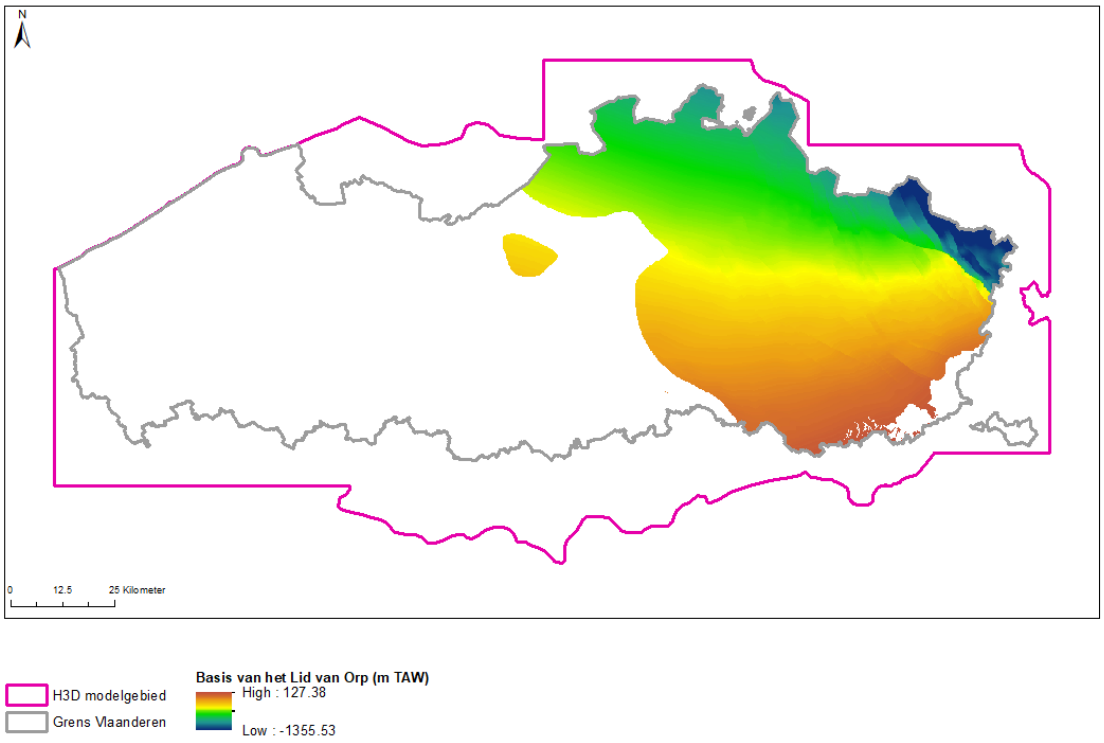


Basis van het Lid van Gelinden

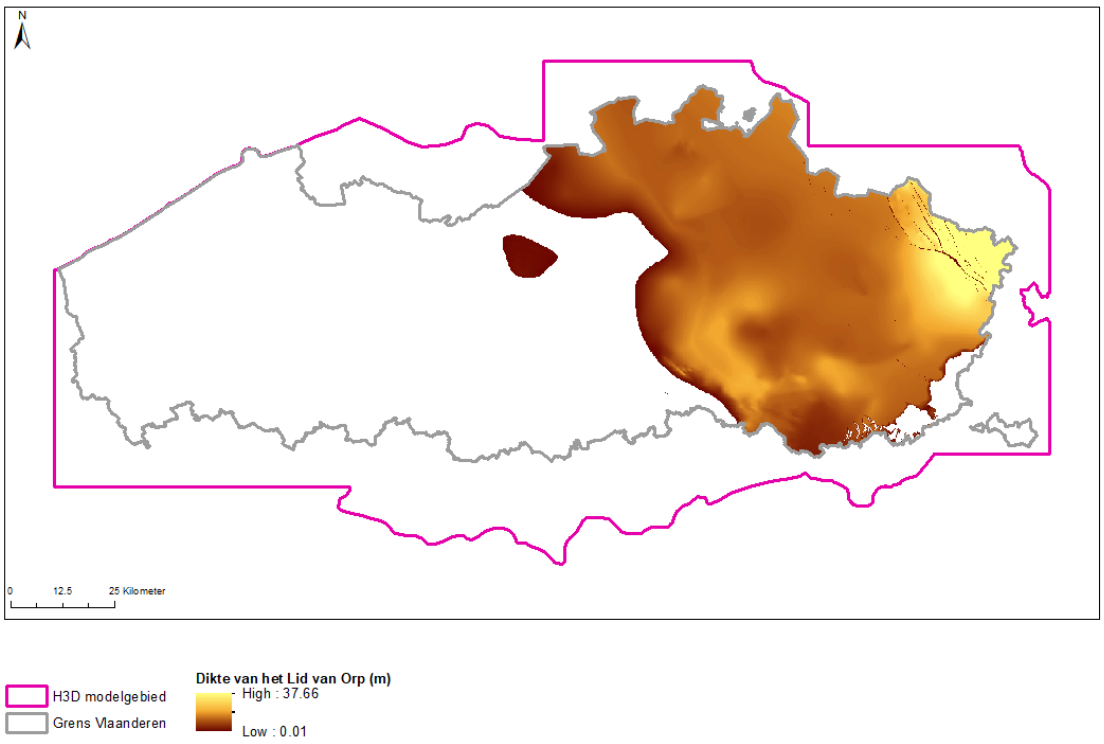


Dikte van het Lid van Gelinden

Bijlage G1.42.3 Lid van Orp

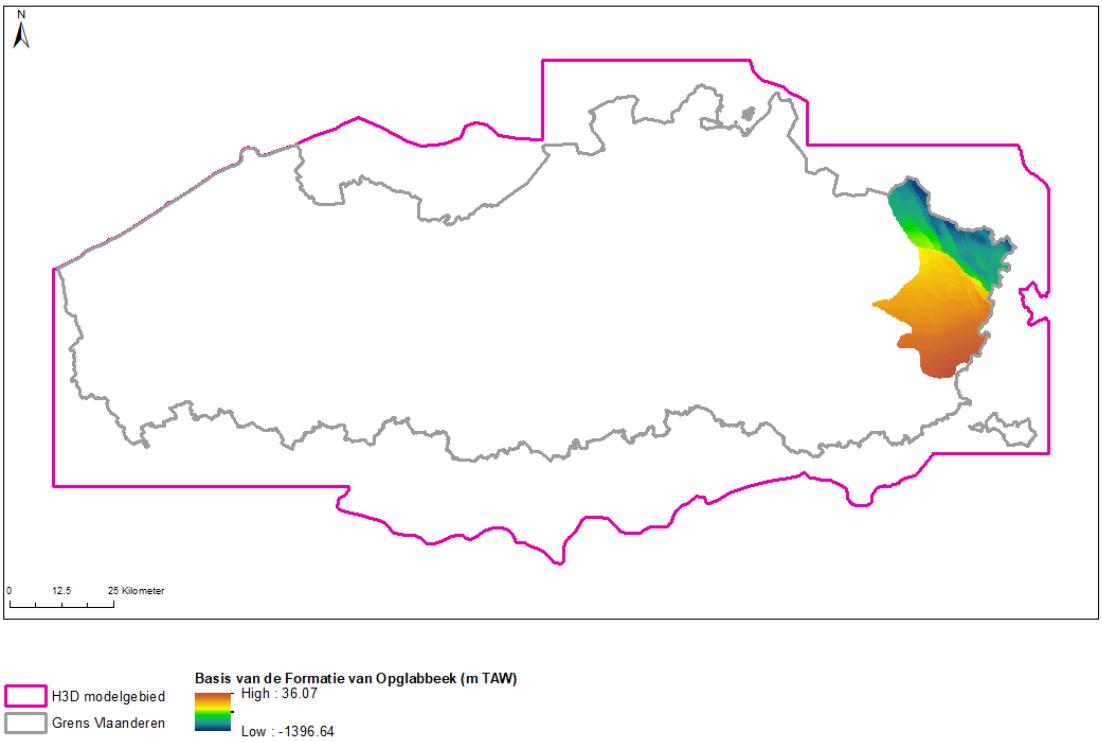


Basis van het Lid van Orp

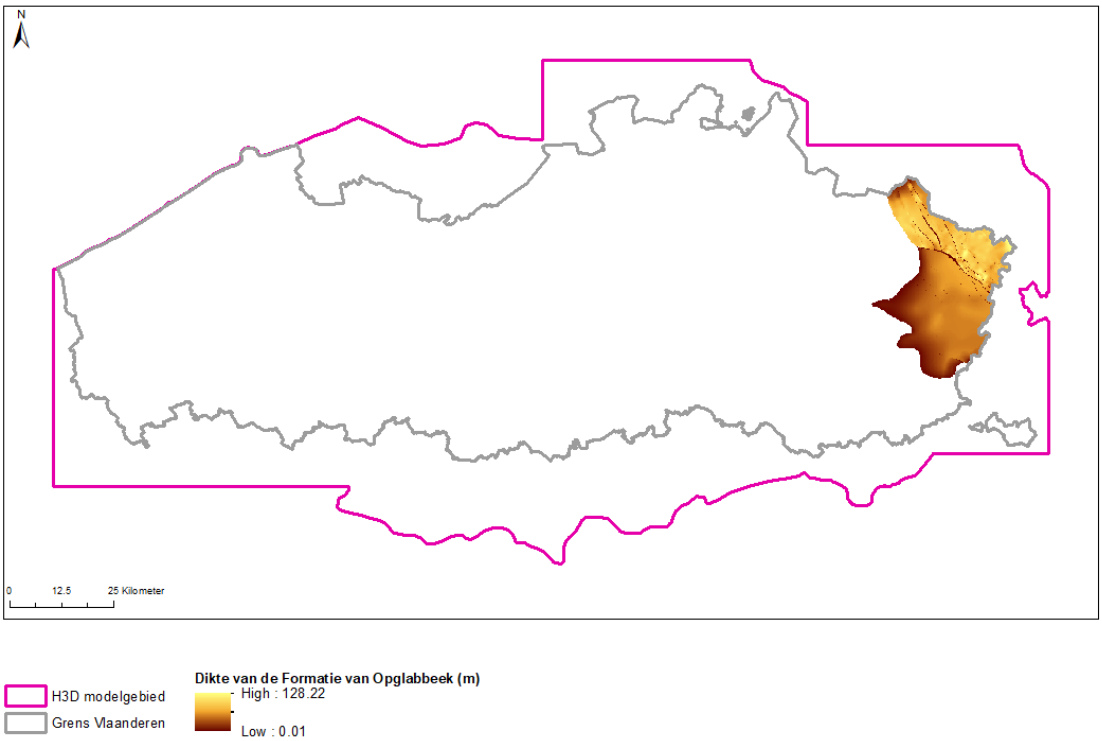


Dikte van het Lid van Orp

Bijlage G1.43 Formatie van Opglabbeek

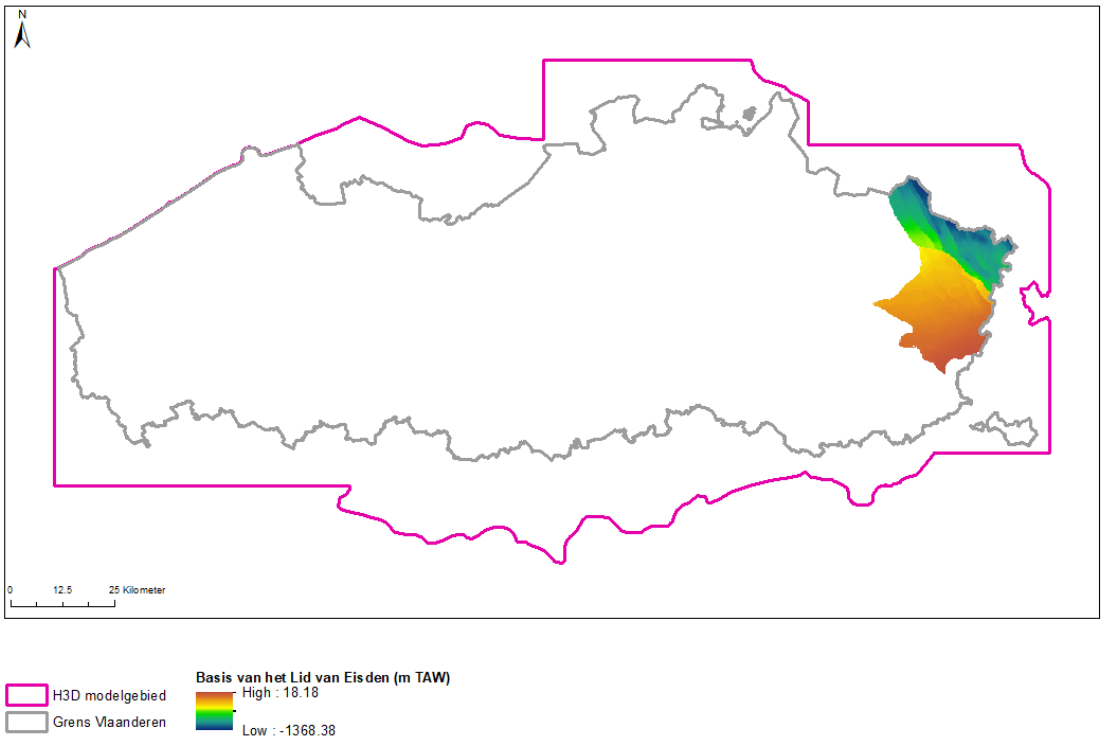


Basis van de Formatie van Opglabbeek

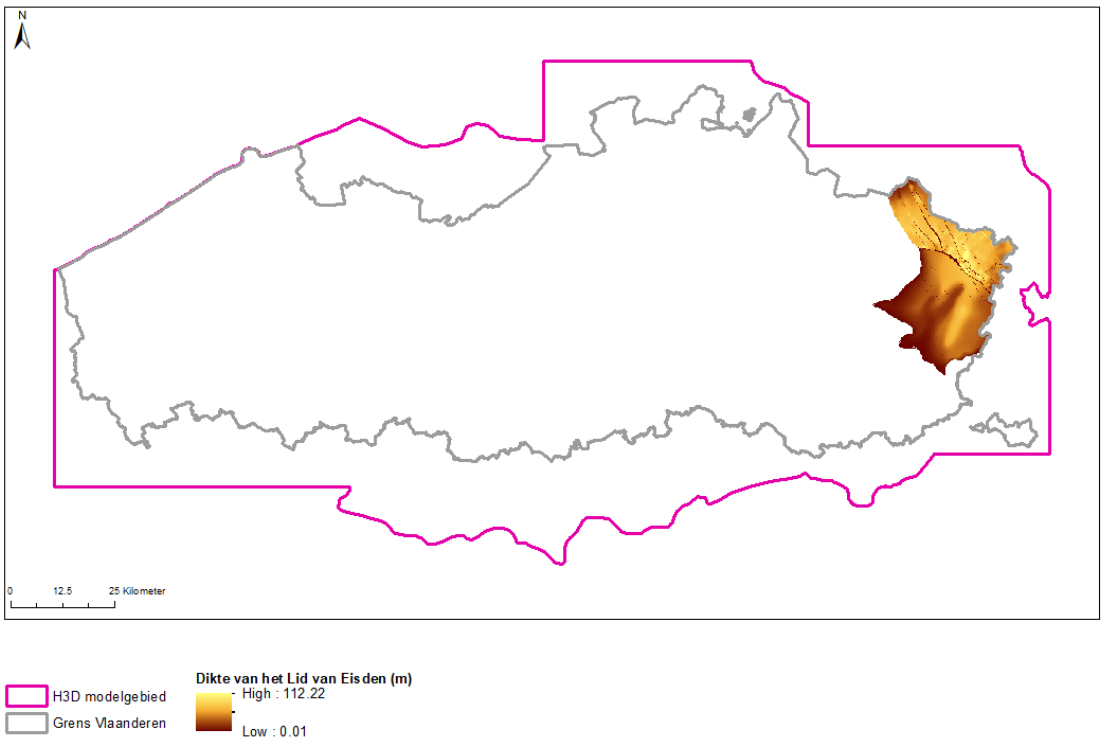


Dikte van de Formatie van Opglabbeek

Bijlage G1.43.1 Lid van Eisden

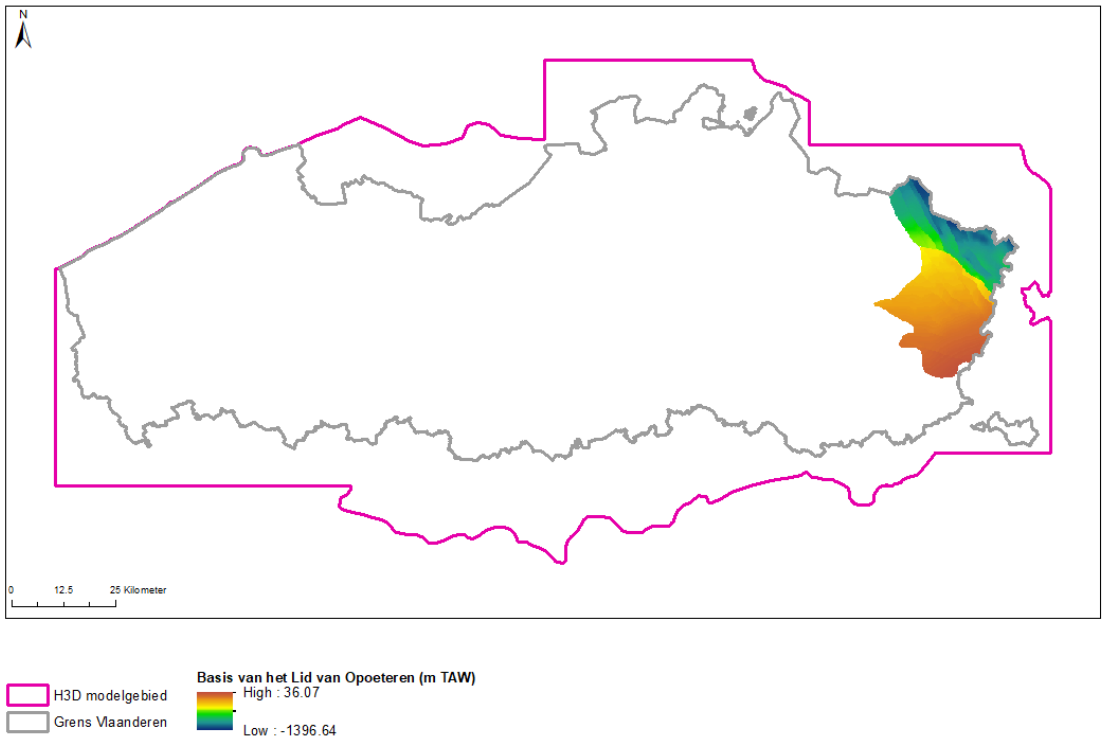


Basis van het Lid van Eisden

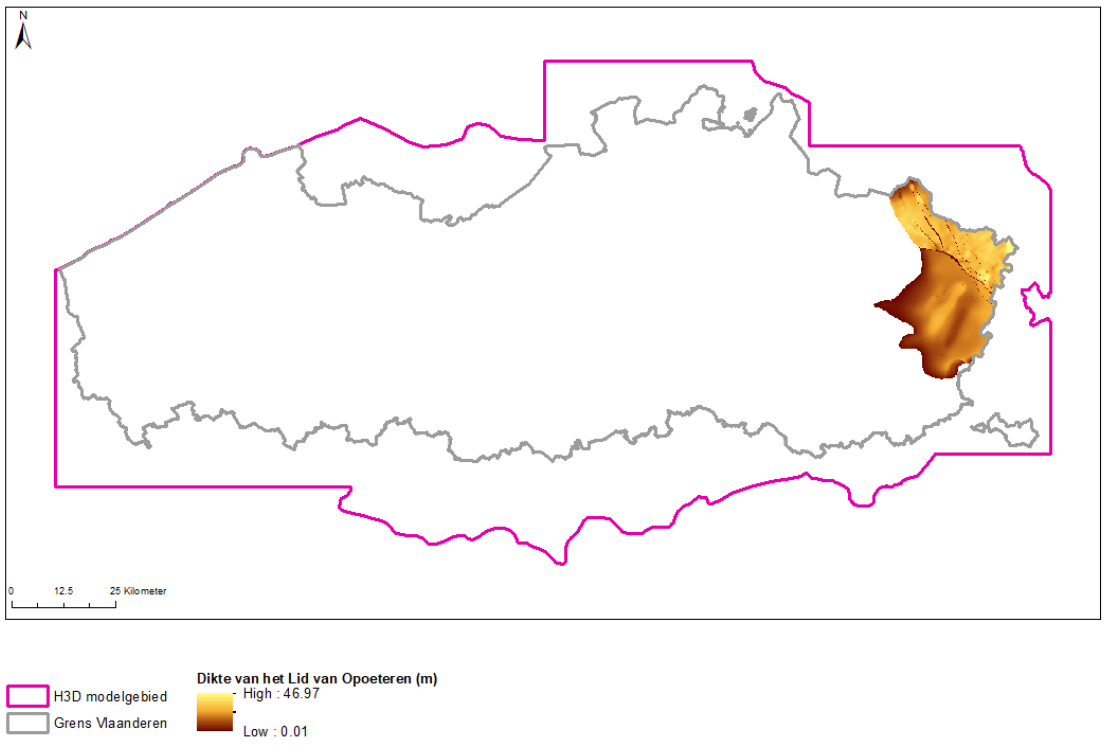


Dikte van het Lid van Eisden

Bijlage G1.43.2 Lid van Opoeteren

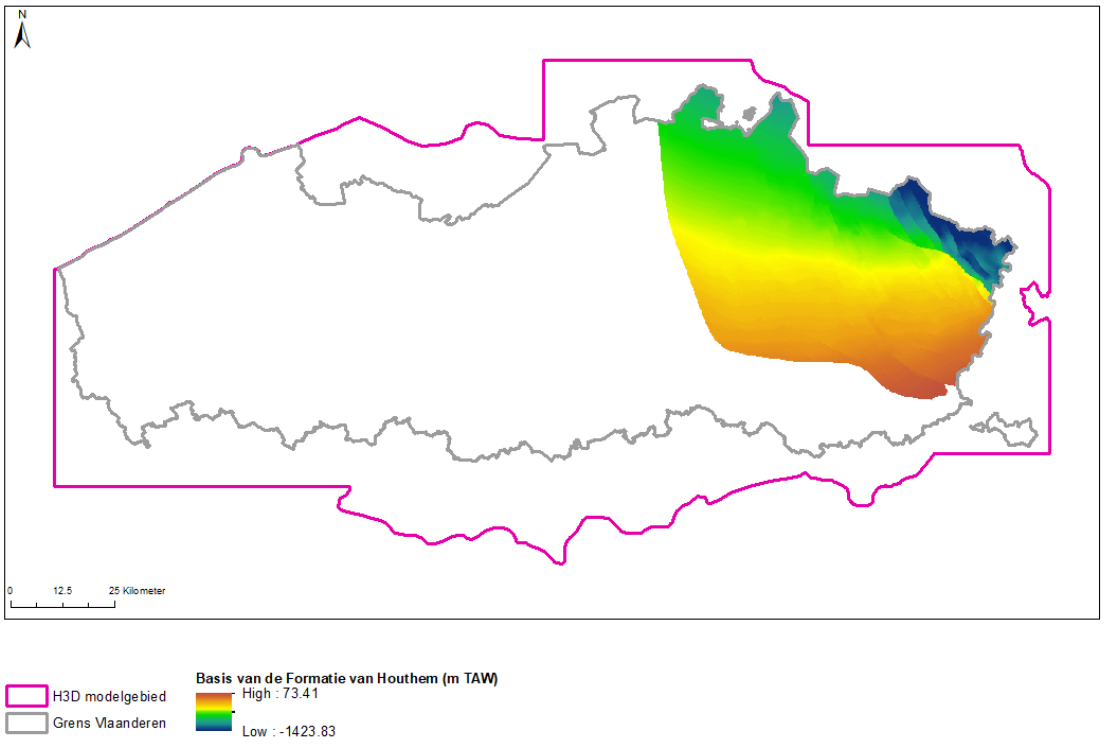


Basis van het Lid van Opoeteren

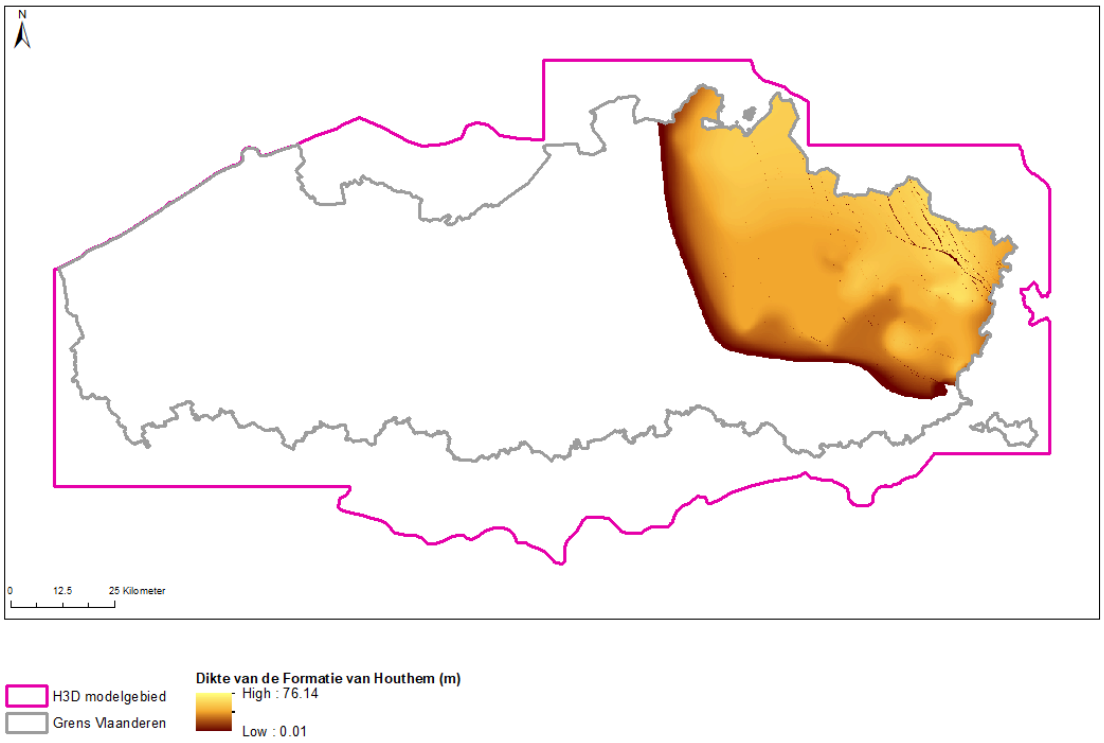


Dikte van het Lid van Opoeteren

Bijlage G1.44 Formatie van Houthem

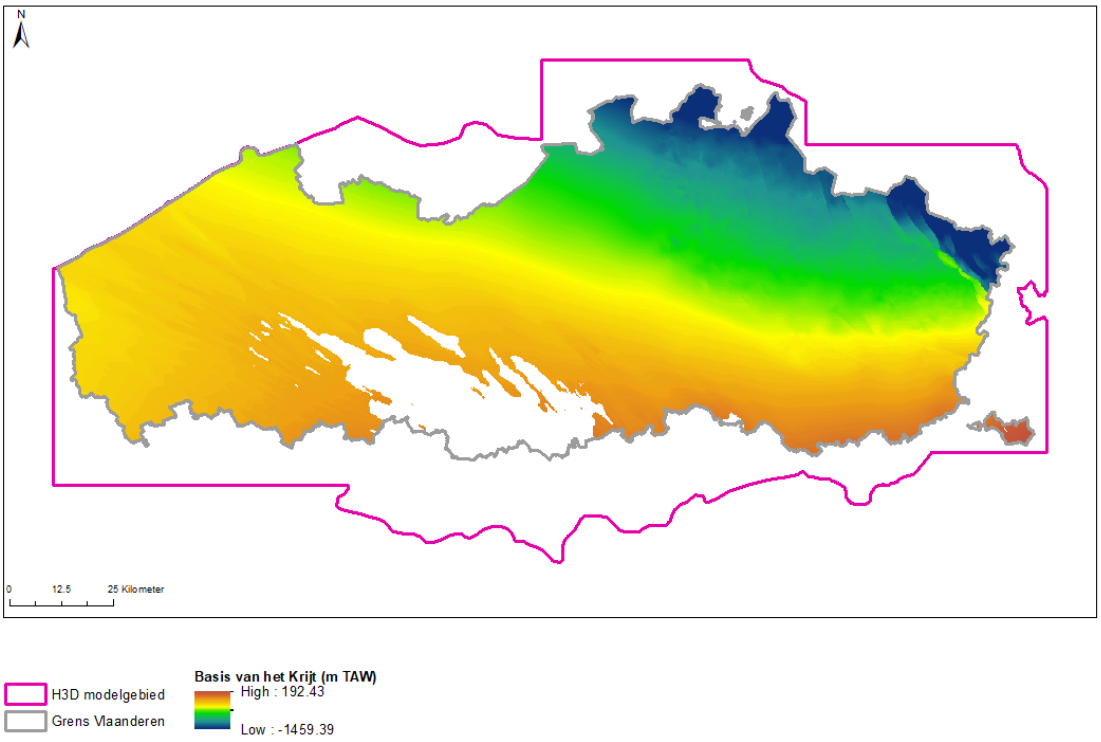


Basis van de Formatie van Houthem

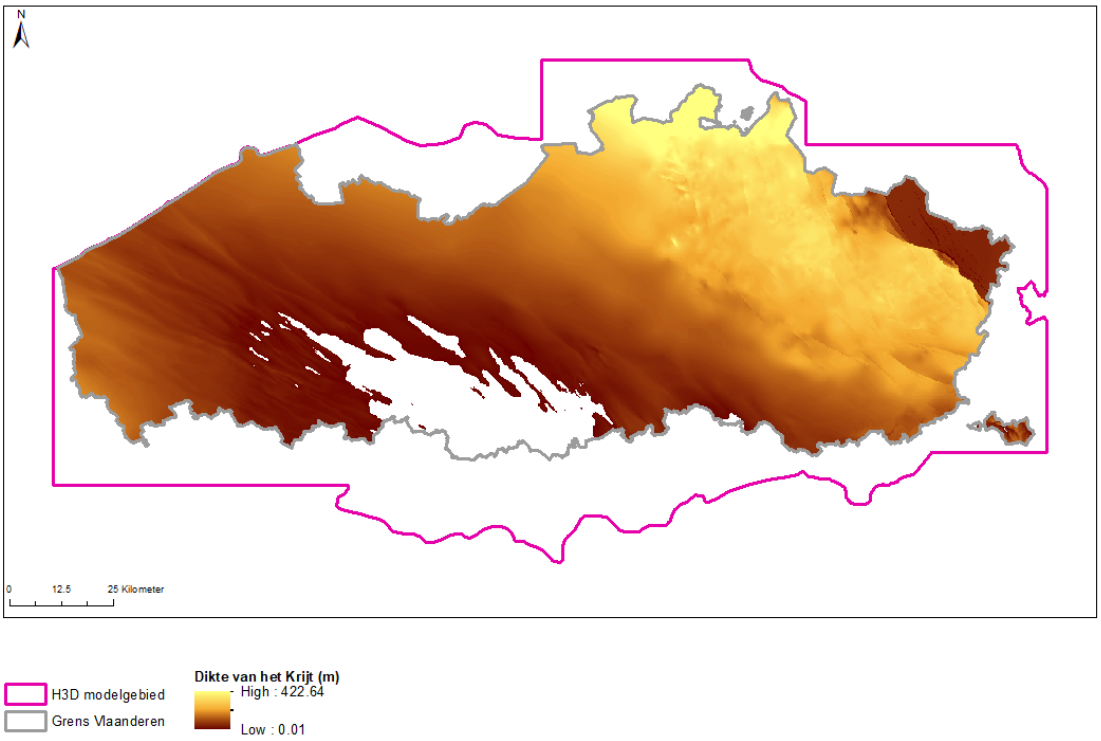


Dikte van de Formatie van Houthem

Bijlage G1.45 Krijt

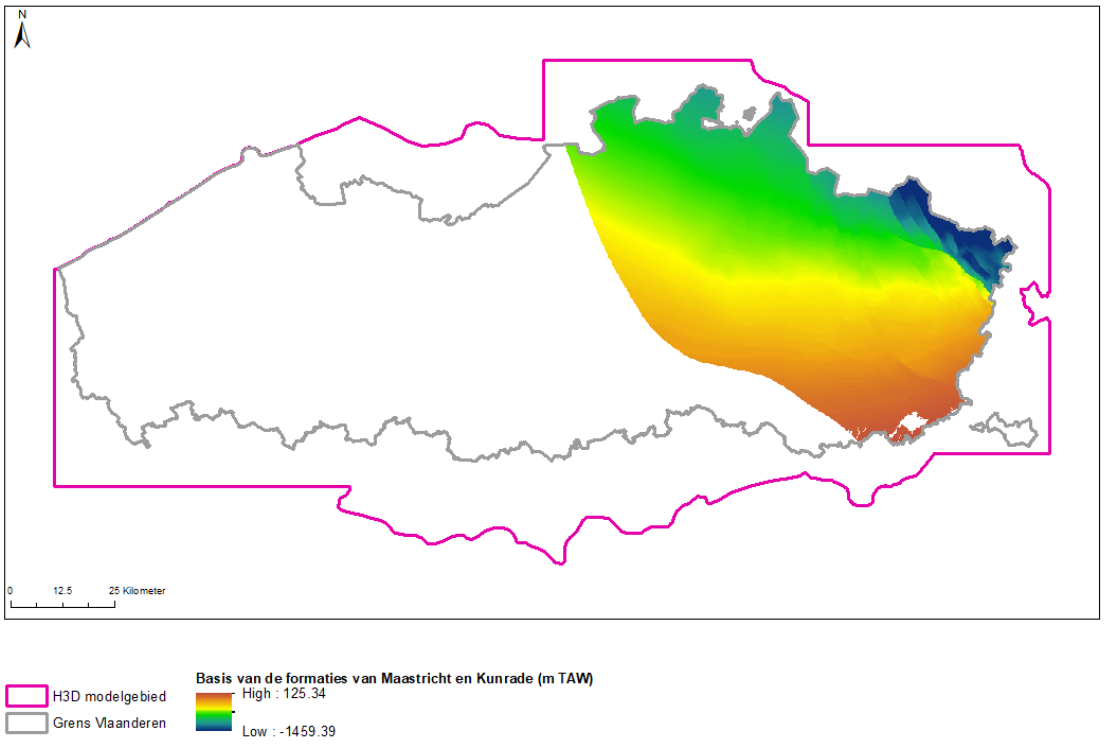


Basis van het Krijt

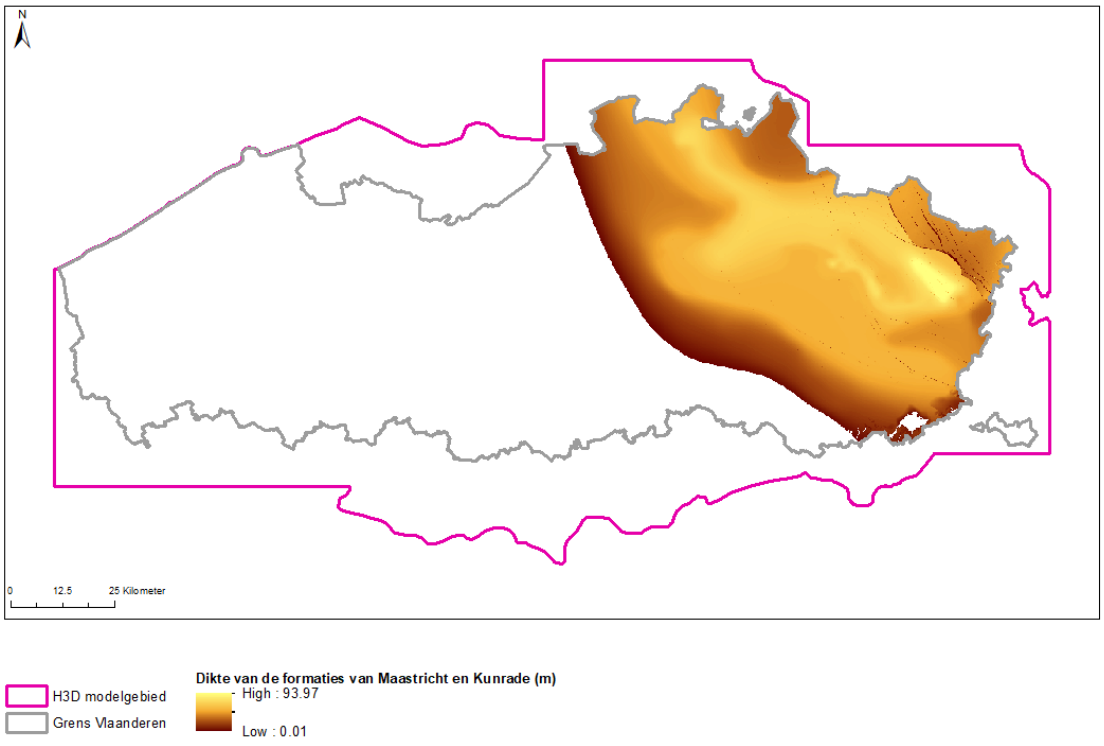


Dikte van het Krijt

Bijlage G1.46 Formaties van Maastricht en Kunrade

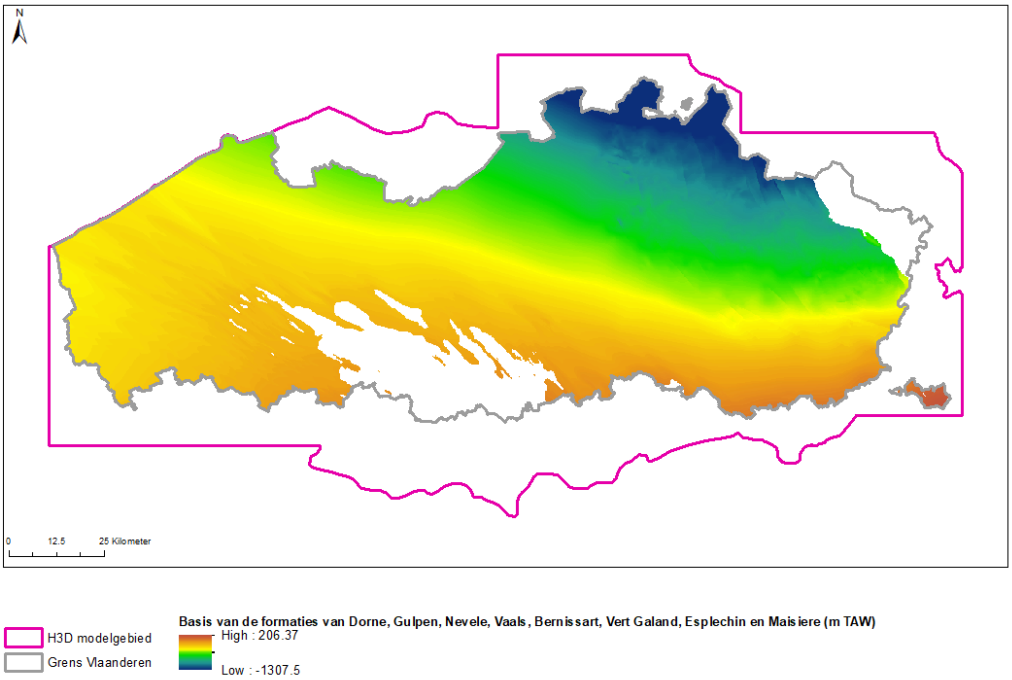


Basis van de formaties van Maastricht en Kunrade

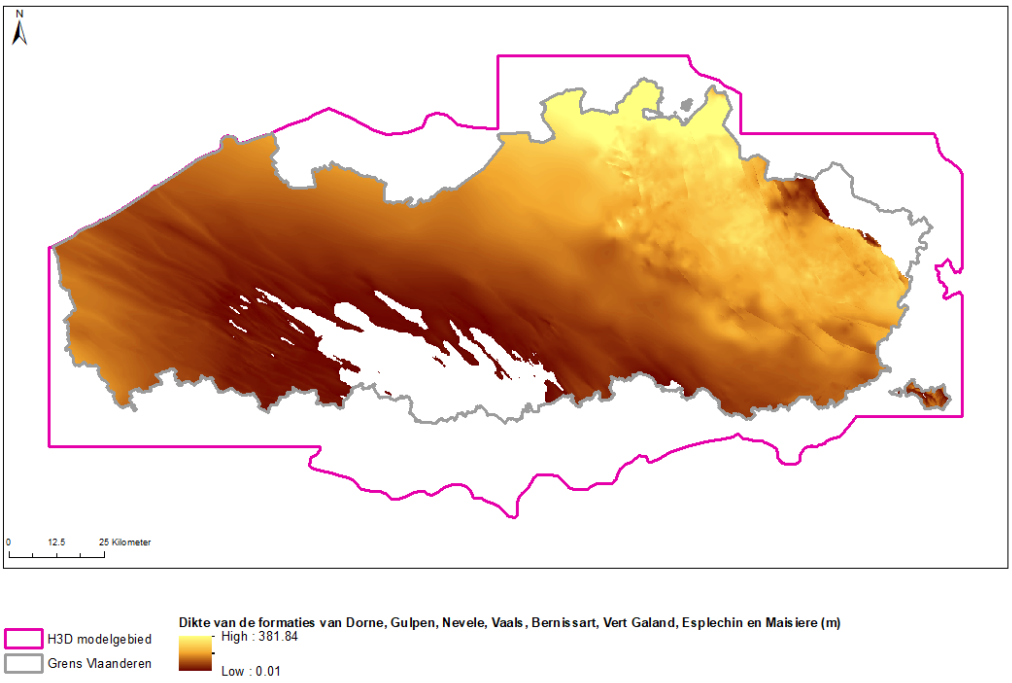


Dikte van de formaties van Maastricht en Kunrade

Bijlage G1.47 Formaties van Dorne, Gulpen, Nevele, Vaals, Bernissart, Vert Galand, Esplechin en Maisière

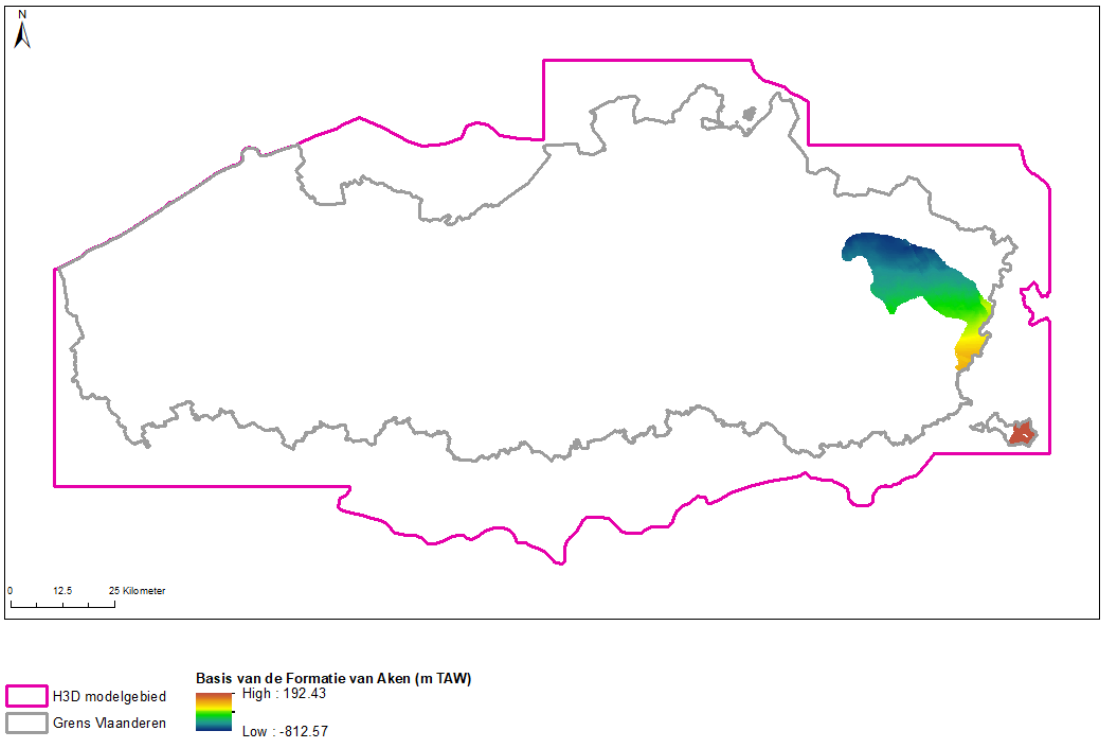


Basis van de formaties van Dorne, Gulpen, Nevele, Vaals, Bernissart, Vert Galand, Esplechin en Maisière

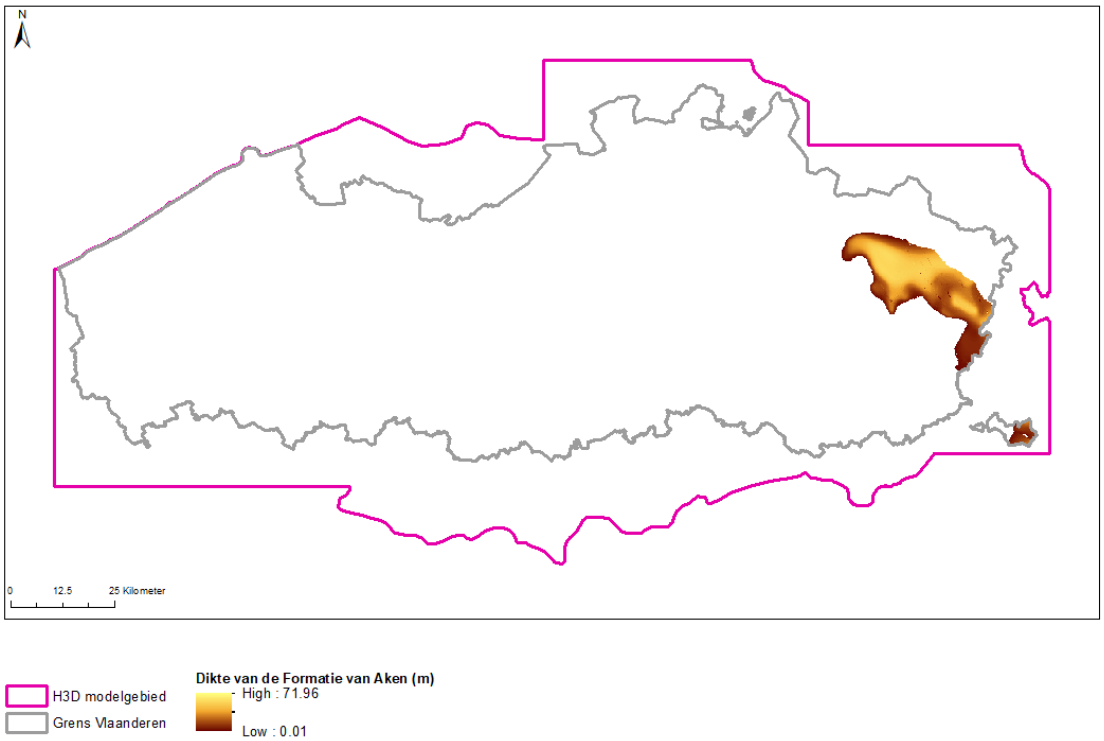


Dikte van de formaties van Dorne, Gulpen, Nevele, Vaals, Bernissart, Vert Galand, Esplechin en Maisière

Bijlage G1.48 Formatie van Aken

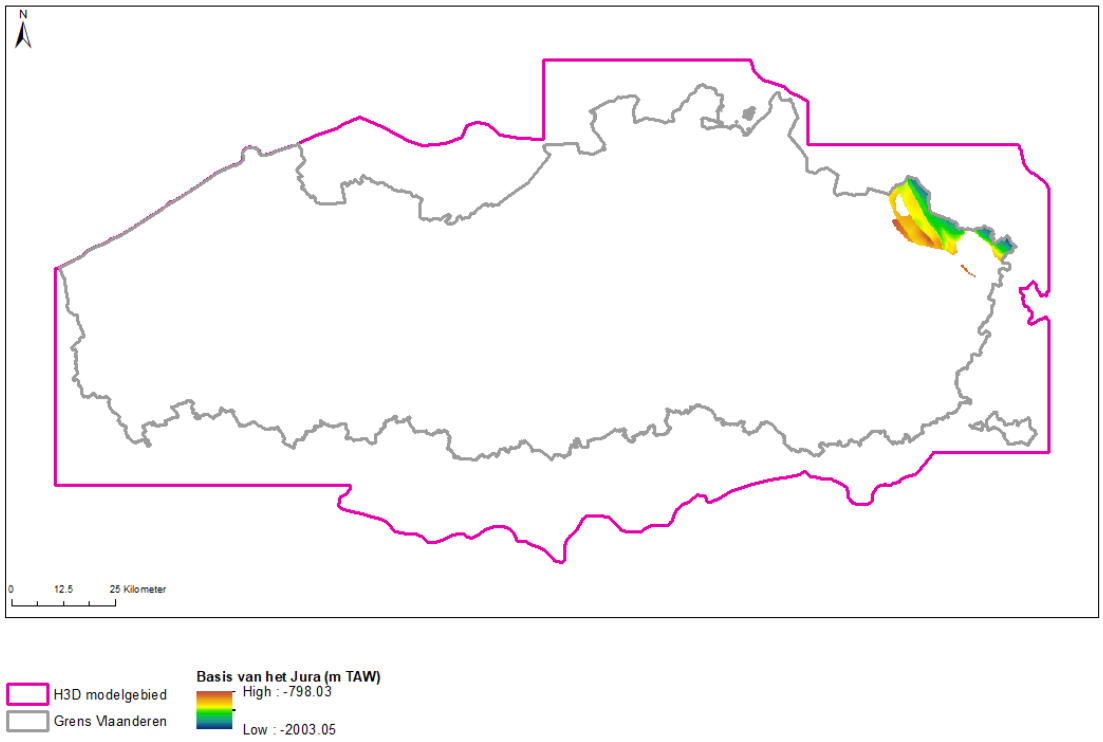


Basis van de Formatie van Aken

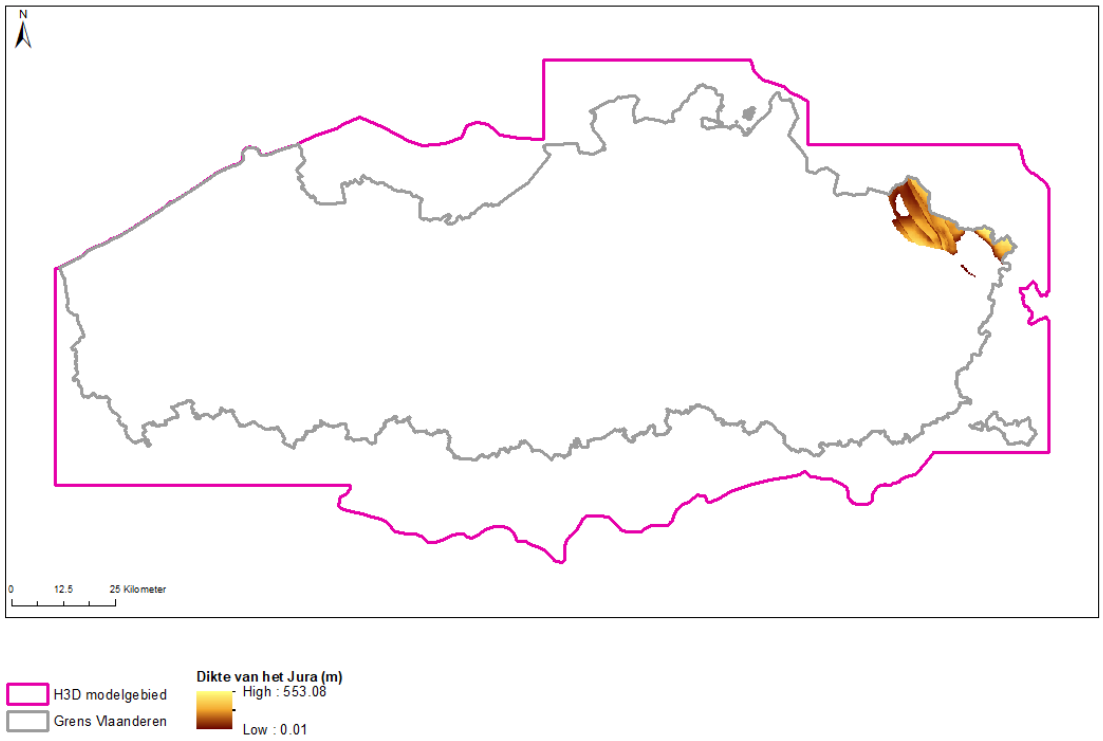


Dikte van de Formatie van Aken

Bijlage G1.49 Jura

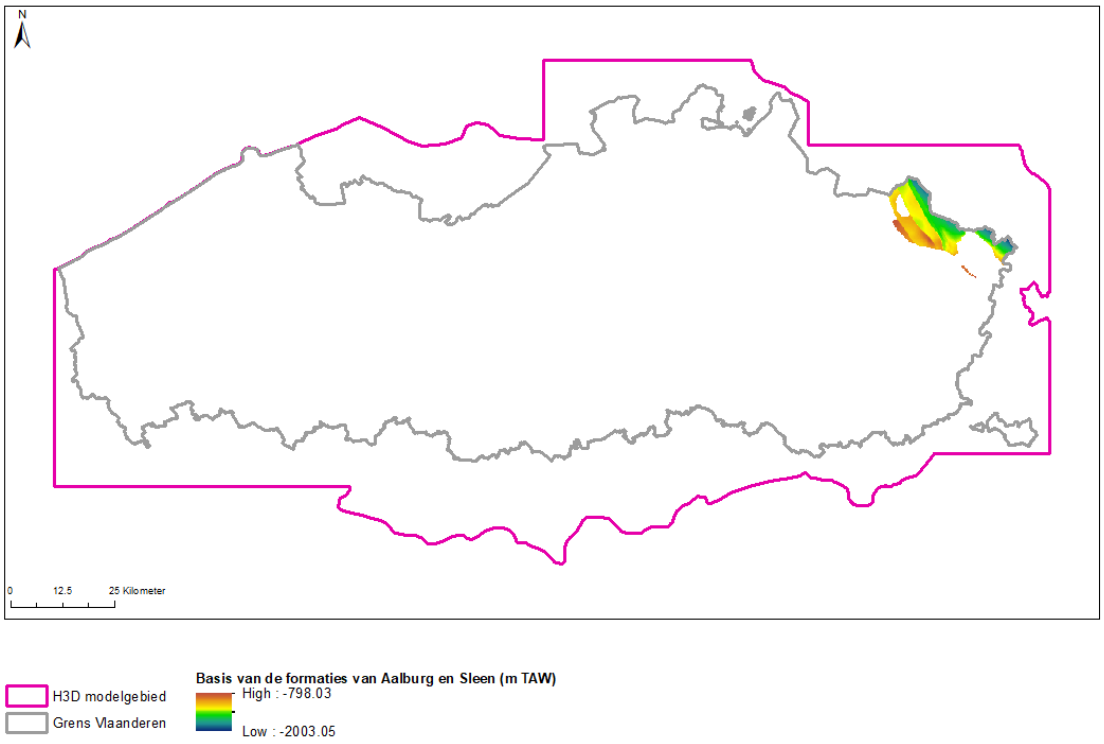


Basis van het Jura



Dikte van het Jura

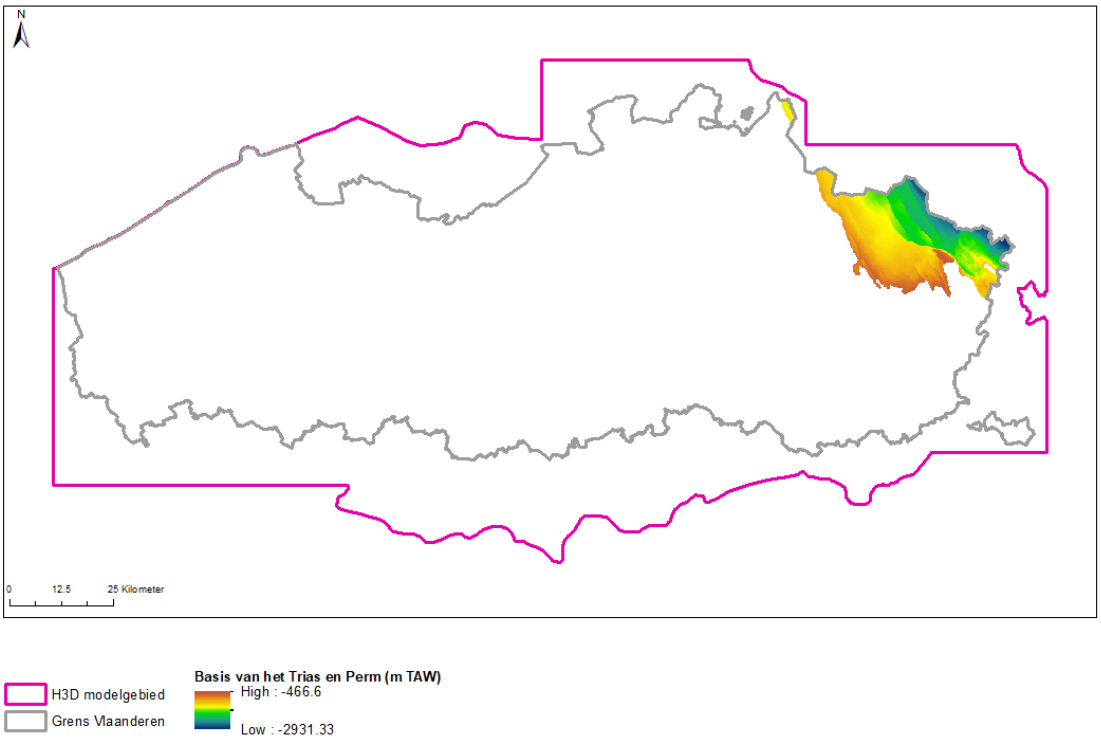
Bijlage G1.50 Formaties van Aalburg en Sleen



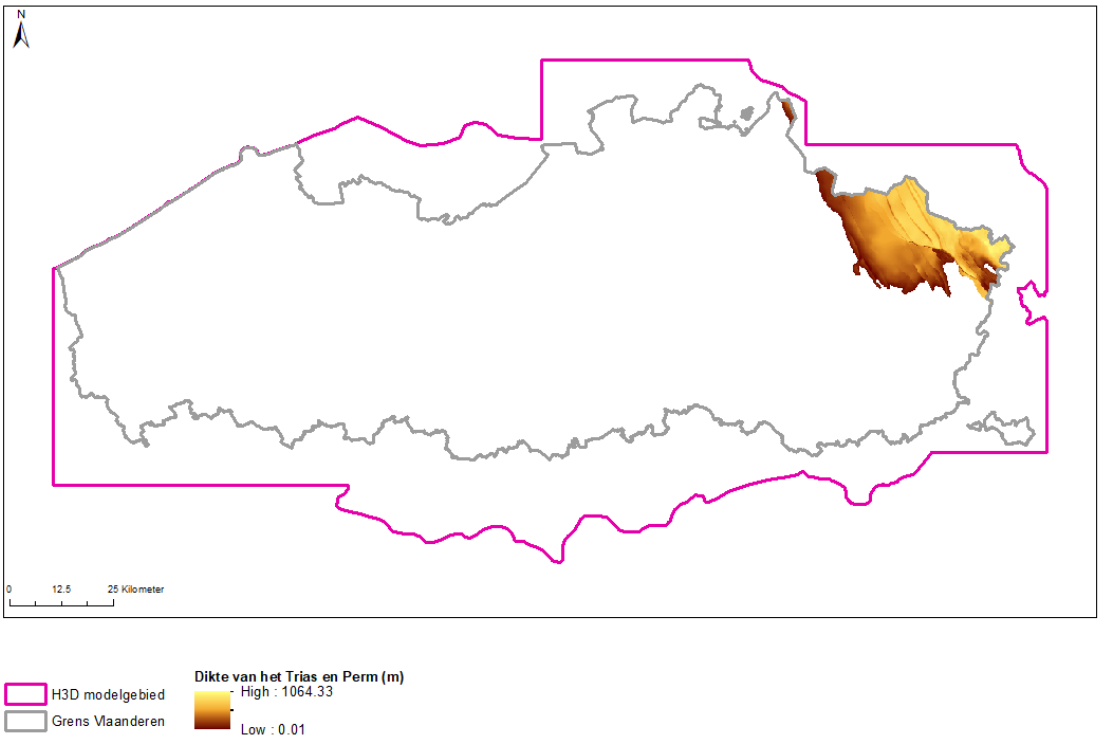
Basis van de formaties van Aalburg en Sleen

Dikte van de formaties van Aalburg en Sleen

Bijlage G1.51 Perm en Trias

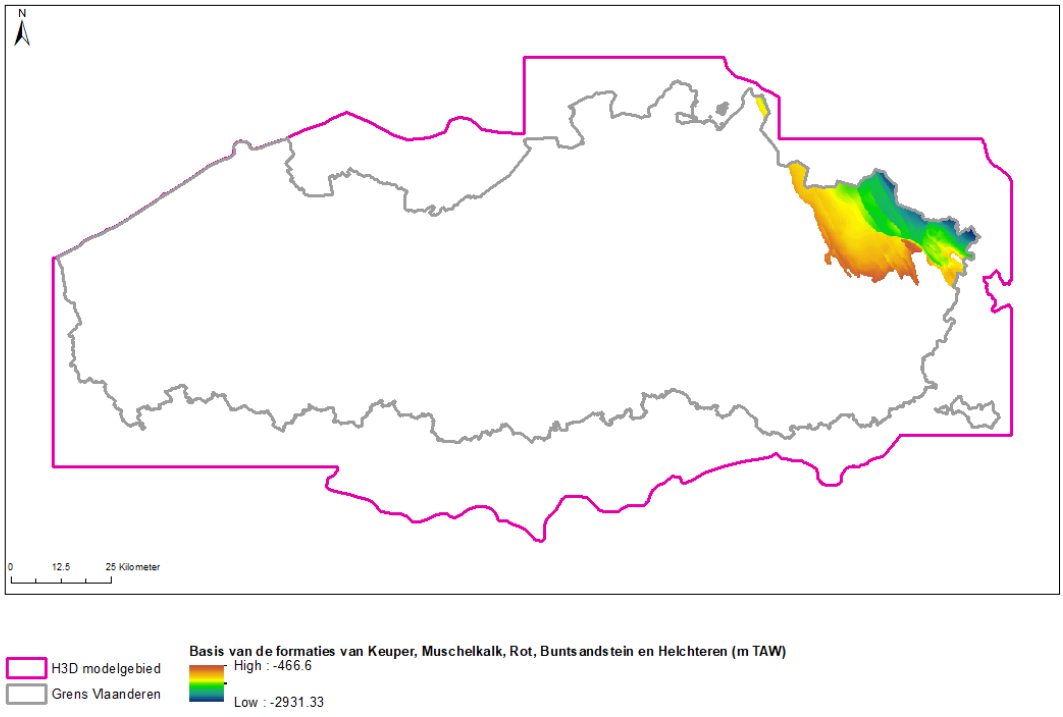


Basis van het Trias en Perm

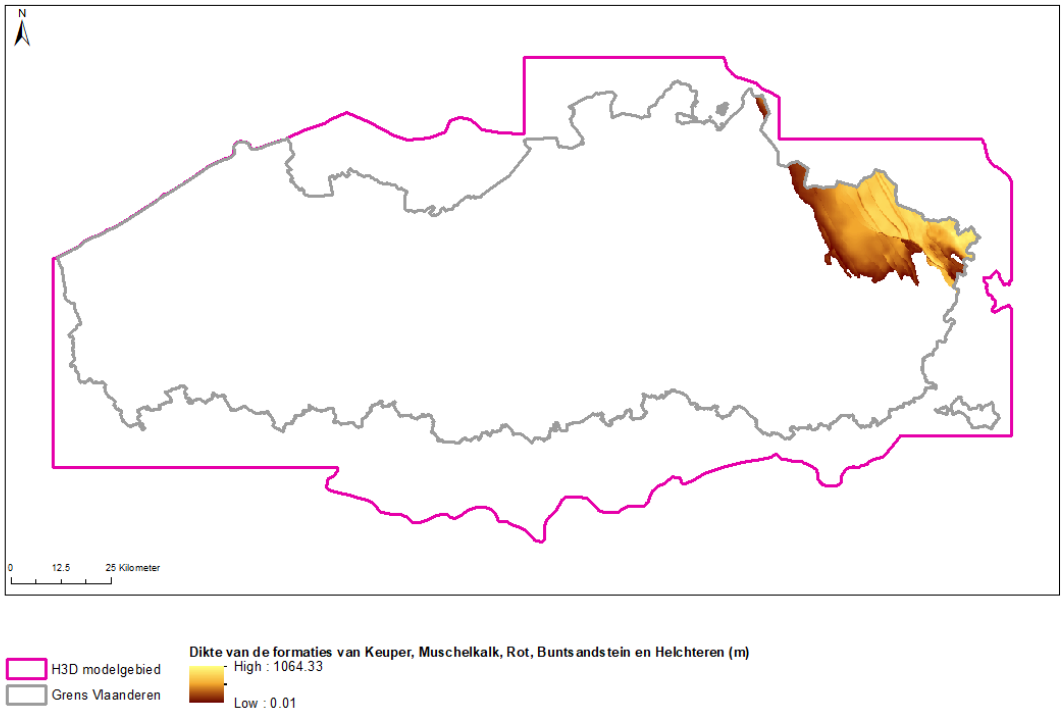


Dikte van het Trias en Perm

Bijlage G1.52 Formaties van Keuper, Muschelkalk, Röt, Buntsandstein en Helchteren

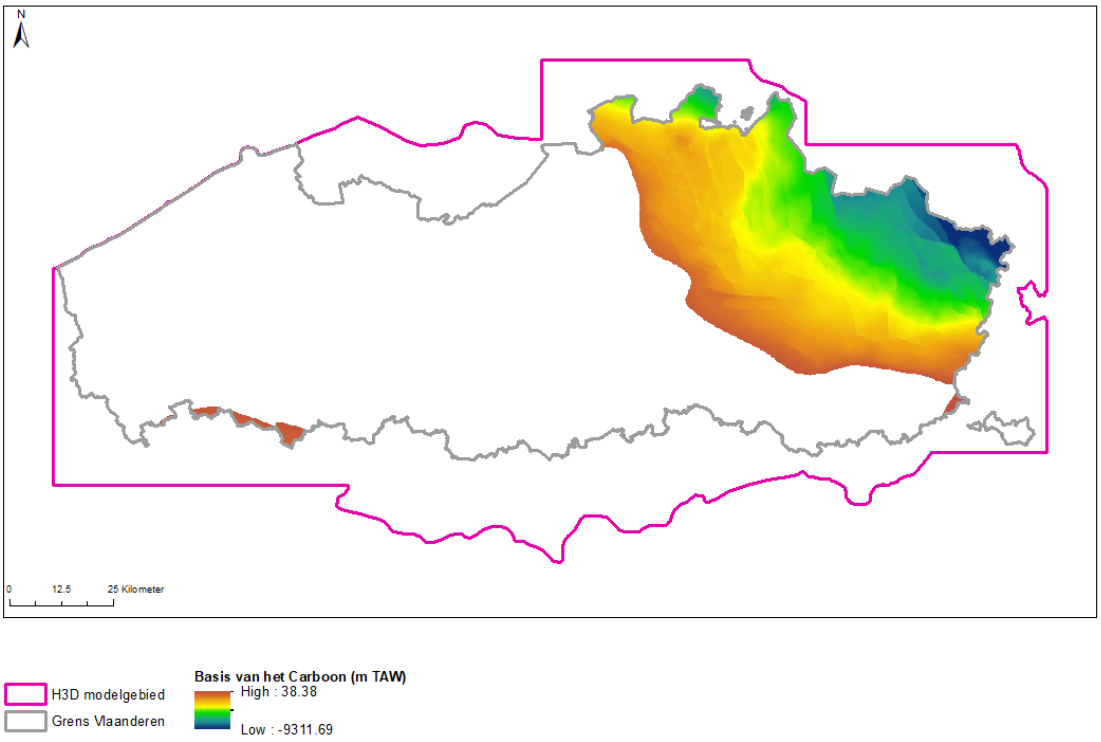


Basis van de formaties van Keuper, Muschelkalk, Röt, Buntsandstein en Helchteren

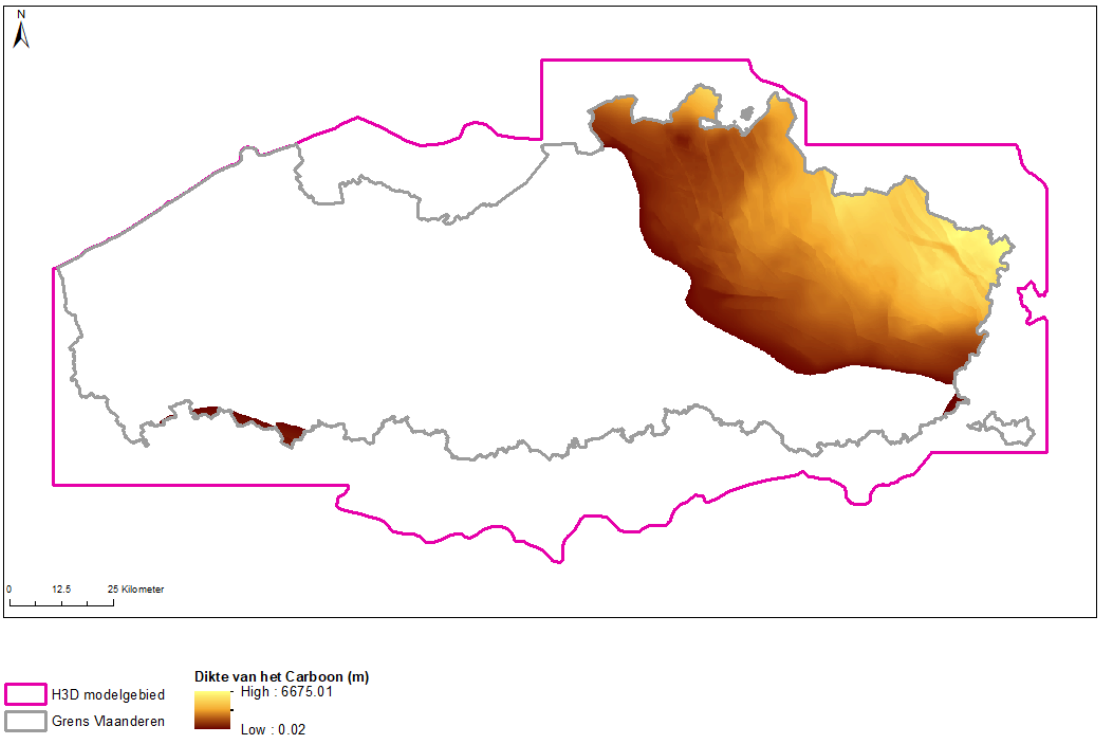


Dikte van de formaties van Keuper, Muschelkalk, Röt, Buntsandstein en Helchteren

Bijlage G1.53 Carboon

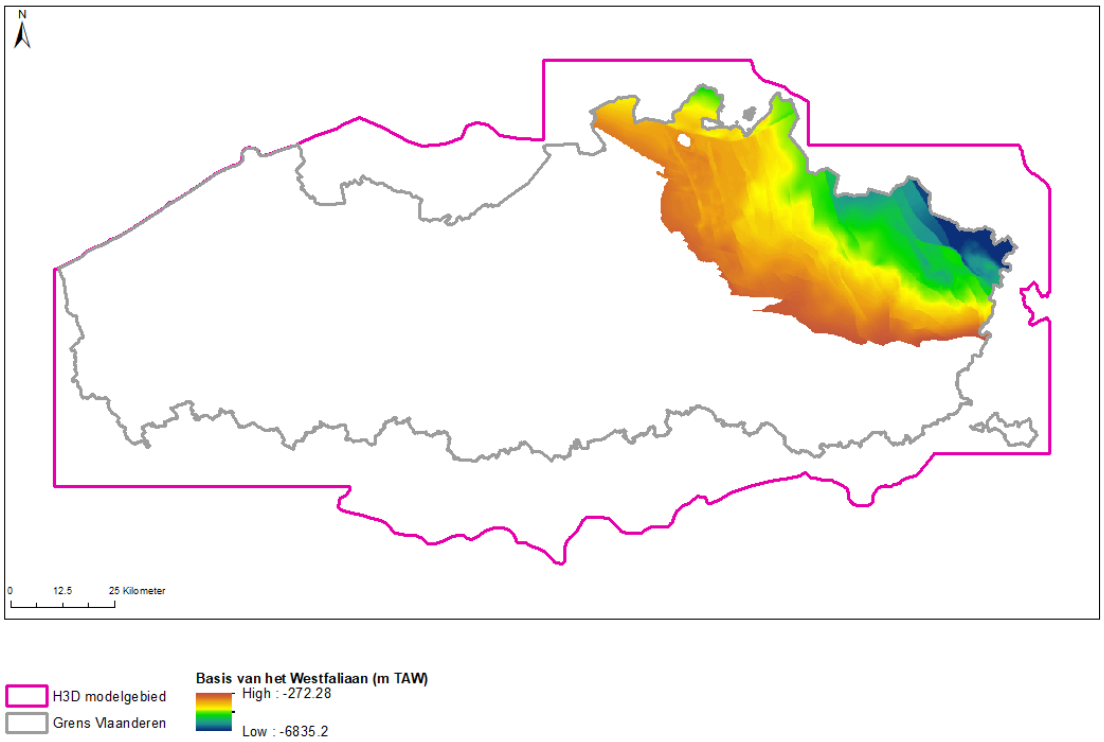


Basis van het Carboon

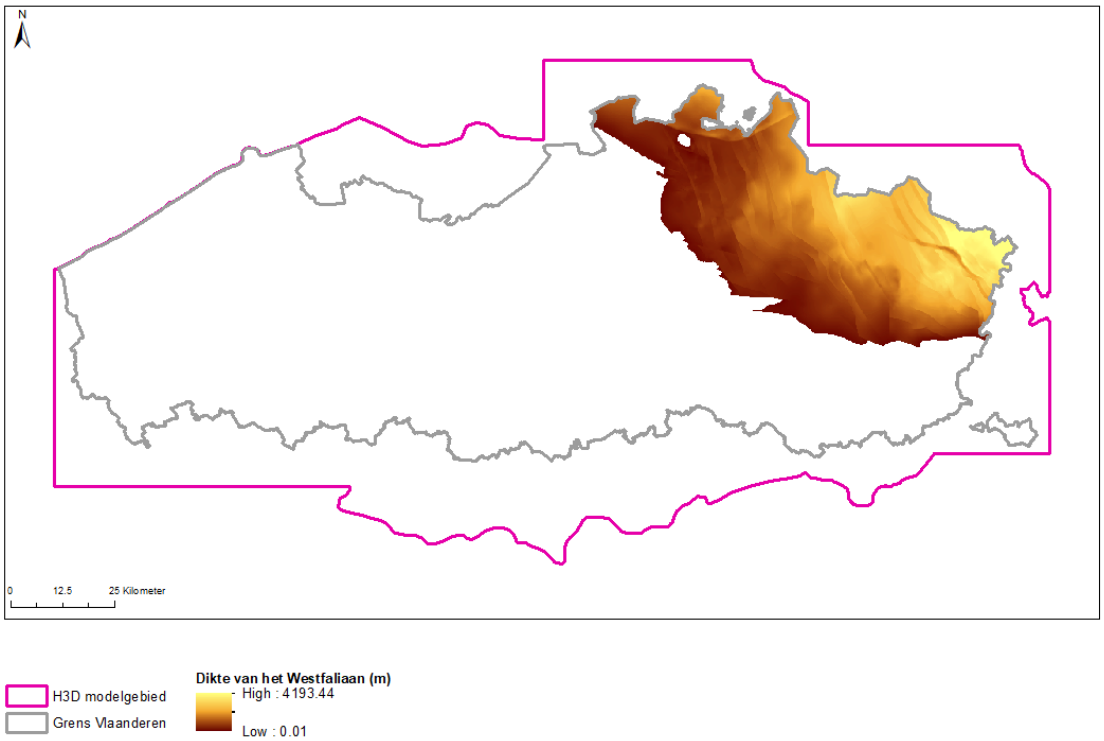


Dikte van het Carboon

Bijlage G1.54 Westfaliaan

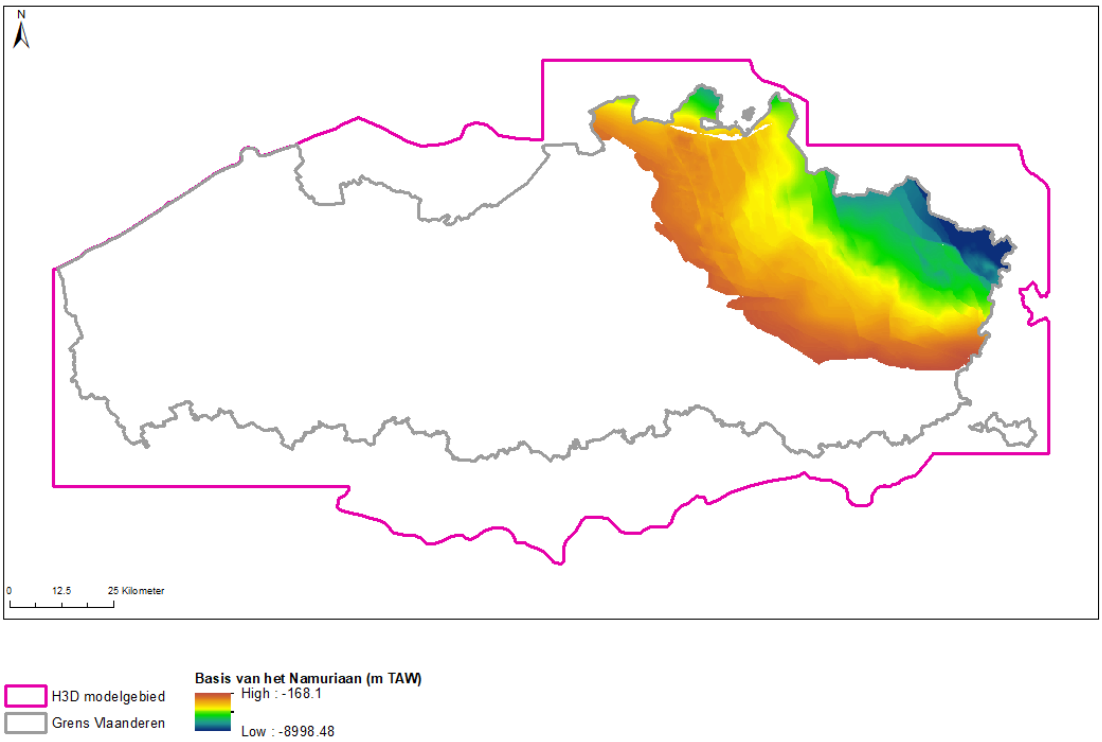


Basis van het Westfaliaan

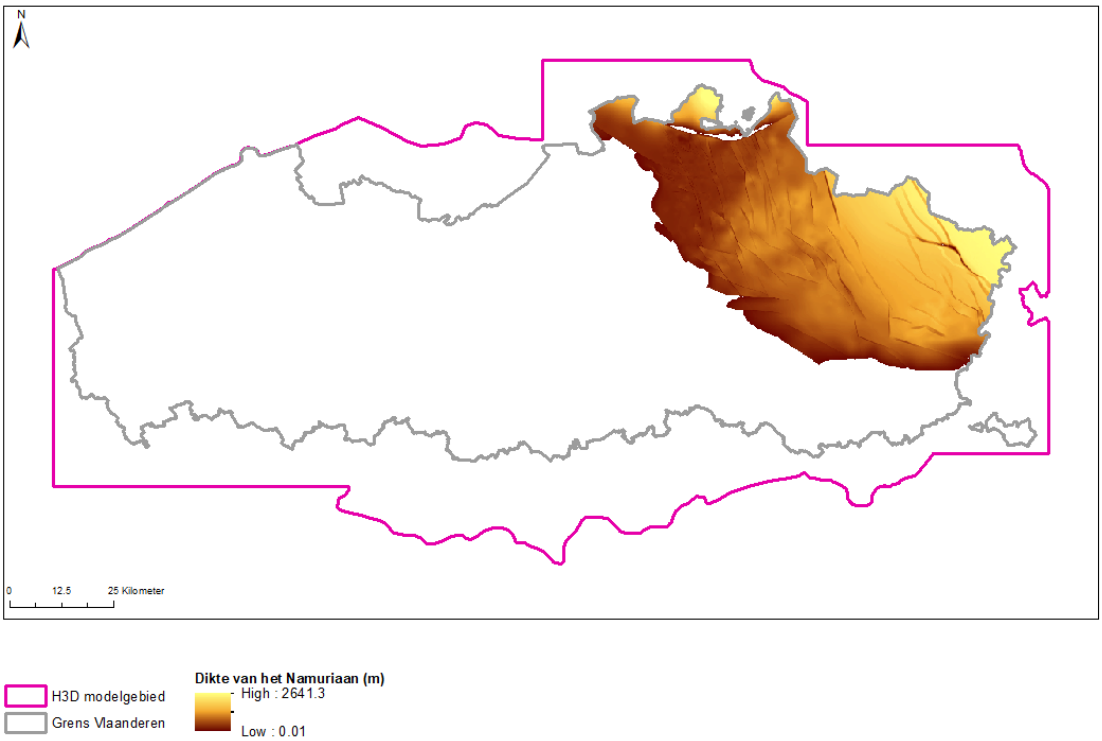


Dikte van het Westfaliaan

Bijlage G1.55 Namuriaan

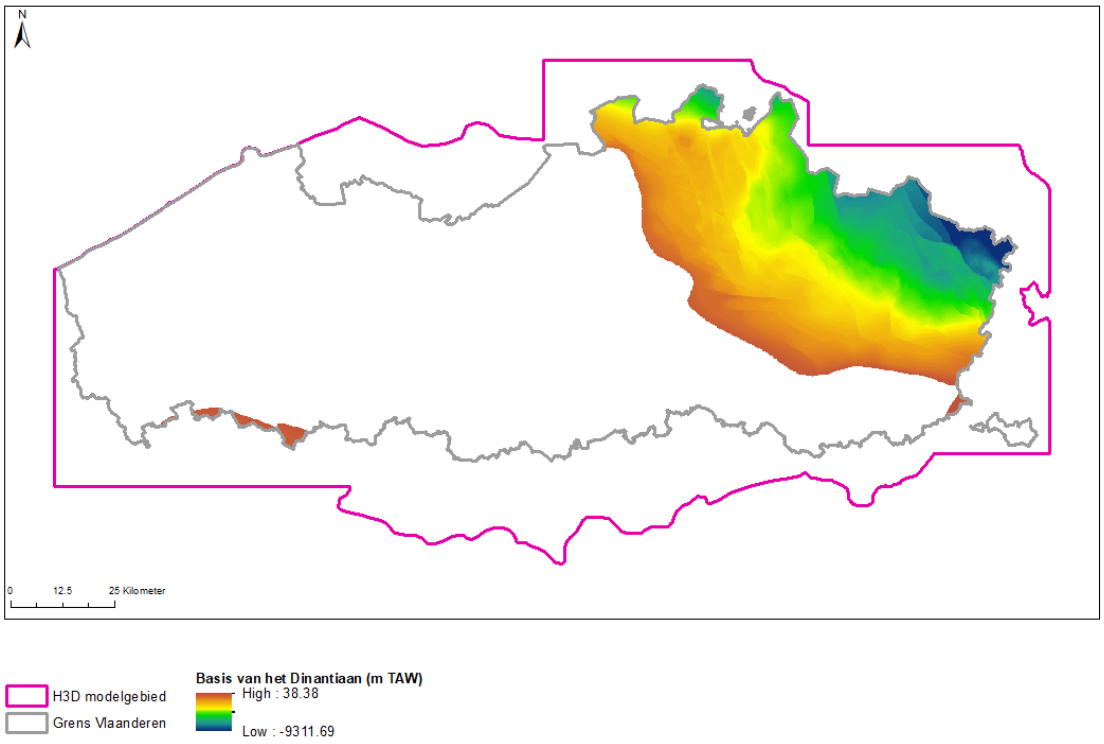


Basis van het Namuriaan

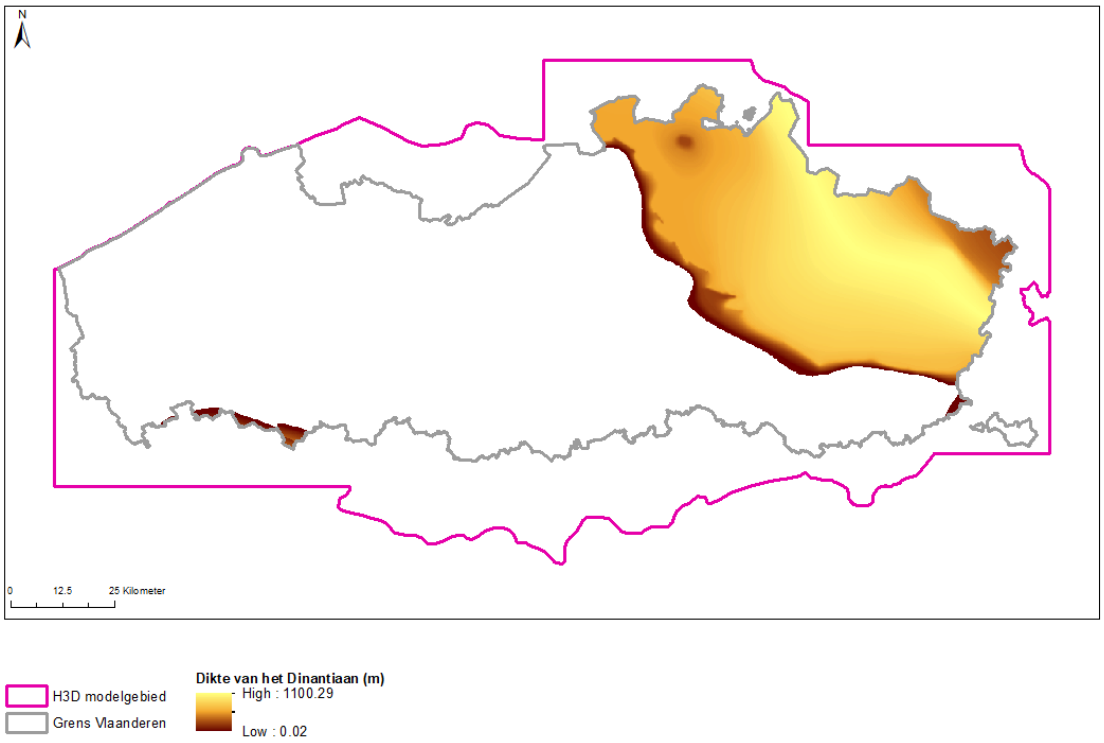


Dikte van het Namuriaan

Bijlage G1.56 Dinantiaan

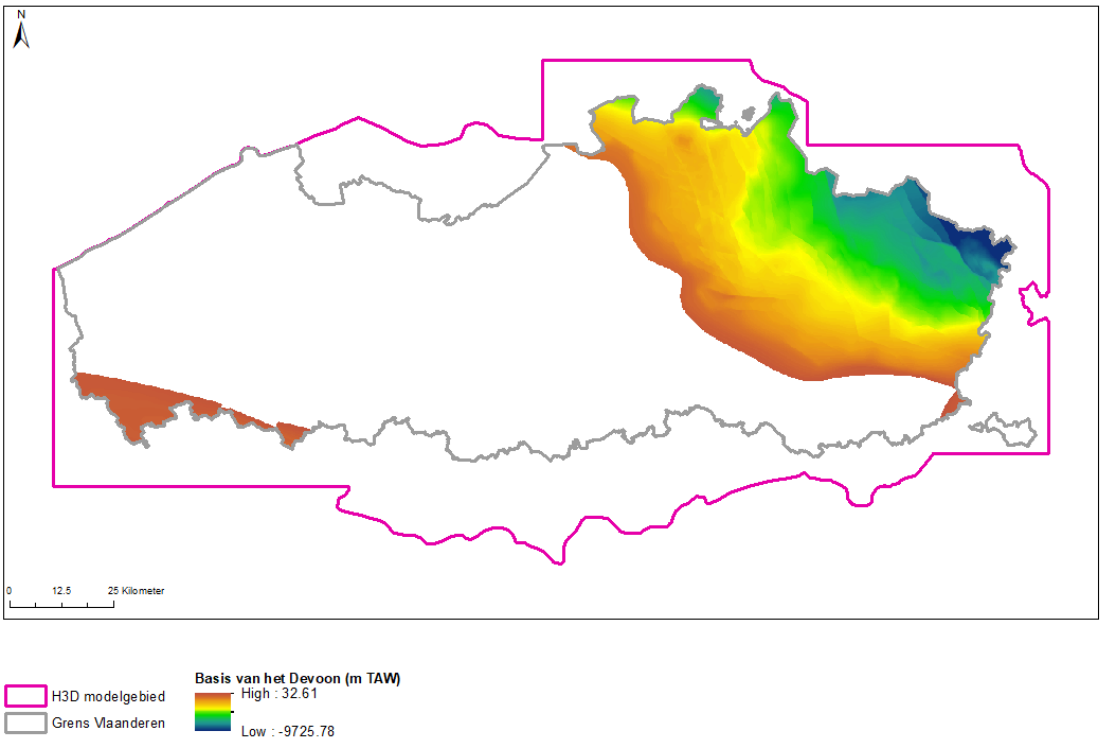


Basis van het Dinantiaan

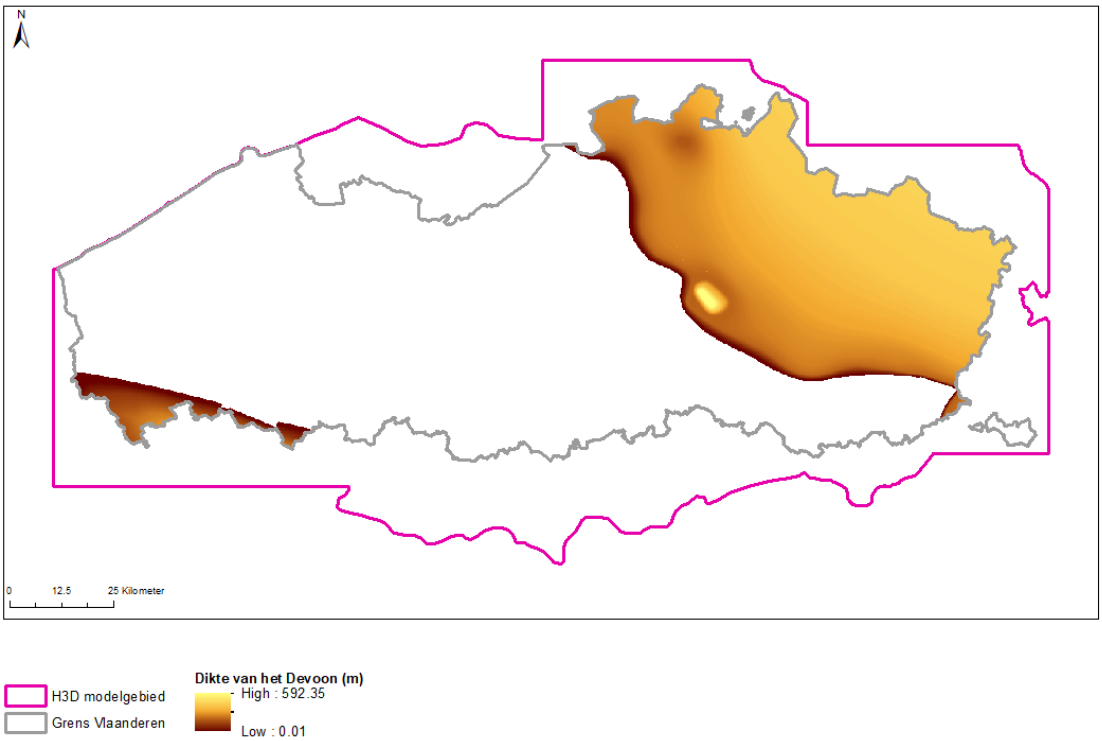


Dikte van het Dinantiaan

Bijlage G1.57 Devoon

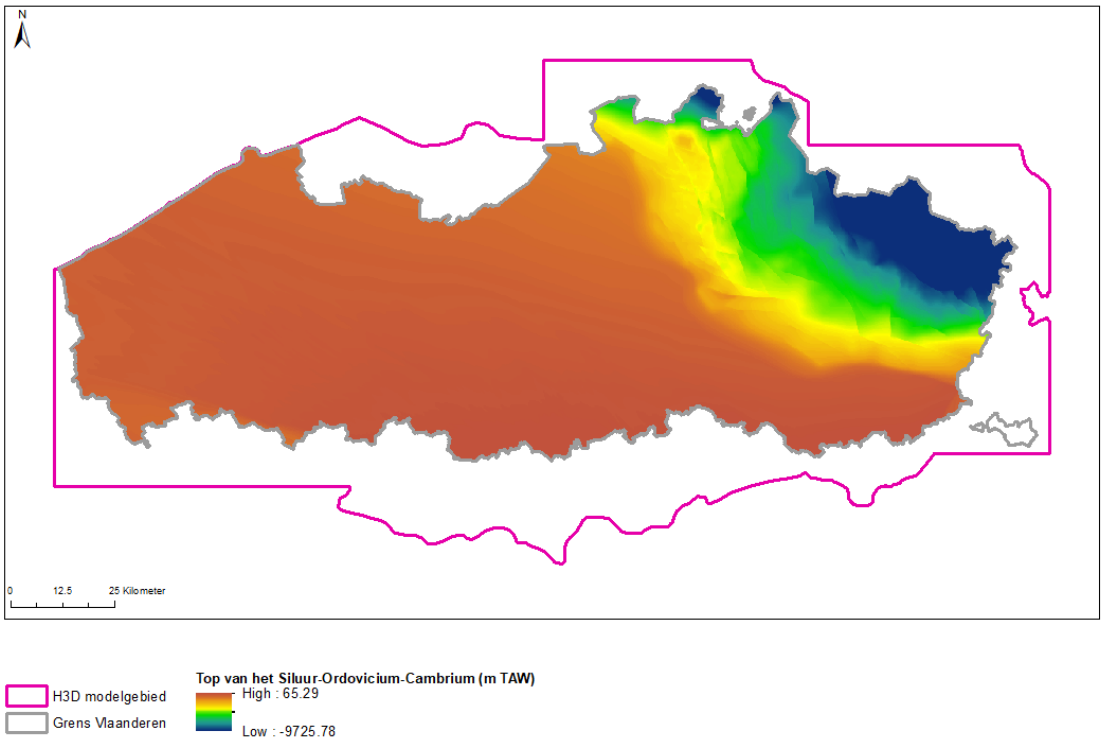


Basis van het Devoon



Dikte van het Devoon

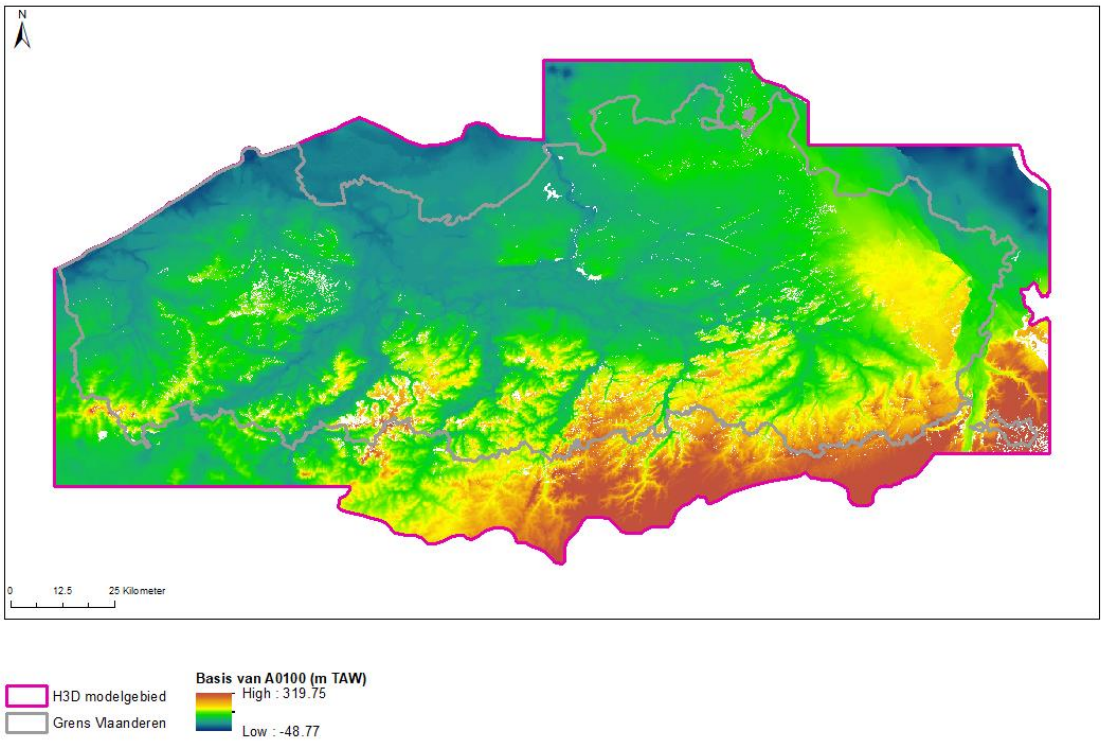
Bijlage G1.58 Siluur-Ordovicium-Cambrium



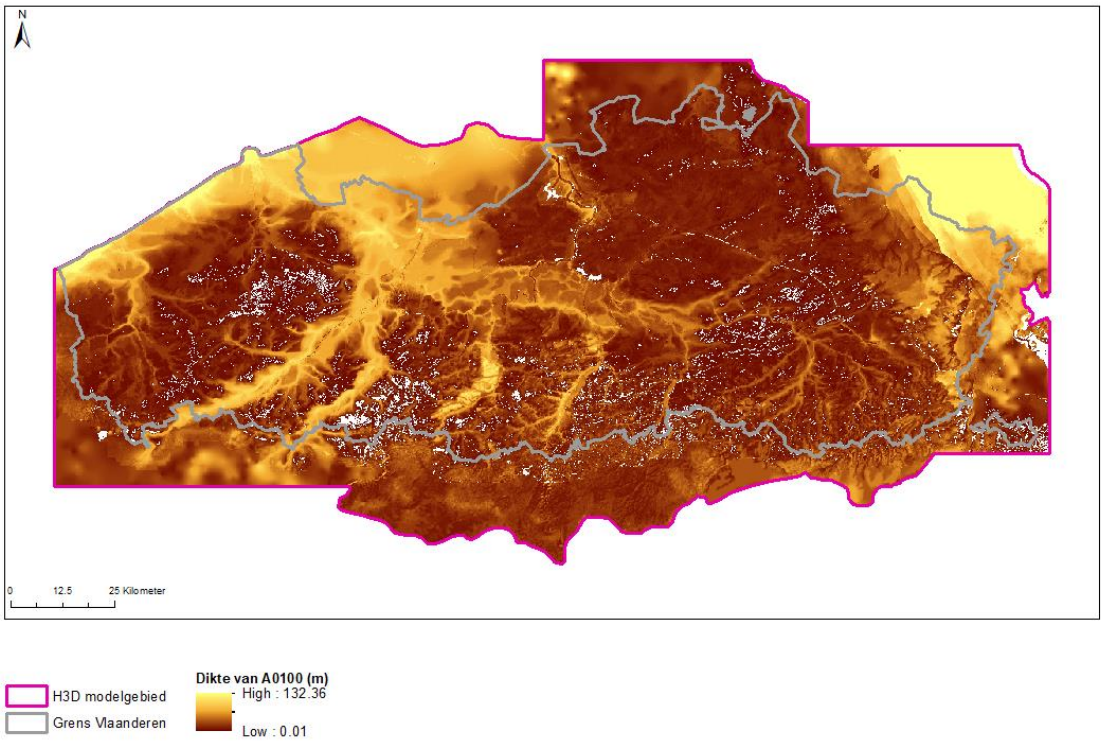
Top van het Siluur-Ordovicium-Cambrium

BIJLAGE G2: FIGUREN BASIS EN DIKTE H3D-MODELEENHEDEN

Bijlage G2.1 A0100 Quartaire Aquifersystemen

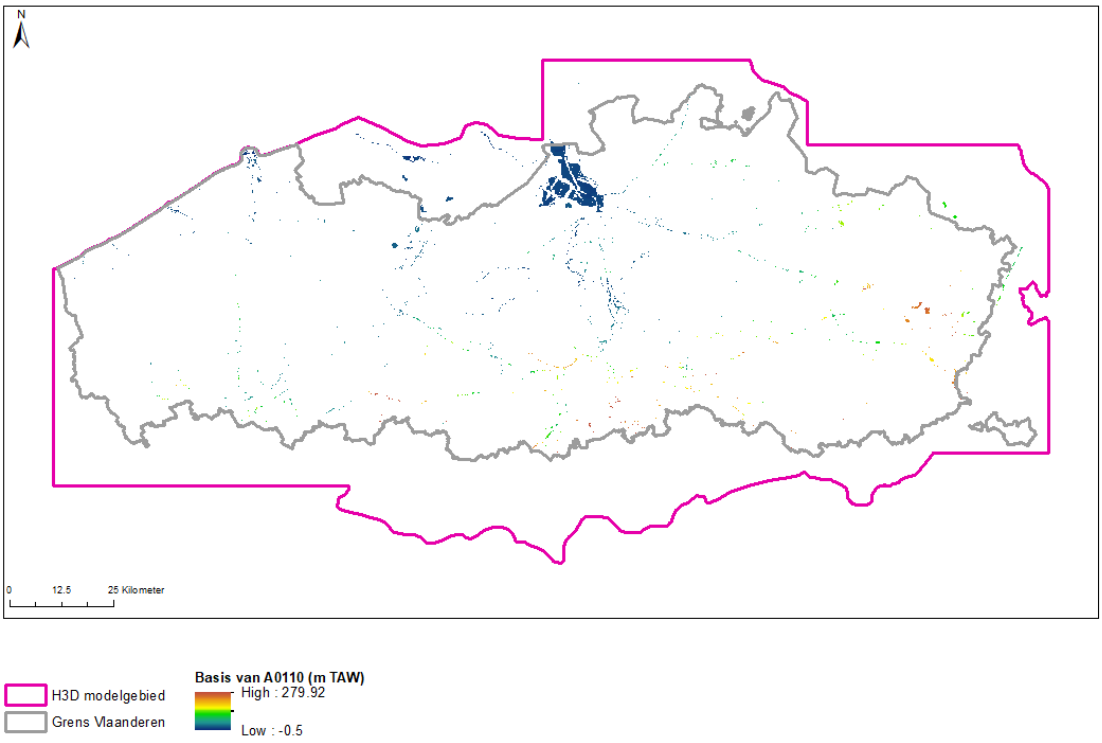


Basis Quartaire Aquifersystemen (A0100)

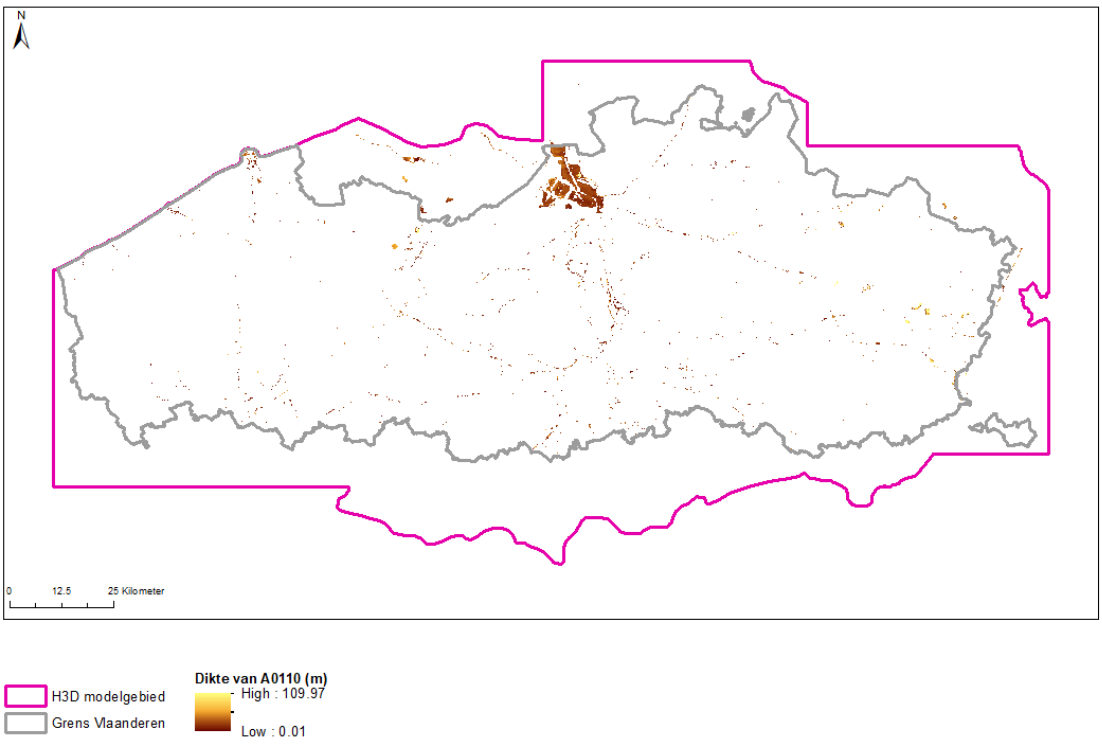


Dikte Quartaire Aquifersystemen (A0100)

Bijlage G2.1.1 A0110 Ophogingen

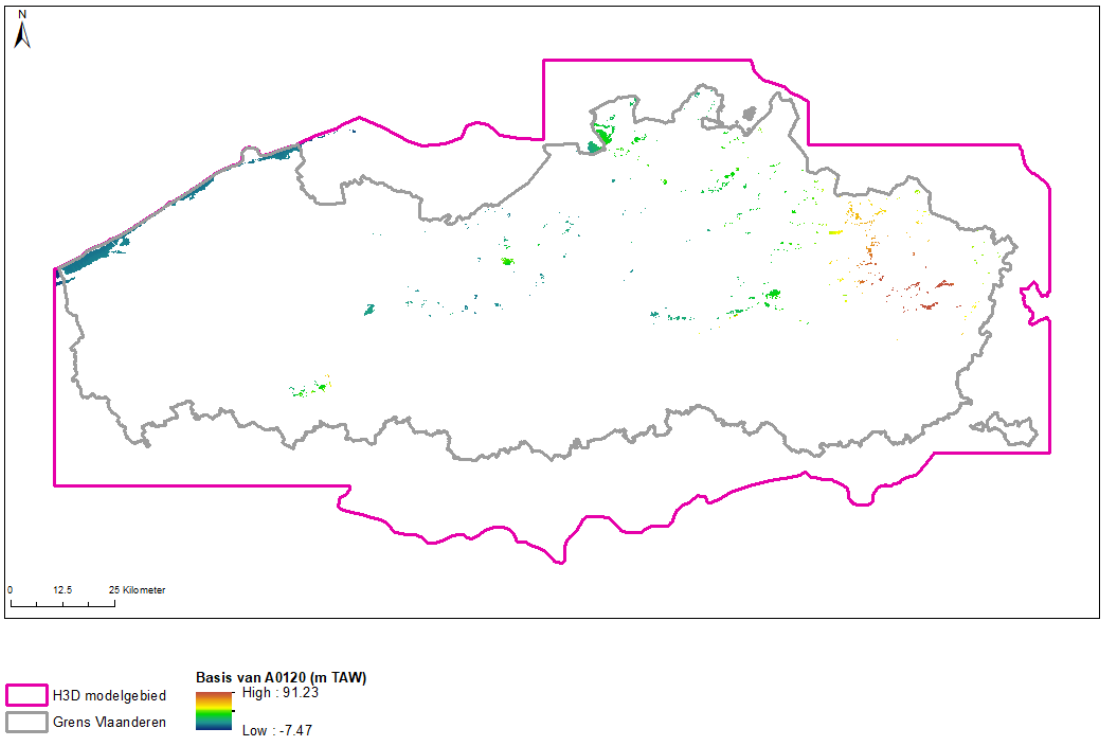


Basis Ophogingen (A0110)

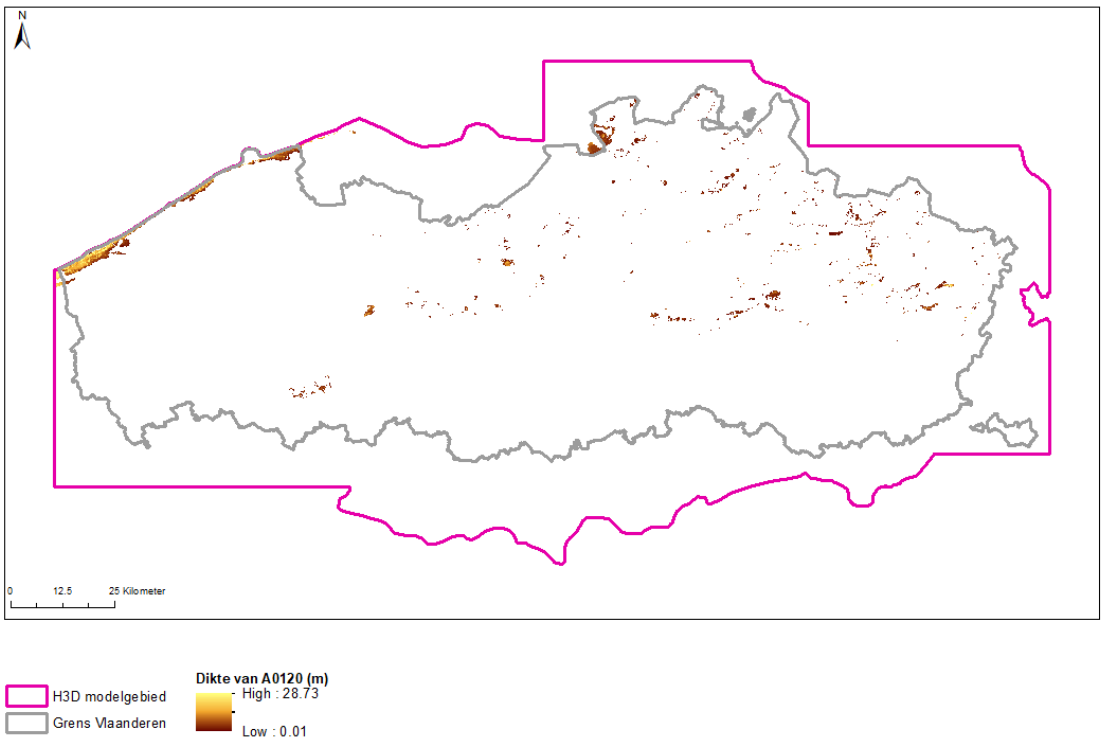


Dikte Ophogingen (A0110)

Bijlage G2.1.2 A0120 Duinen

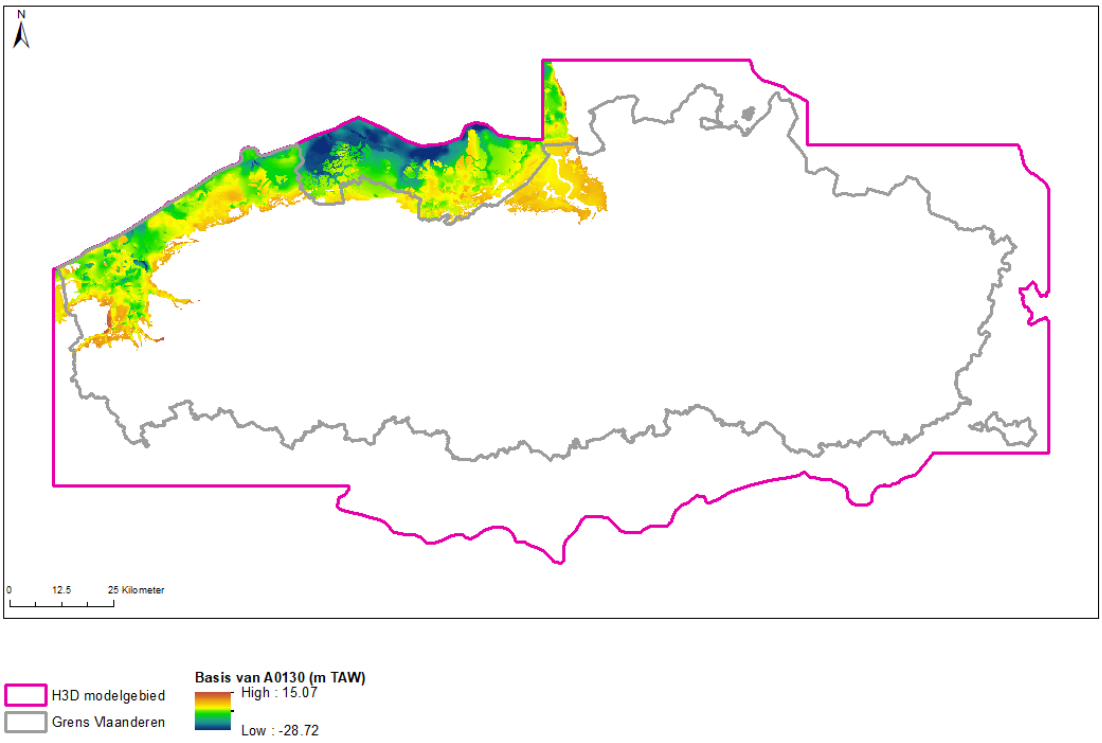


Basis Duinen (A0120)

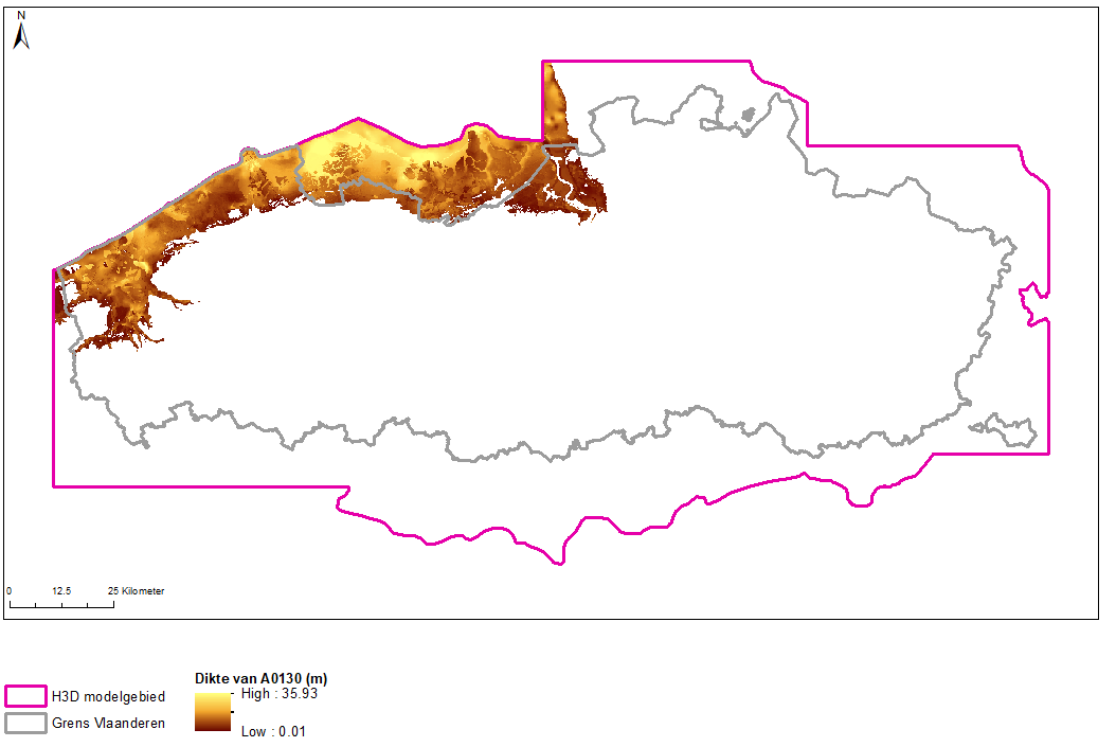


Dikte Duinen (A0120)

Bijlage G2.1.3 A0130 Polderafzettingen

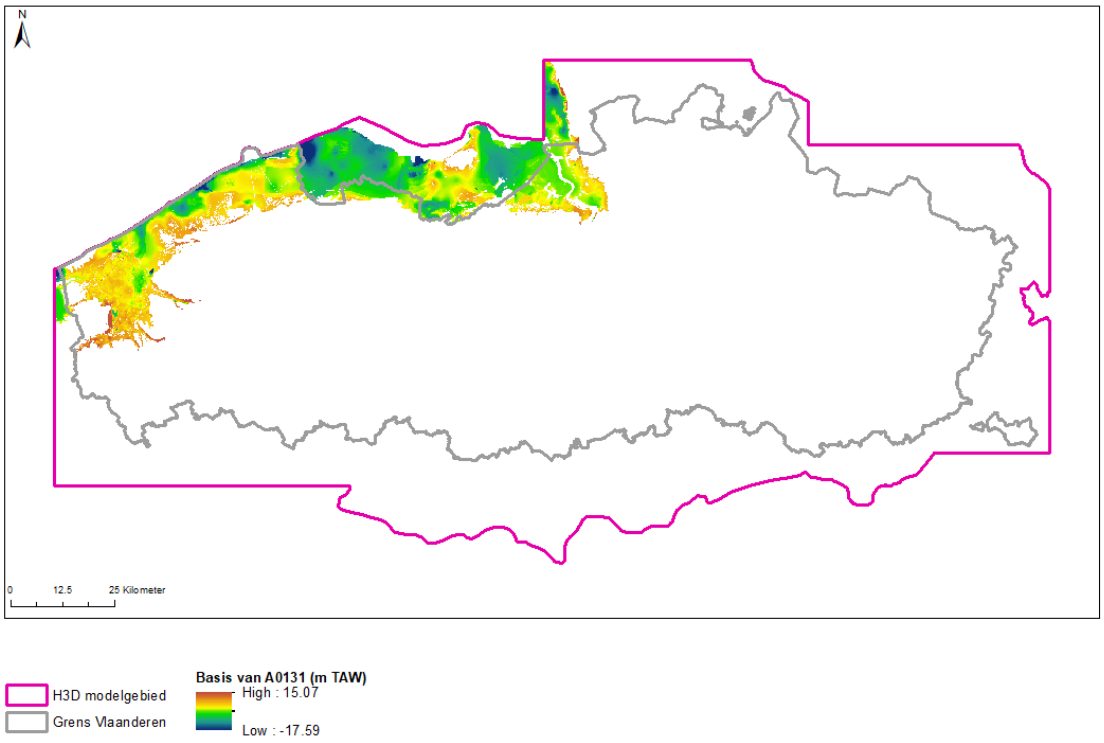


Basis Polderafzettingen (A0130)

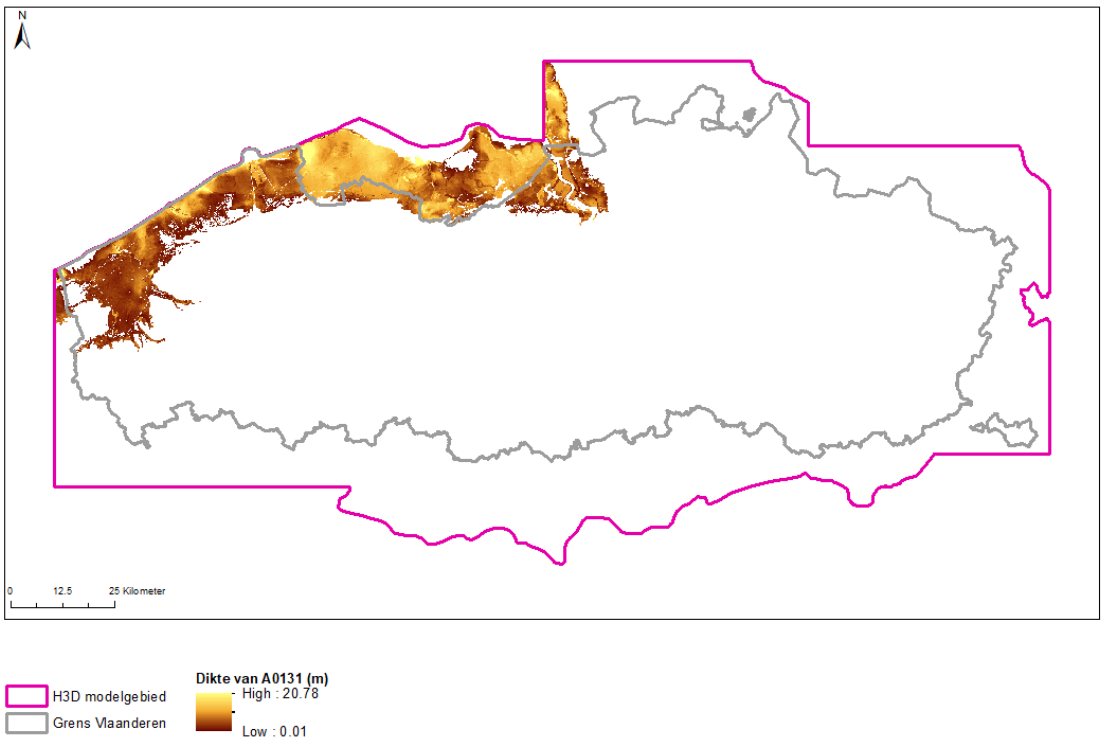


Dikte Polderafzettingen (A0130)

Bijlage G2.1.3.1 A0131 Kleiige polderafzettingen

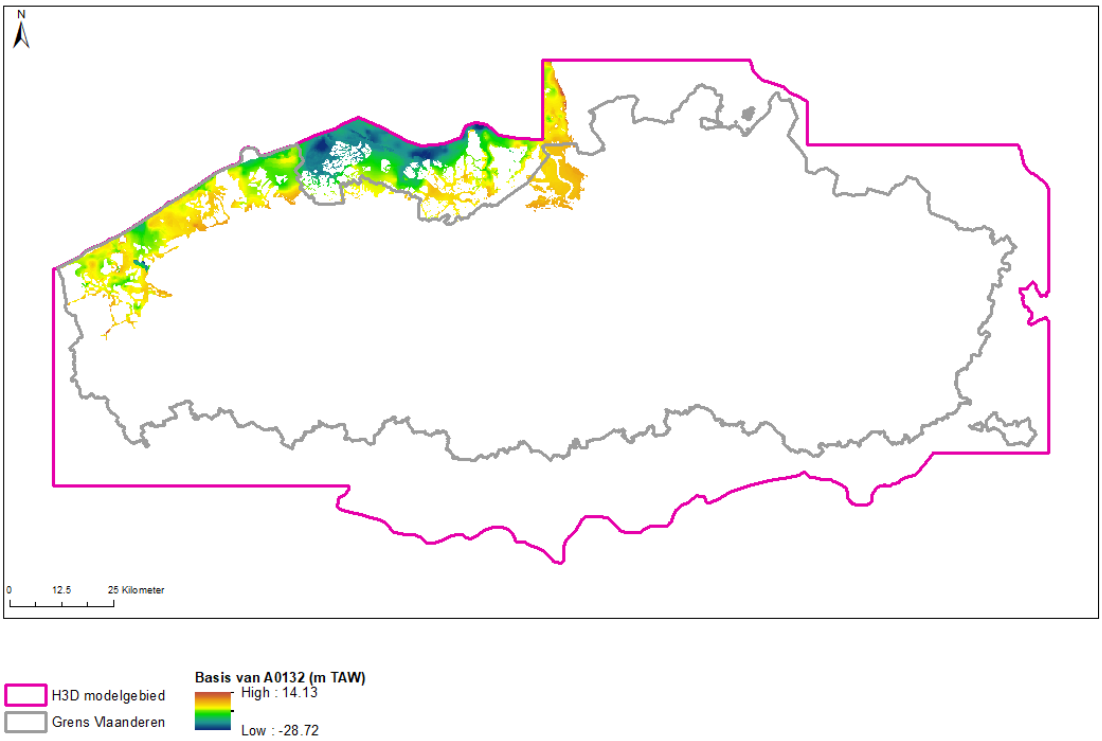


Basis Kleiige polderafzettingen (A0131)

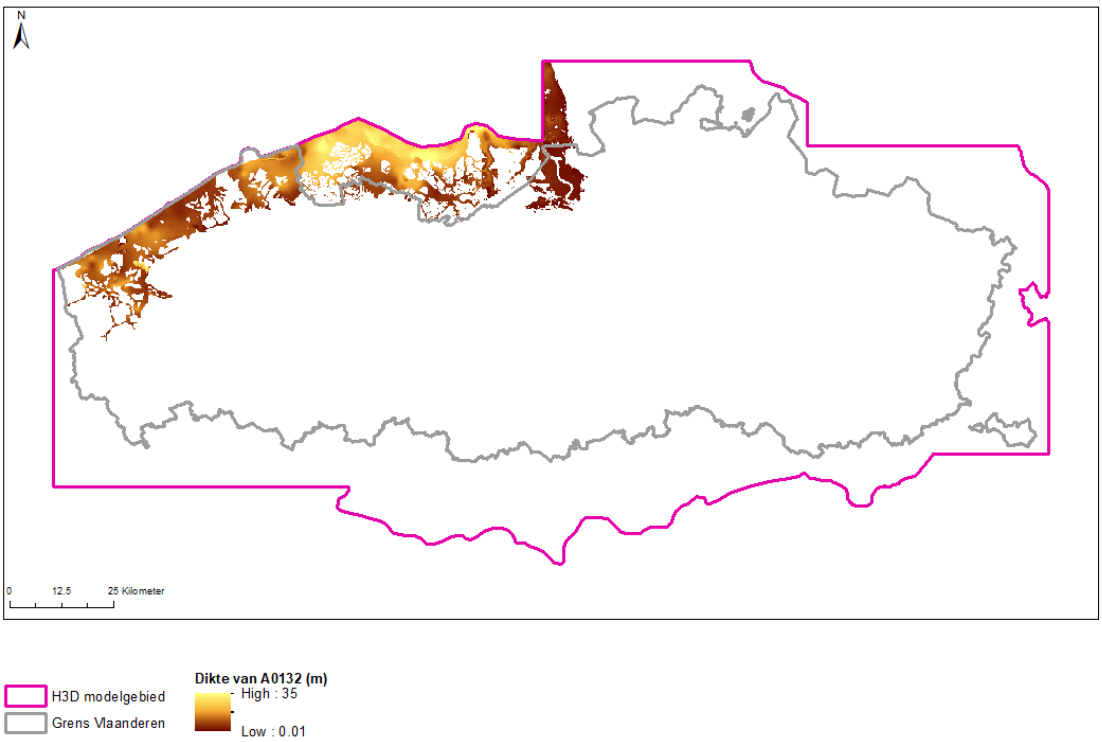


Dikte Kleiige polderafzettingen (A0131)

Bijlage G2.1.3.2 A0132 Zandige Kreekruggen

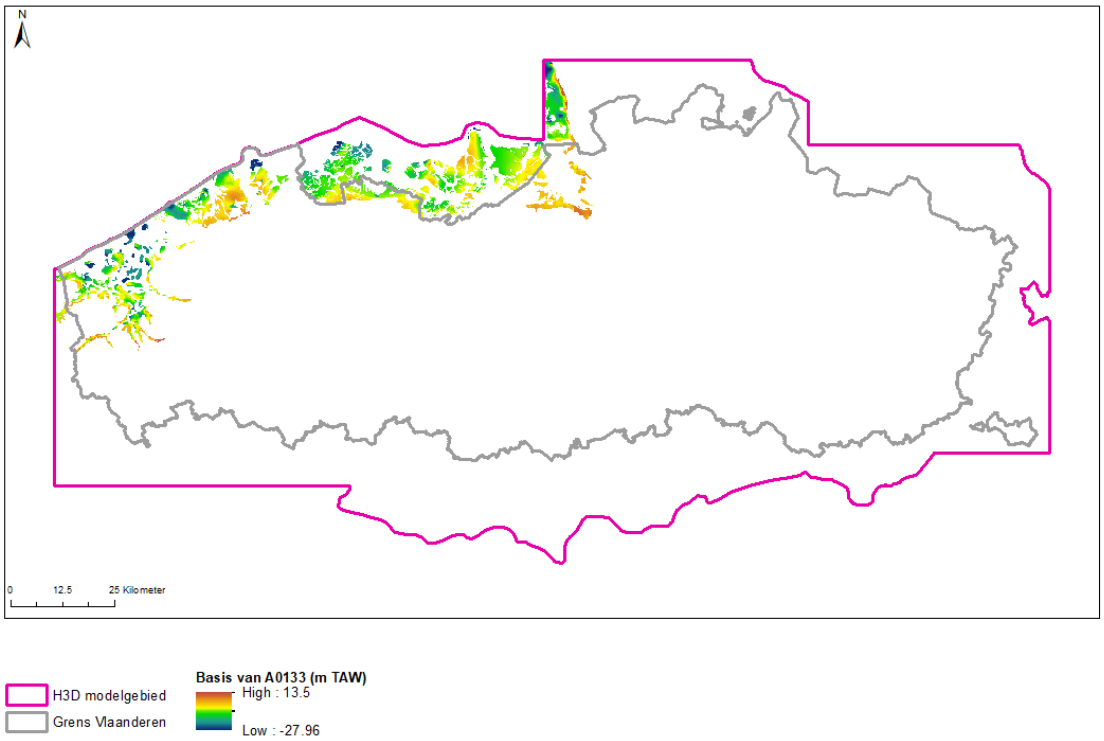


Basis Zandige Kreekruggen (A0132)

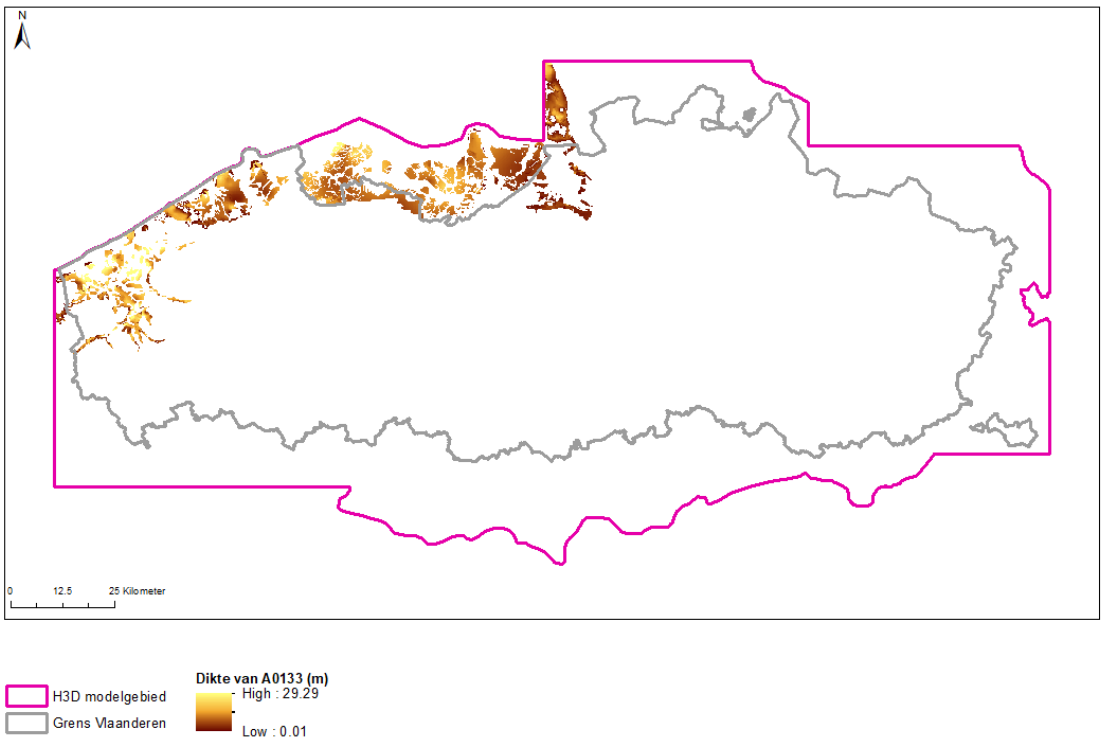


Dikte Zandige Kreekruggen (A0132)

Bijlage G2.1.3.3 A0133 Veen-kleiige poelgronden

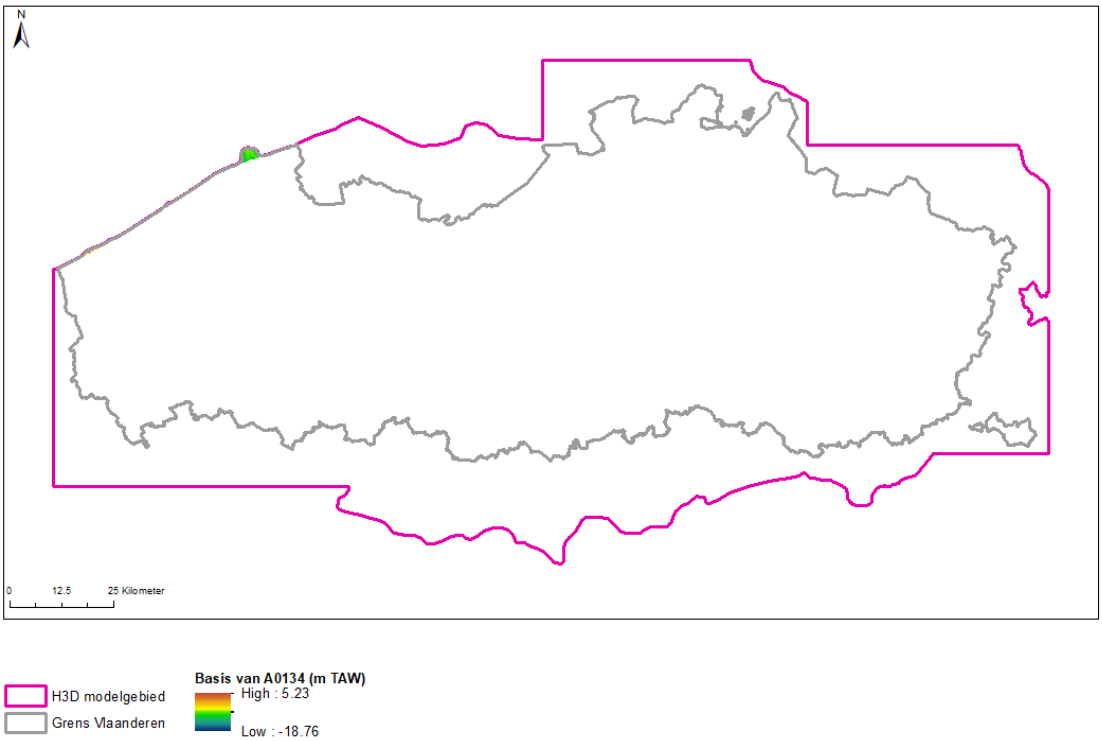


Basis Veen-kleiige poelgronden (A0133)

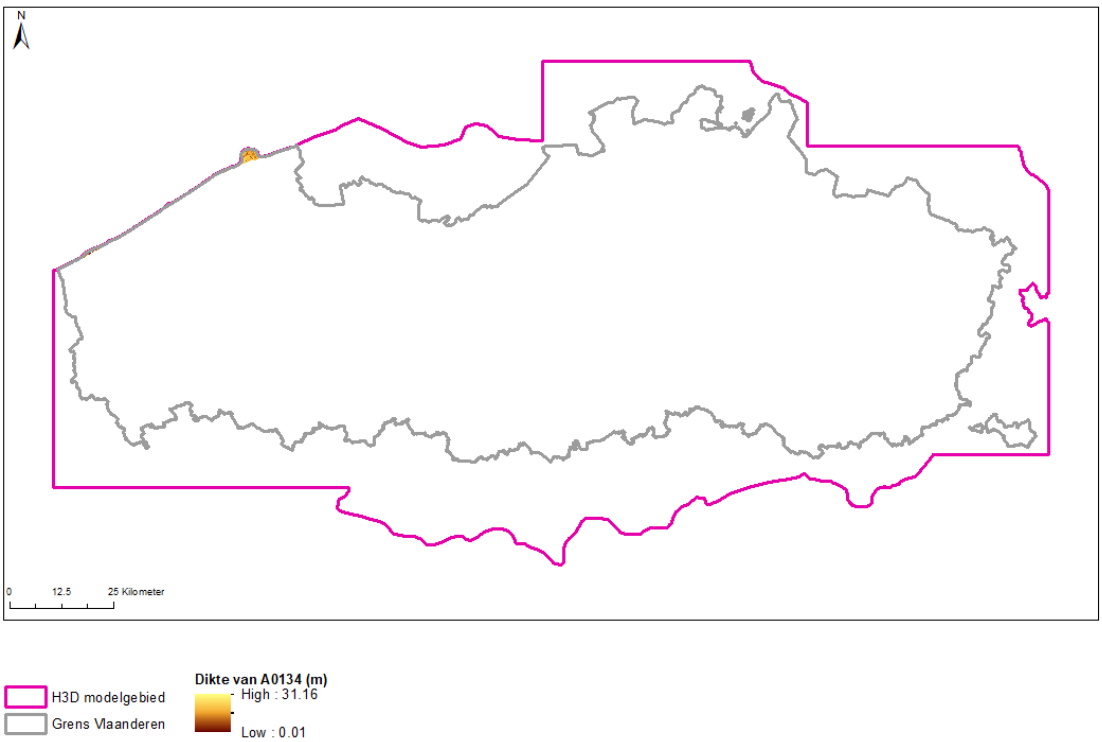


Dikte Veen-kleiige poelgronden (A0133)

Bijlage G2.1.3.4 A0134 Strandafzettingen

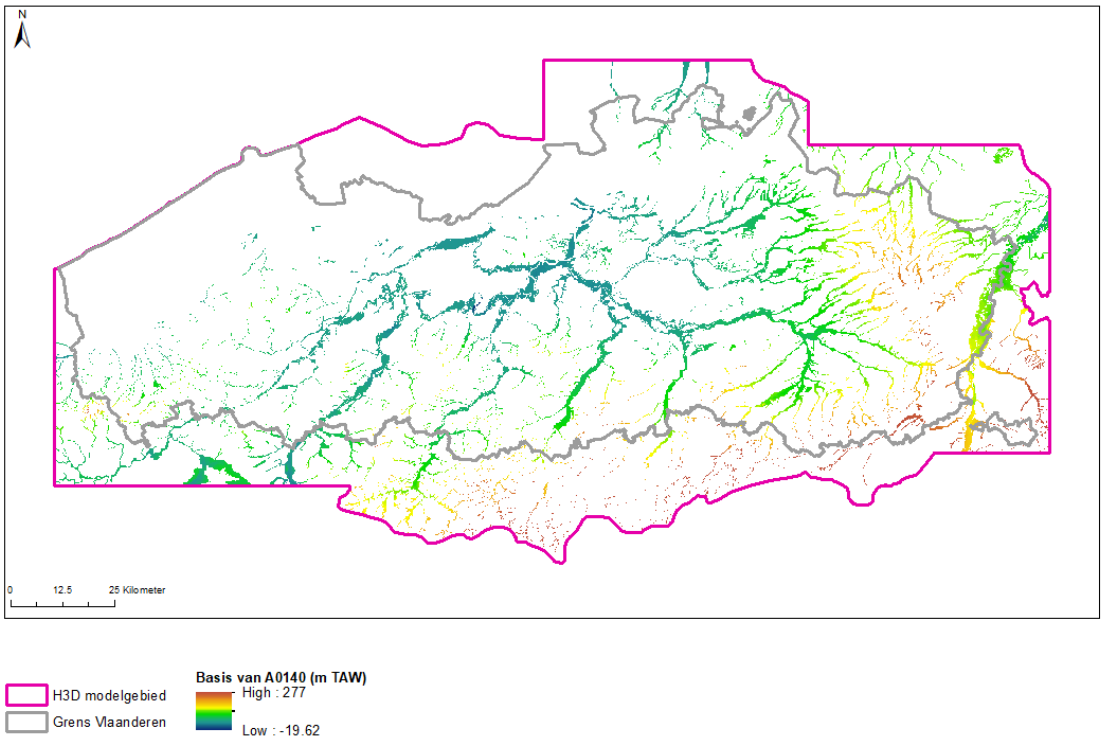


Basis Strandafzettingen (A0134)

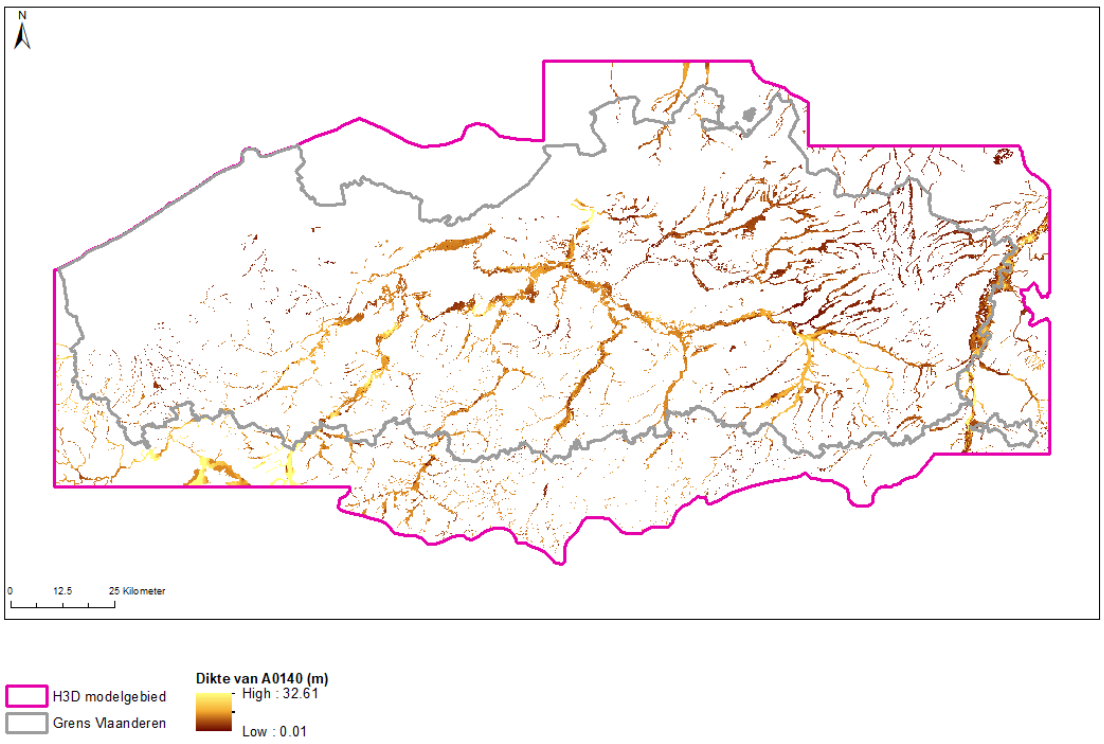


Dikte Strandafzettingen (A0134)

Bijlage G2.1.4 A0140 Alluviale deklagen

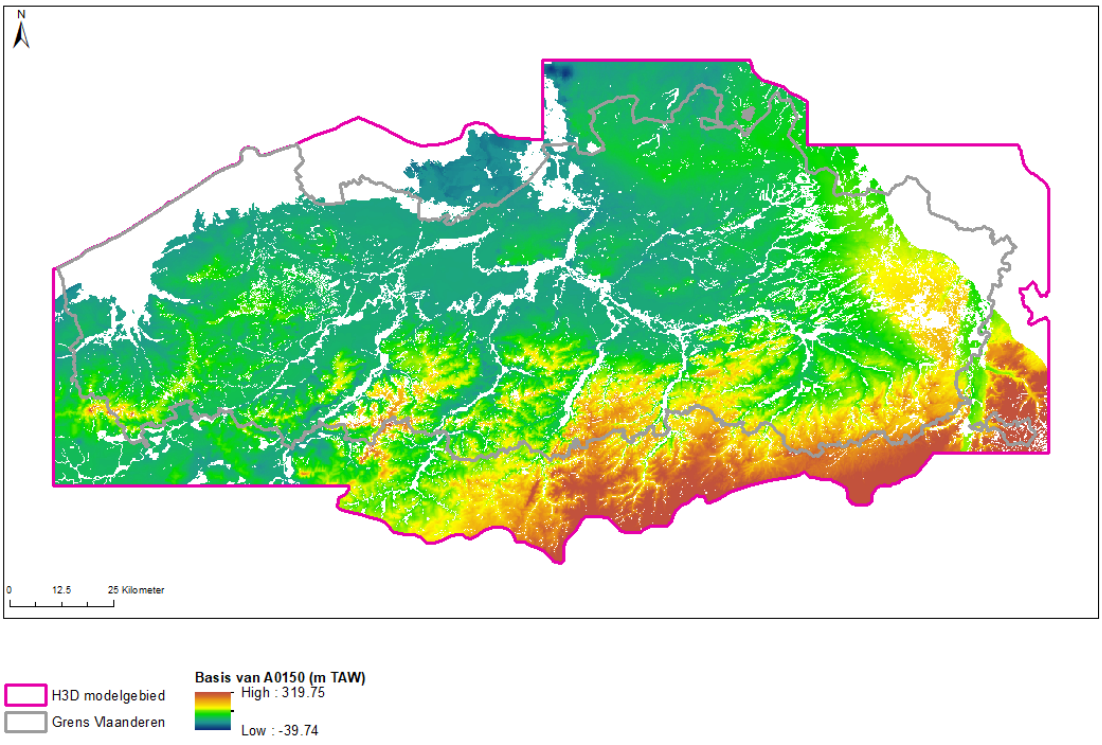


Basis Alluviale deklagen (A0140)

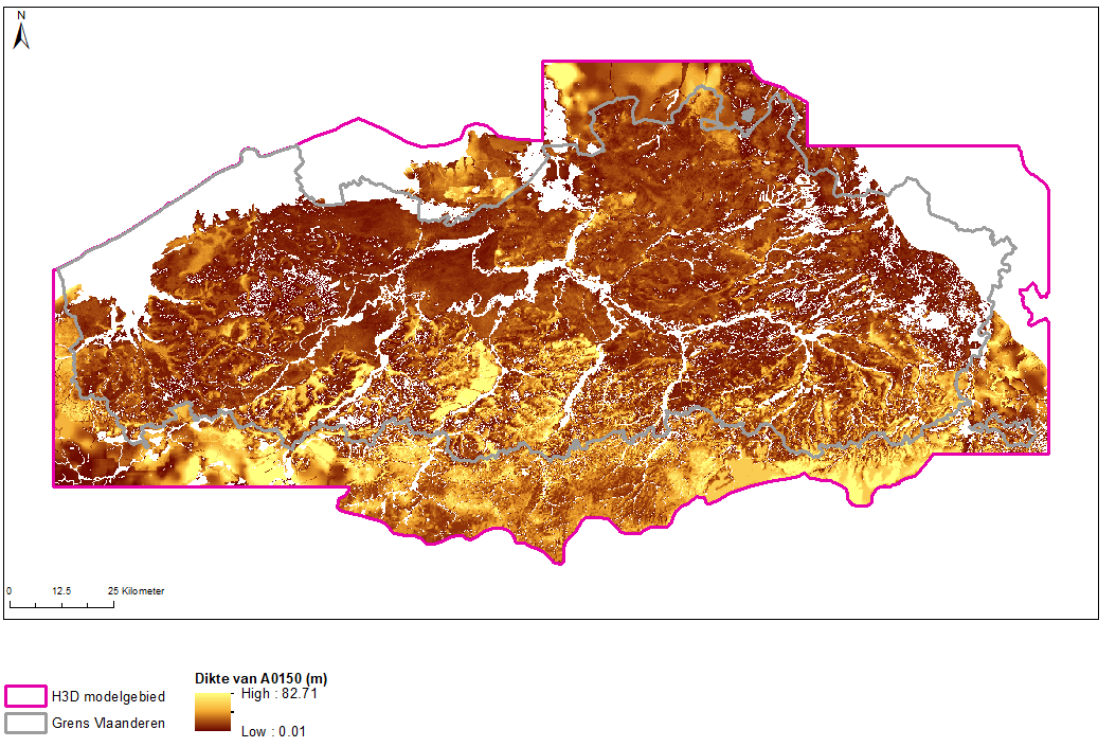


Dikte Alluviale deklagen (A0140)

Bijlage G2.1.5 A0150 Eolische deklagen buiten de Roerdalslenk

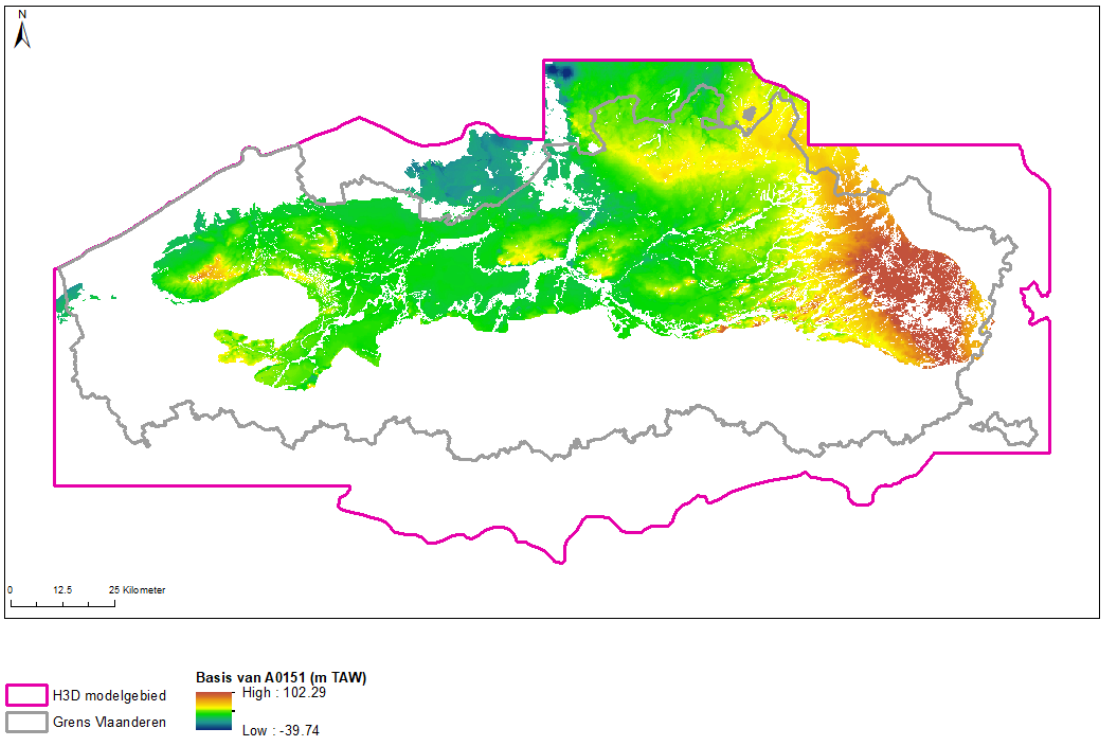


Basis Eolische deklagen buiten de Roerdalslenk (A0150)

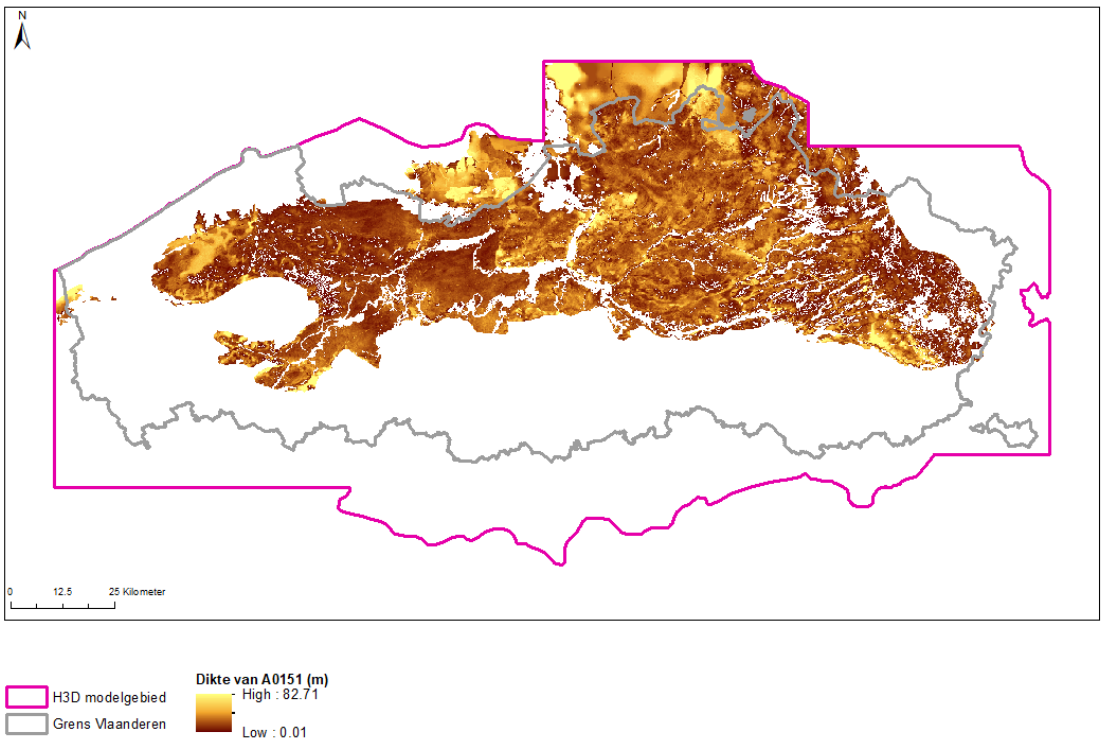


Dikte Eolische deklagen buiten de Roerdalslenk (A0150)

Bijlage G2.1.5.1 A0151 Zandige deklagen

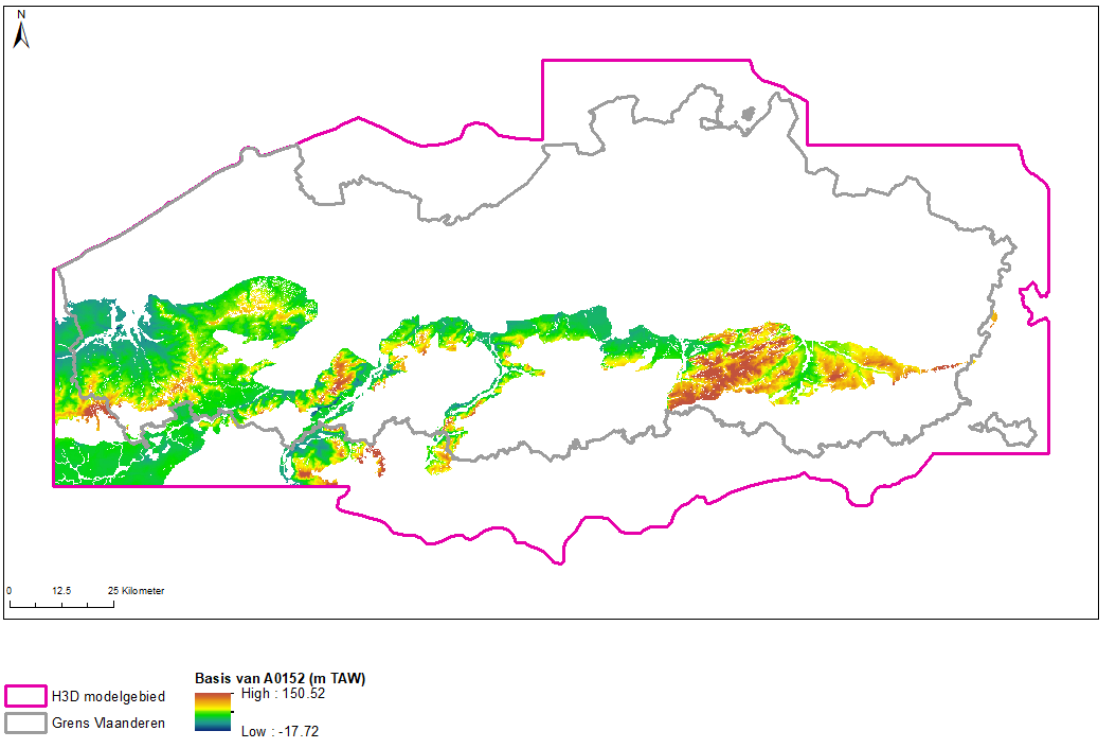


Basis Zandige deklagen (A0151)

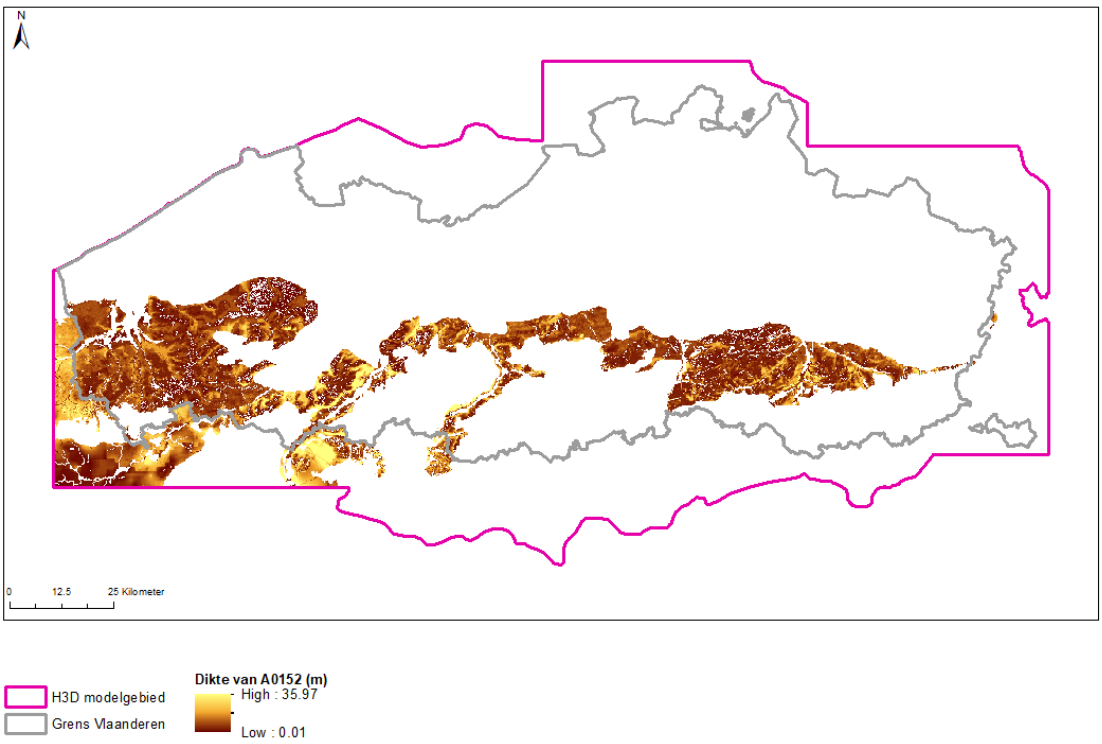


Dikte Zandige deklagen (A0151)

Bijlage G2.1.5.2 A0152 Zand-lemige deklagen

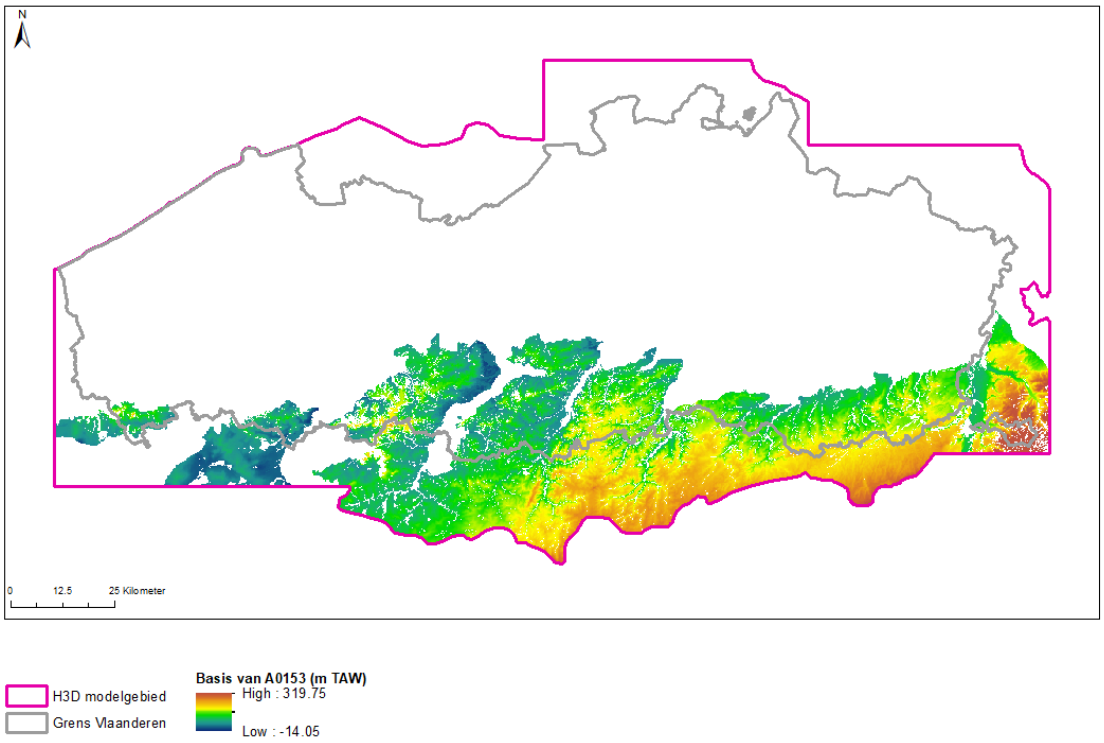


Basis Zand-lemige deklagen (A0152)

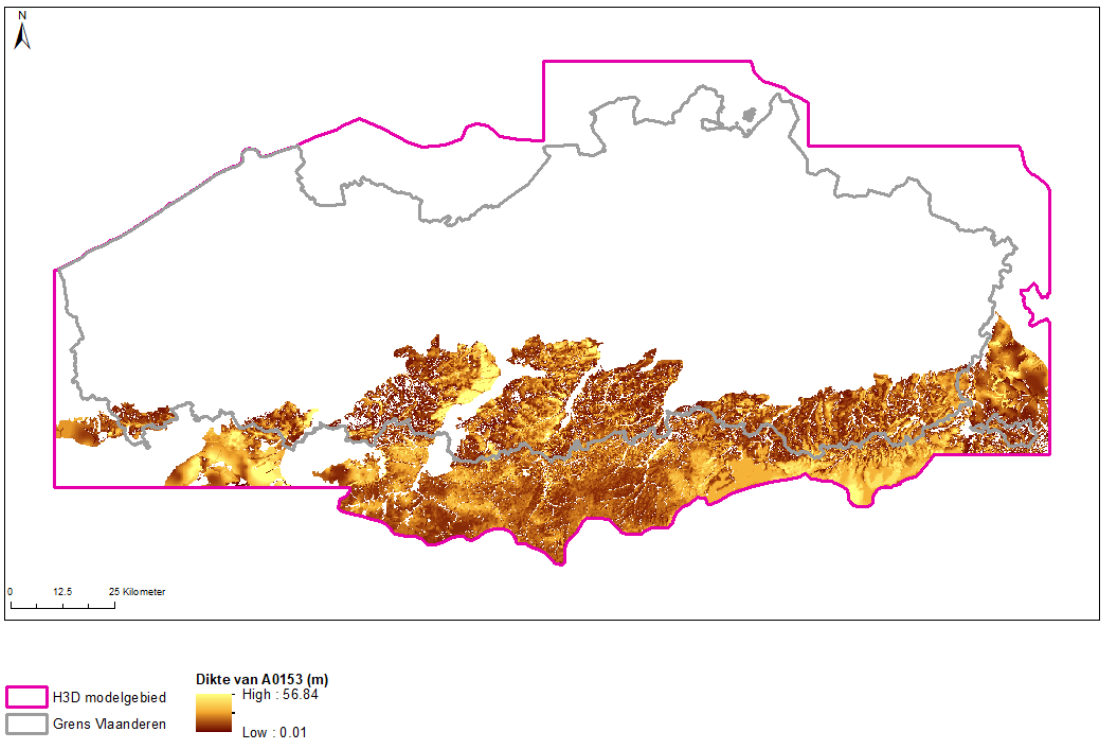


Dikte Zand-lemige deklagen (A0152)

Bijlage G2.1.5.3 A0153 Lemige deklagen

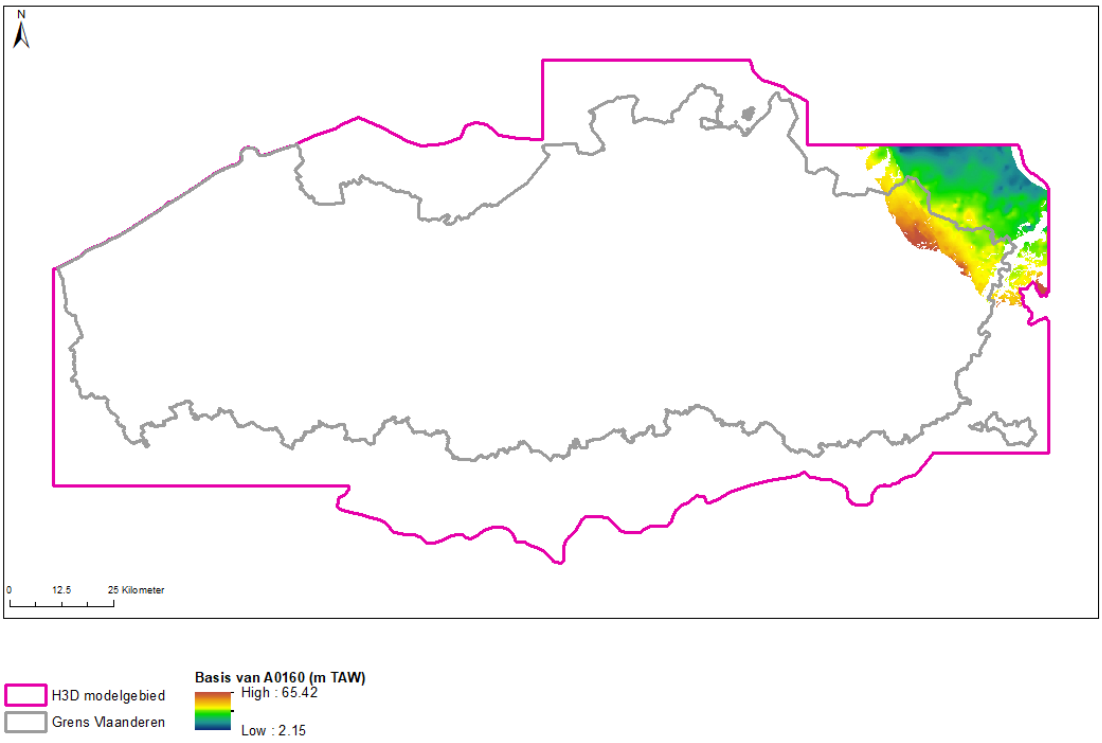


Basis Lemige deklagen (A0153)

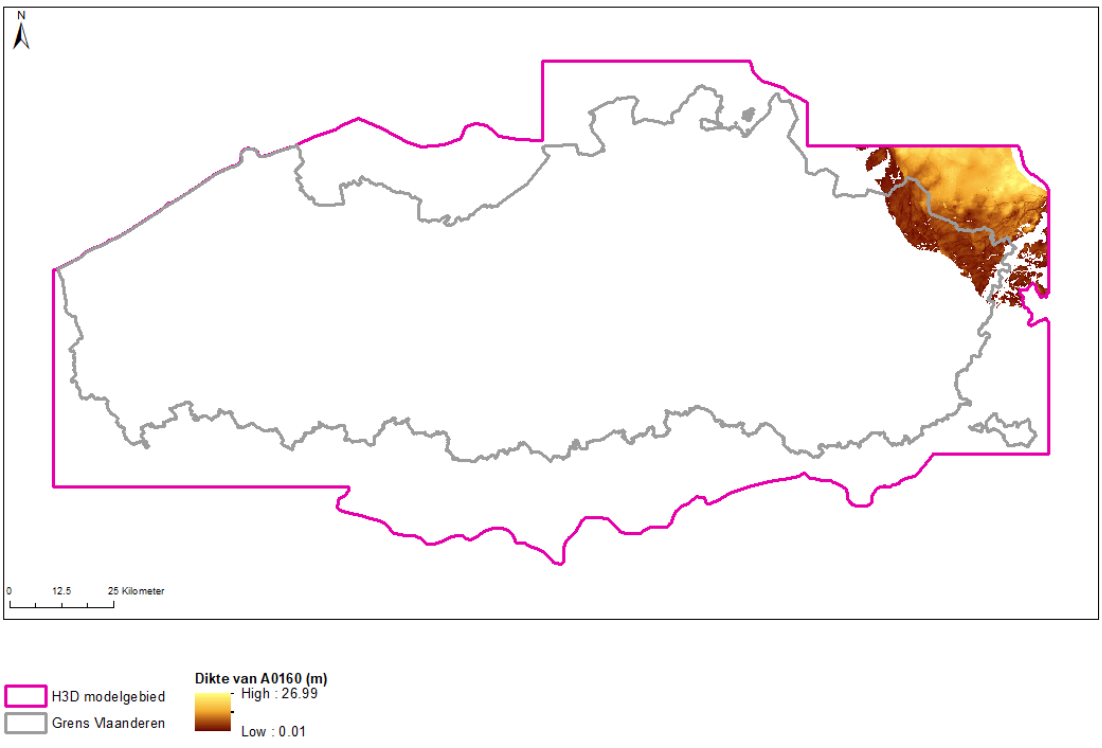


Dikte Lemige deklagen (A0153)

Bijlage G2.1.6 A0160 Fluvio-eolische deklagen binnen de Roerdalslenk

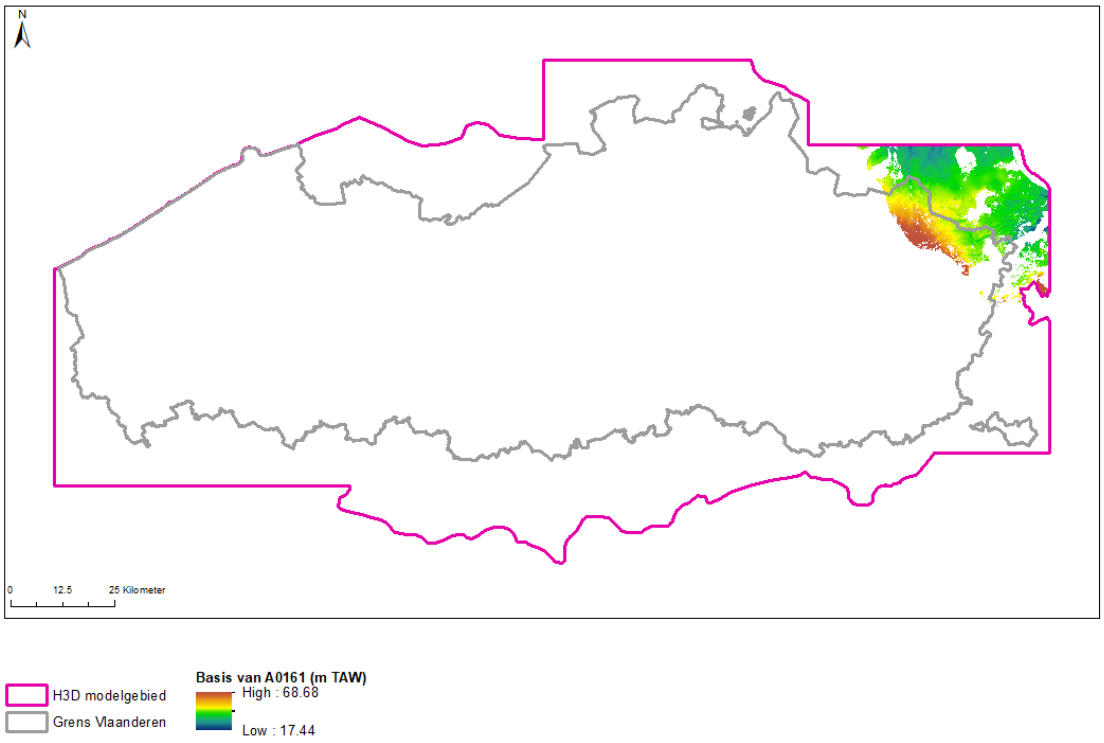


Basis Fluvio-eolische deklagen binnen de Roerdalslenk (A0160)

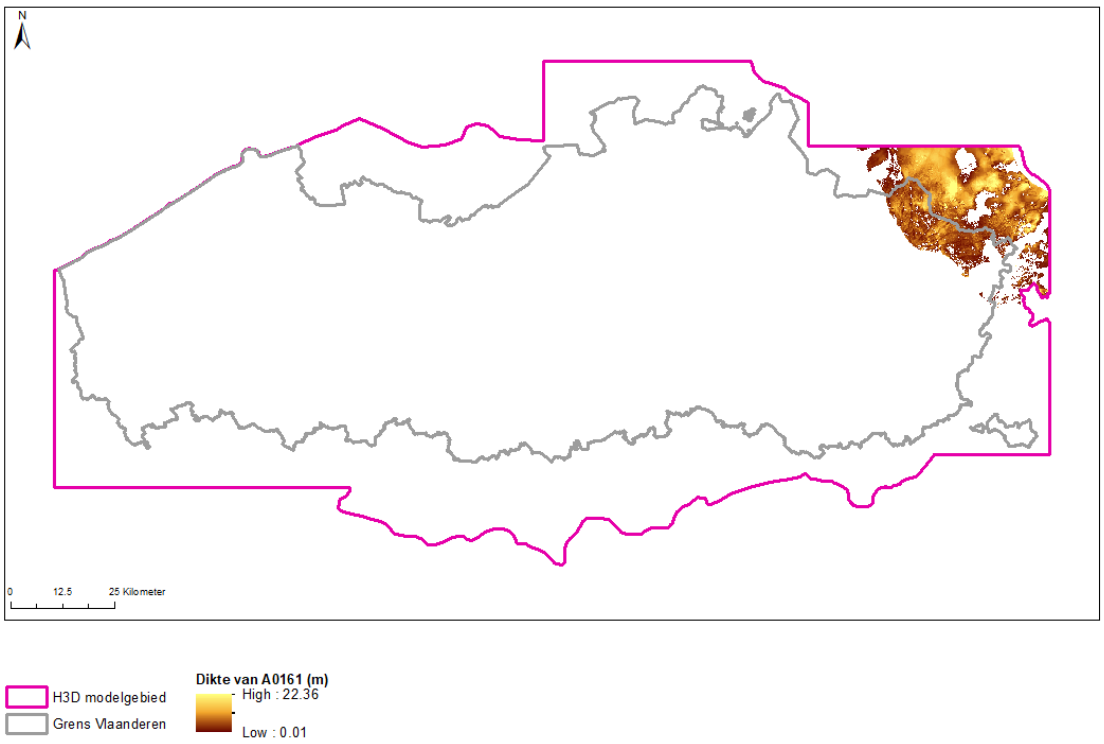


Dikte Fluvio-eolische deklagen binnen de Roerdalslenk (A0160)

Bijlage G2.1.6.1 A0161 Boxtel zand 1

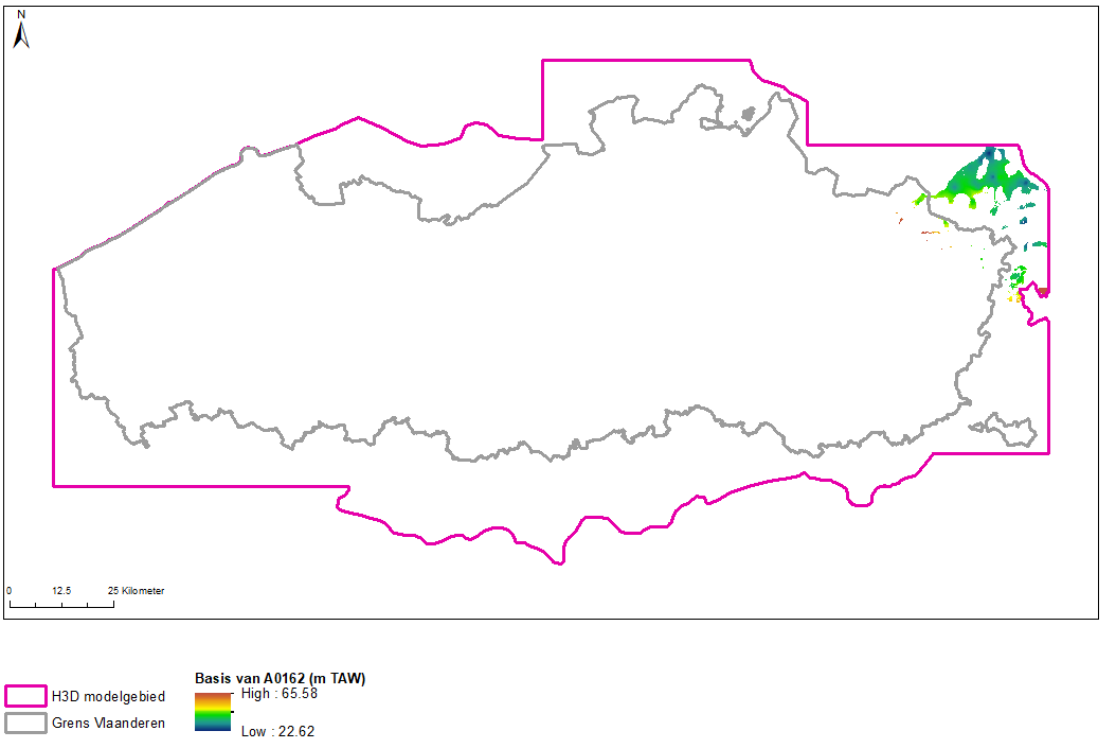


Basis Boxtel zand 1 (A0161)

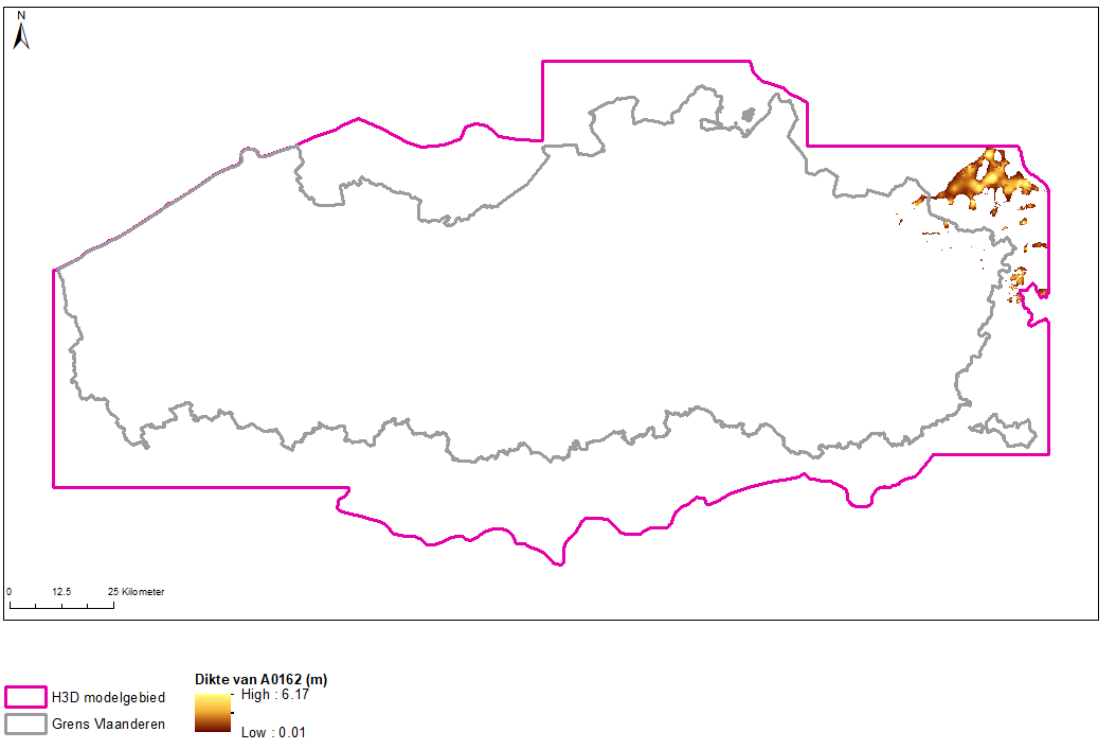


Diktes Boxtel zand 1 (A0161)

Bijlage G2.1.6.2 A0162 Boxtel klei 1

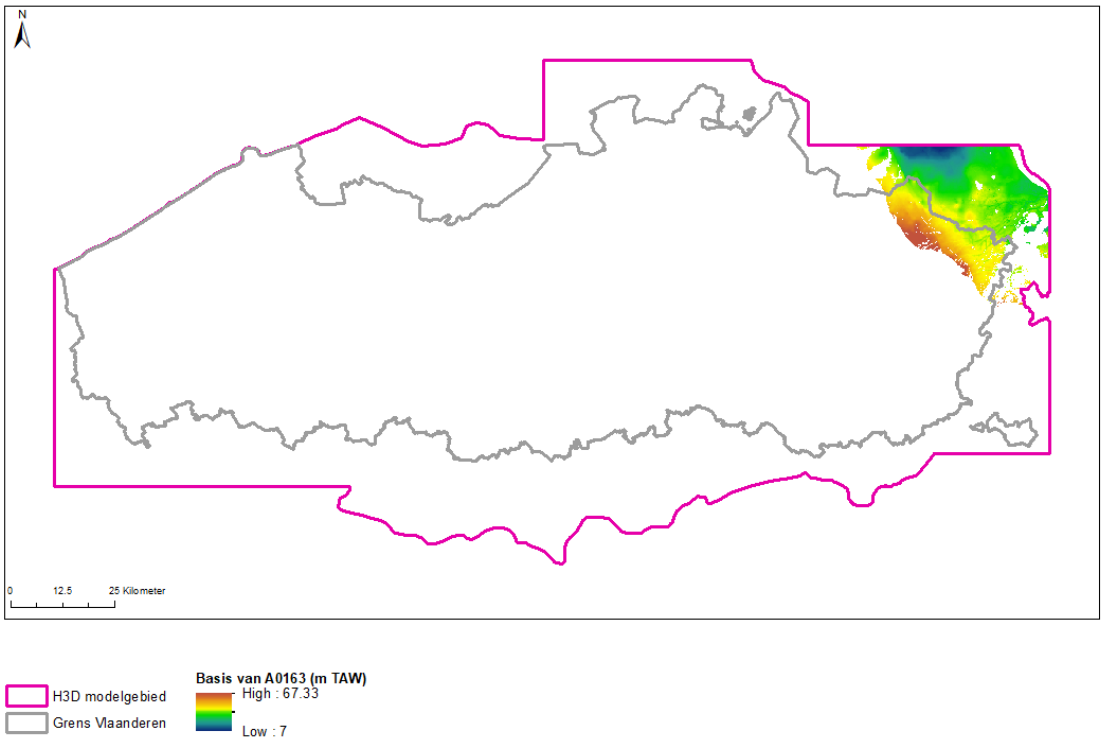


Basis Boxtel klei 1 (A0162)

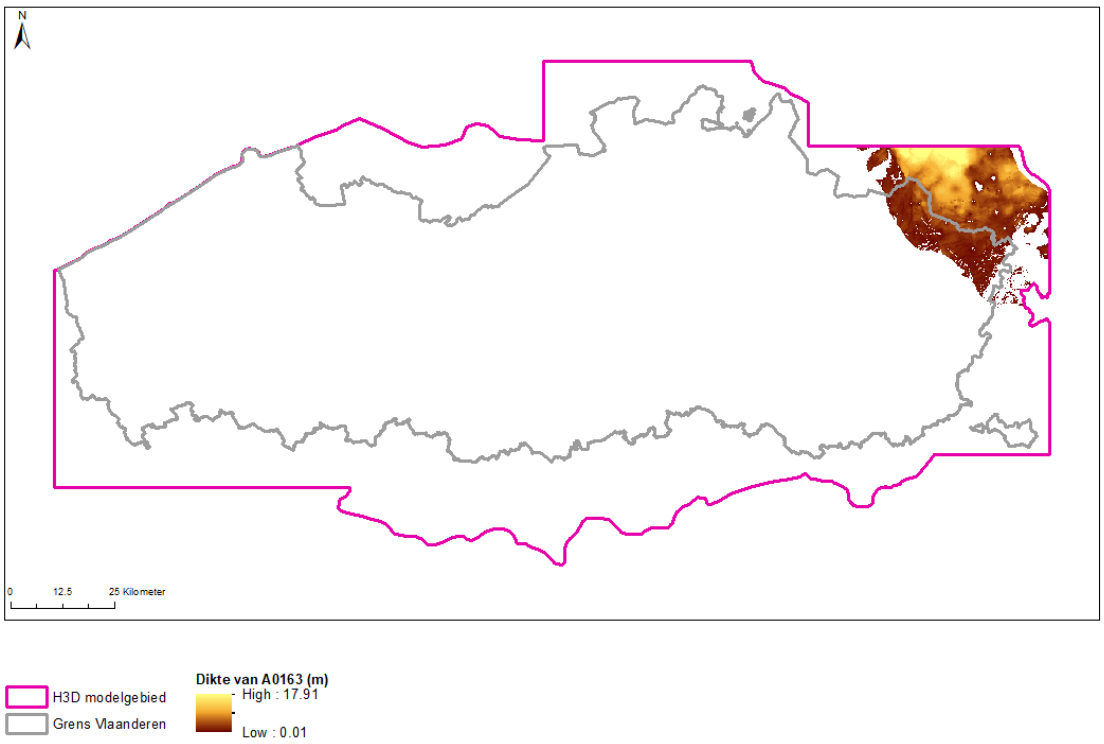


Dikte Boxtel klei 1 (A0162)

Bijlage G2.1.6.3 A0163 Boxtel zand 2

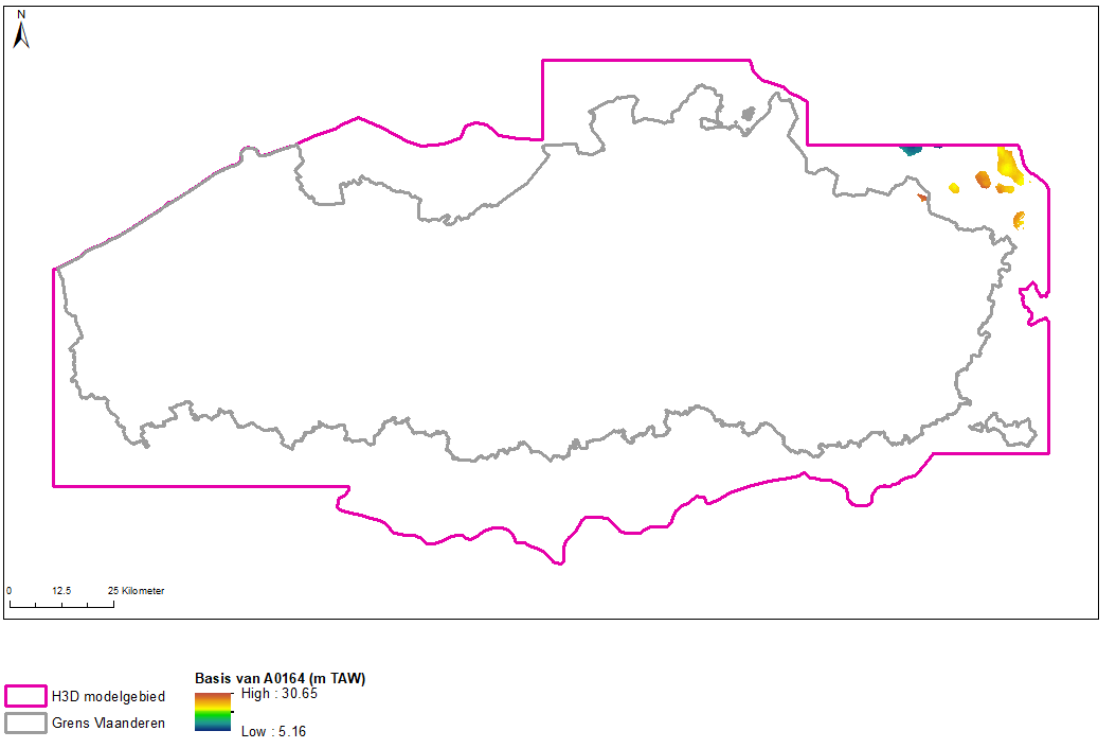


Basis Boxtel zand 2 (A0163)

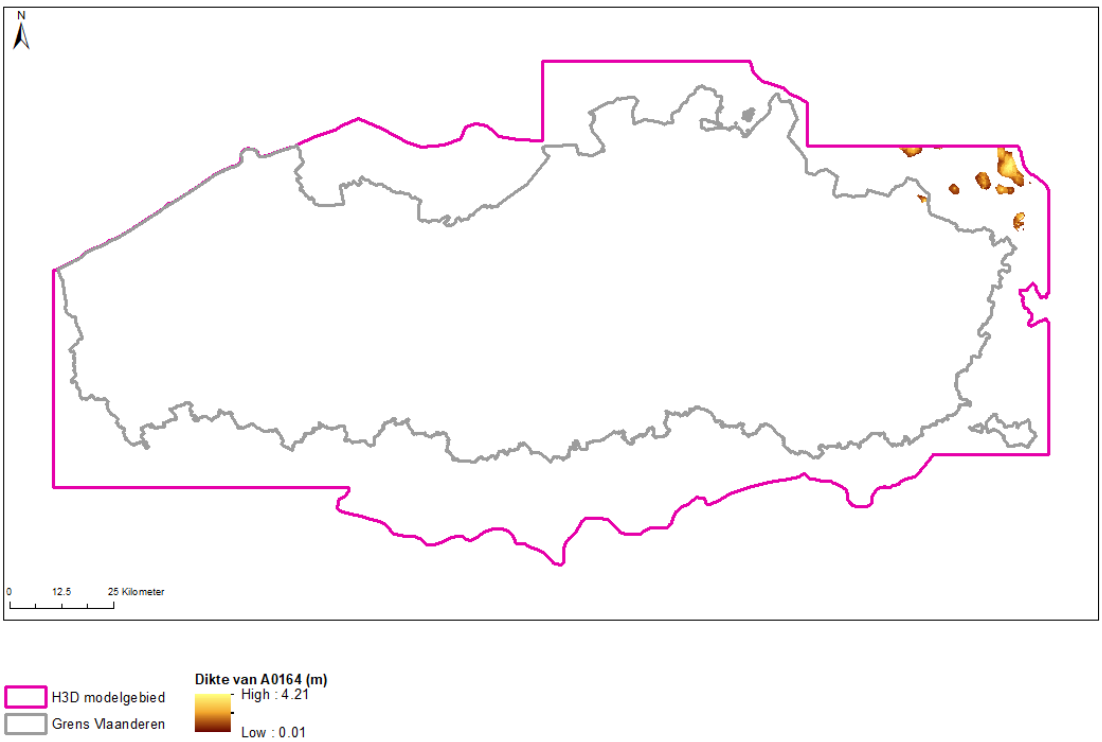


Diktes Boxtel zand 2 (A0163)

Bijlage G2.1.6.4 A0164 Boxtel klei 2

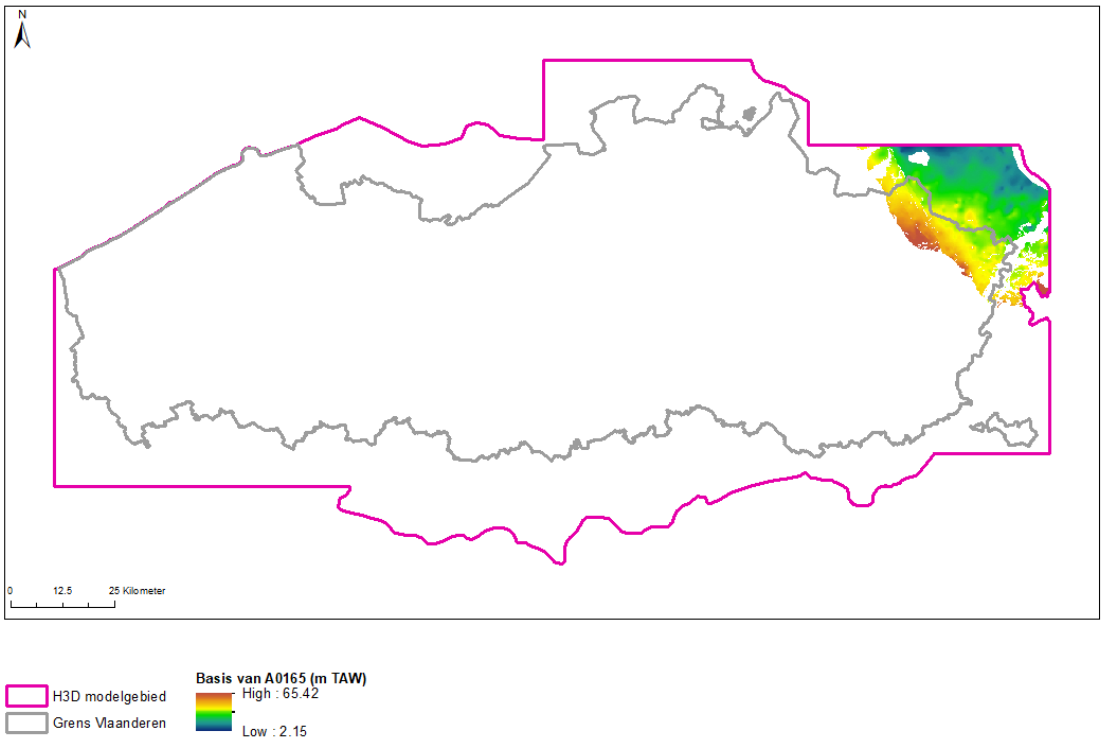


Basis Boxtel klei 2 (A0164)

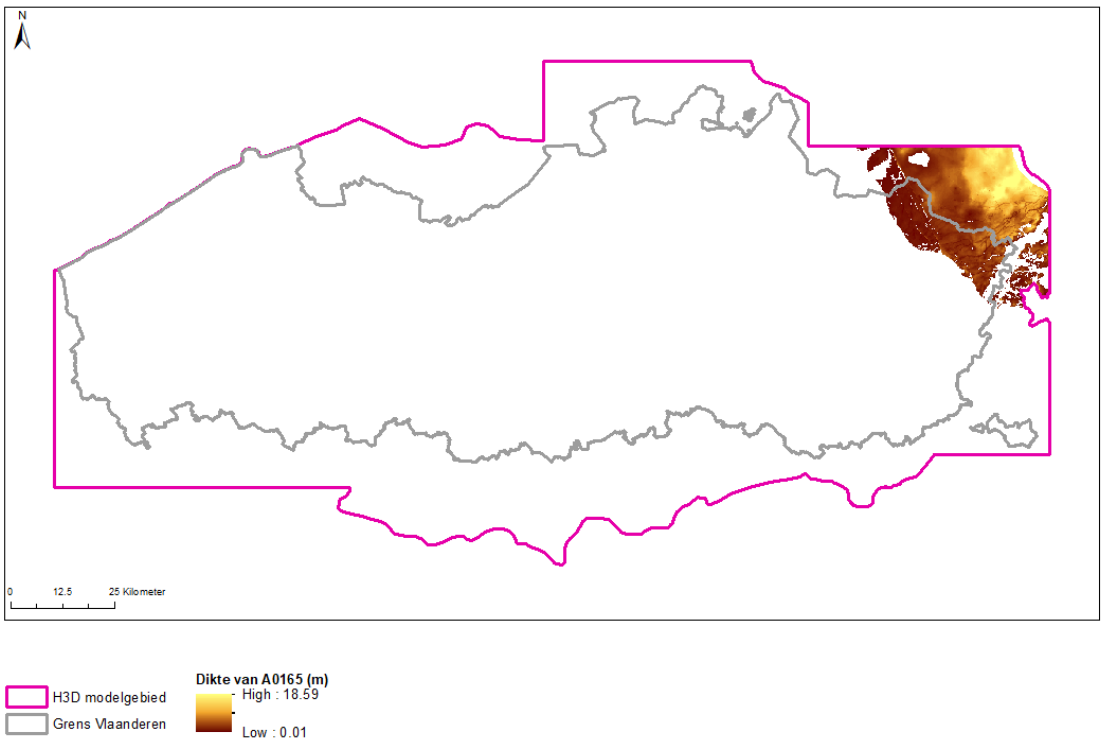


Dikte Boxtel klei 2 (A0164)

Bijlage G2.1.6.5 A0165 Boxtel zand 3

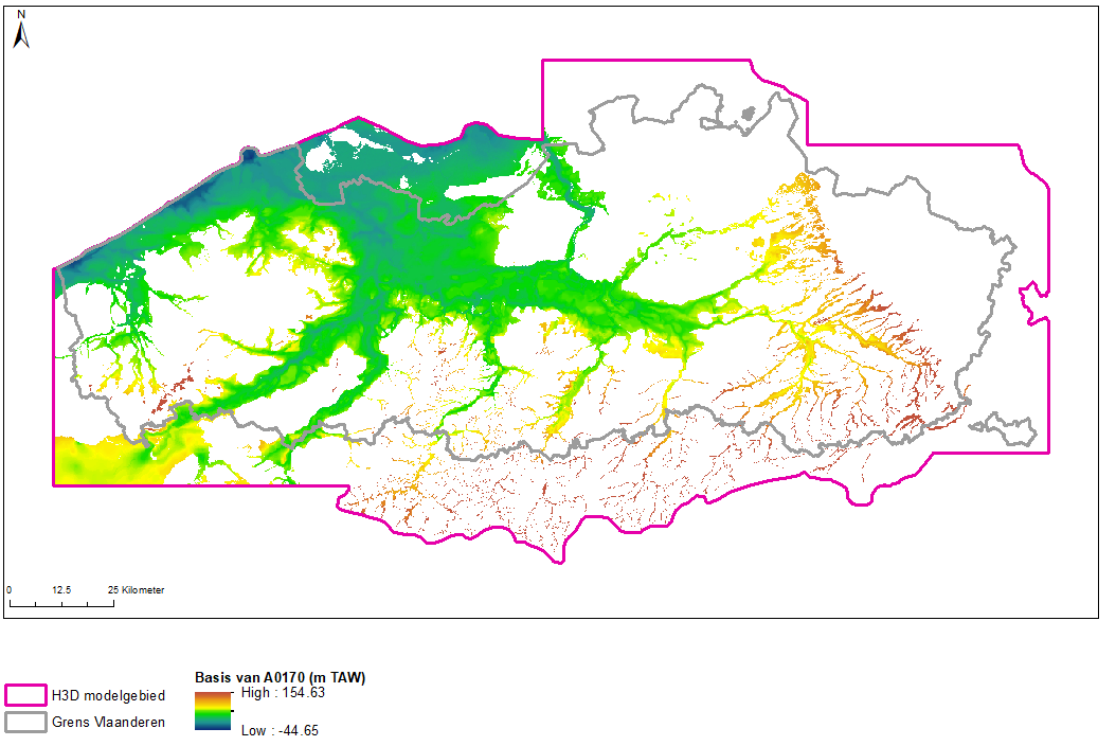


Basis Boxtel zand 3 (A0165)

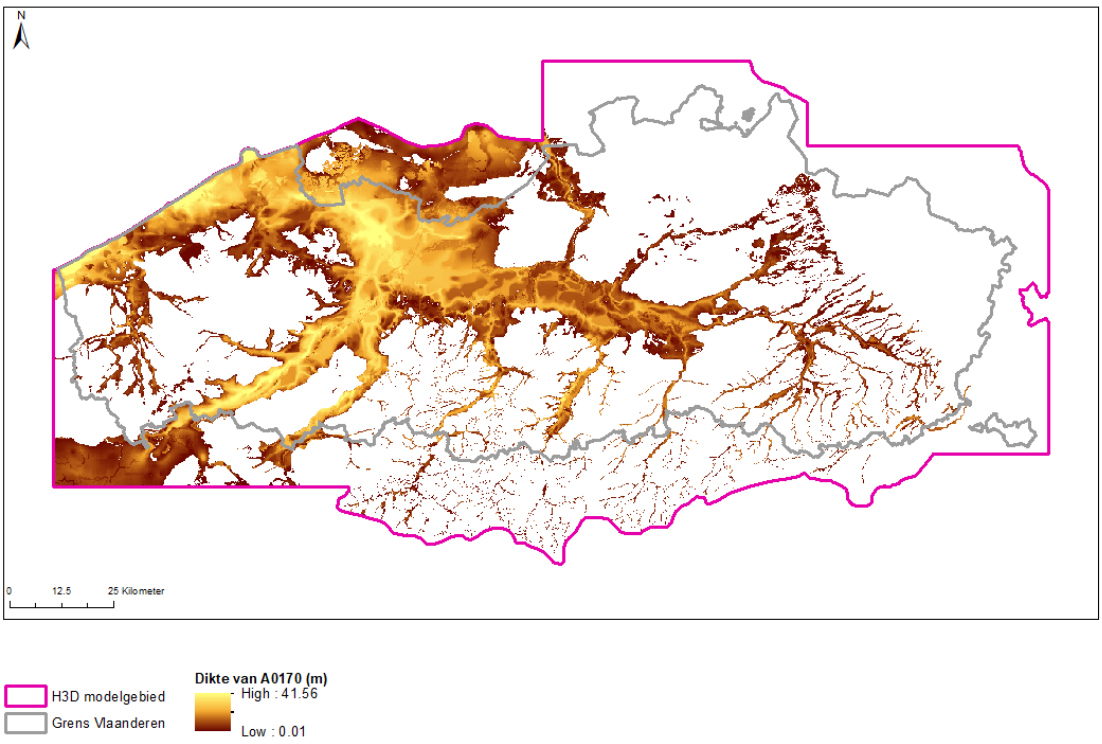


Diktes Boxtel zand 3 (A0165)

Bijlage G2.1.7 A0170 Pleistocene afzettingen

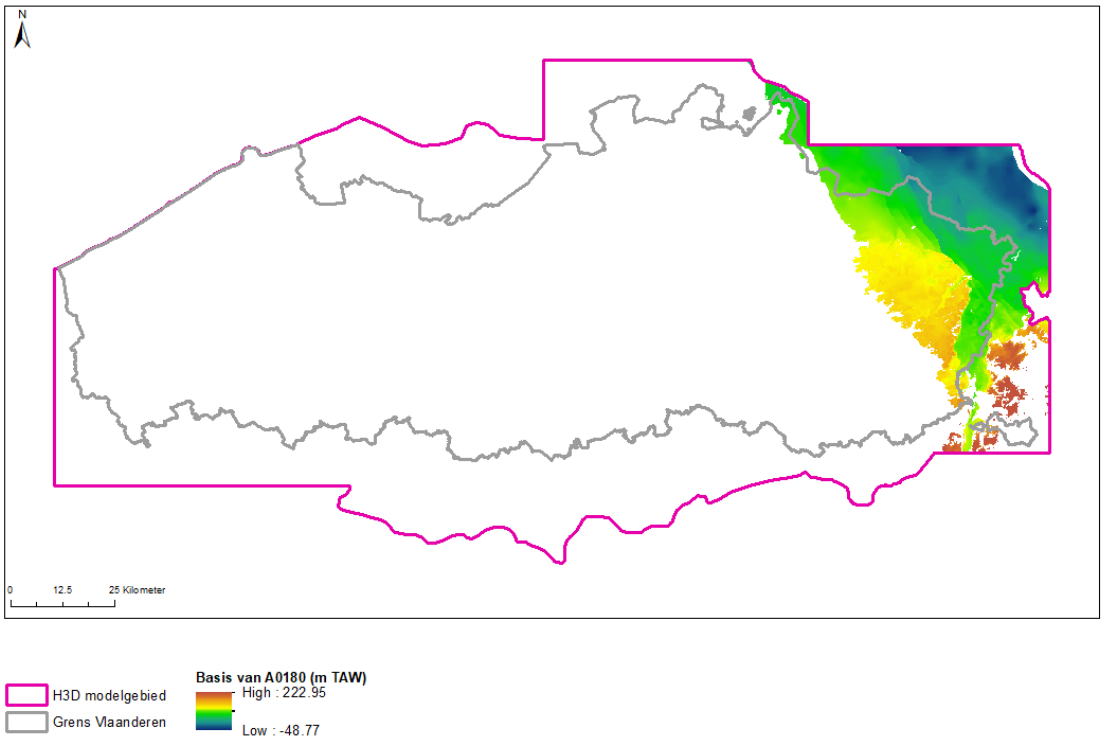


Basis Pleistocene afzettingen (A0170)

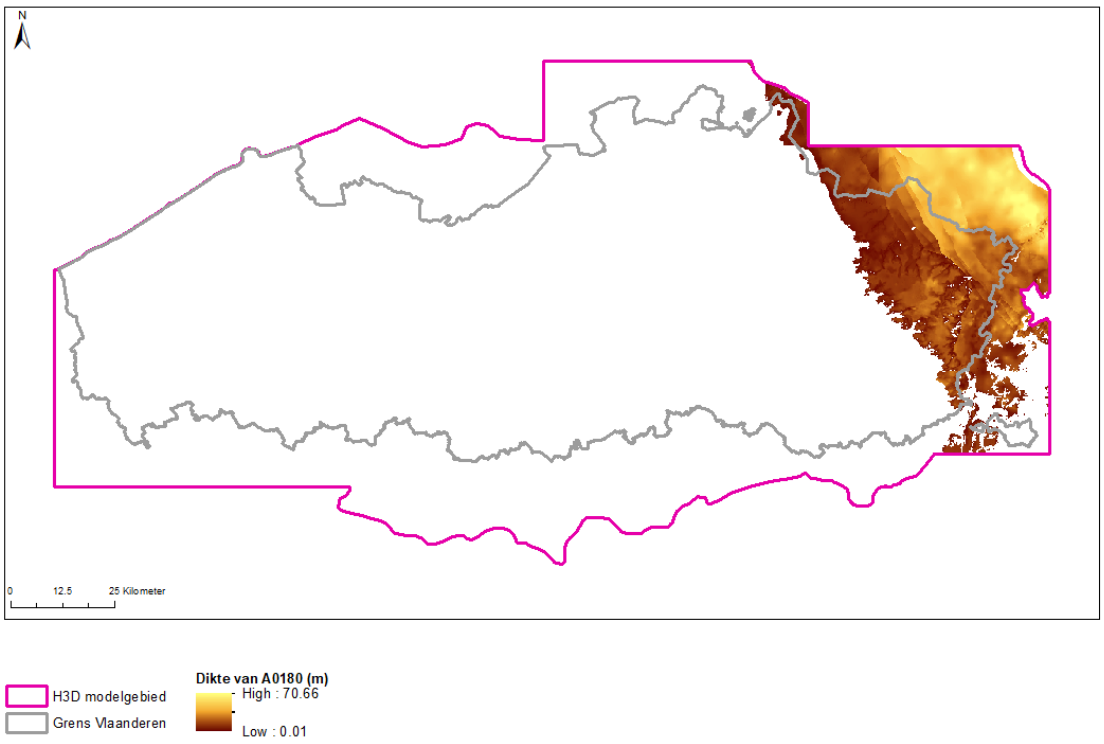


Dikte Pleistocene afzettingen (A0170)

Bijlage G2.1.8 A0180 Maas- en Rijnafzettingen

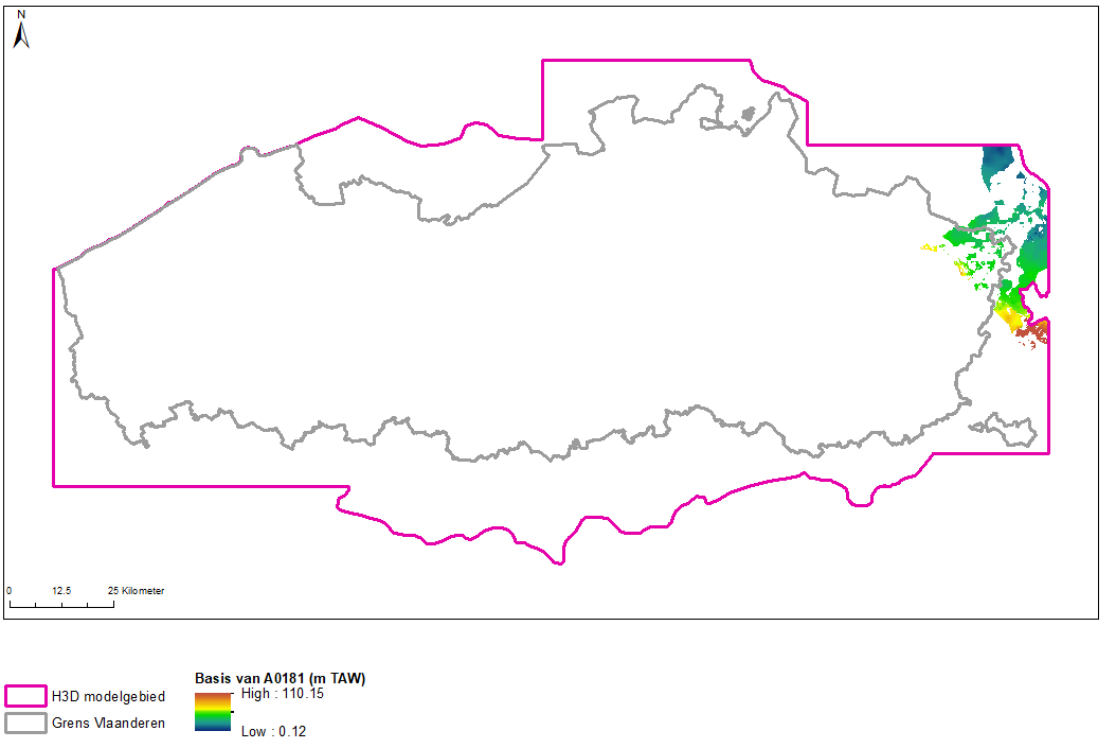


Basis Maas- en Rijnafzettingen (A0180)

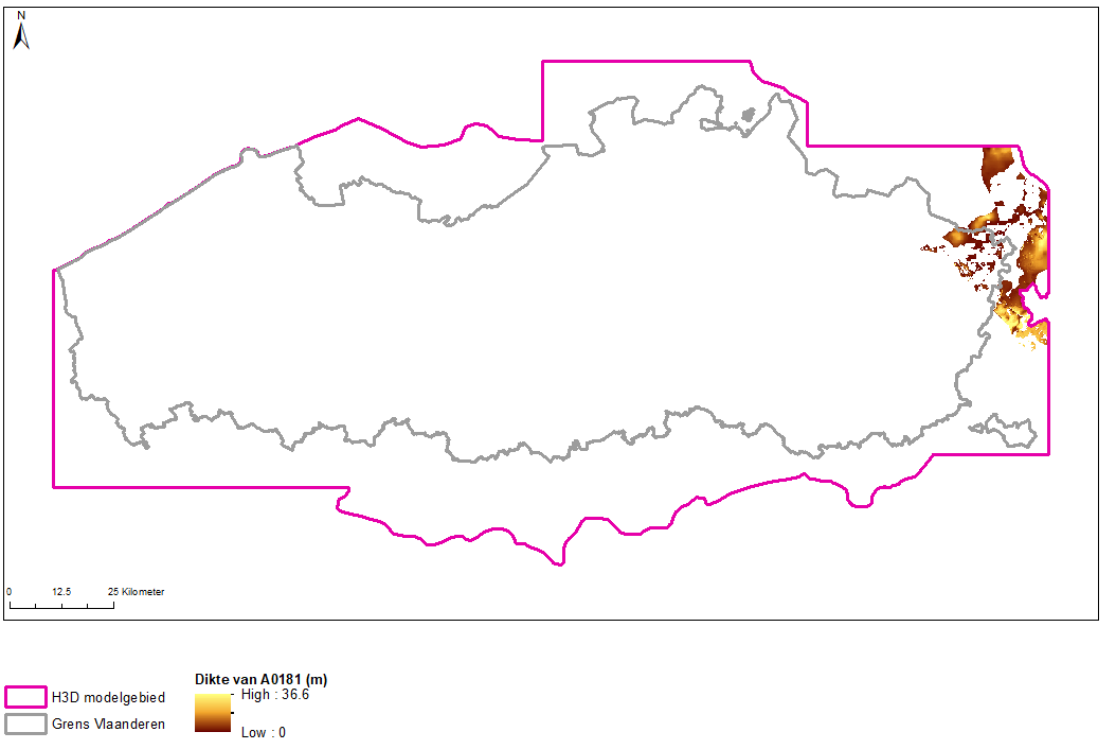


Dikte Maas- en Rijnafzettingen (A0180)

Bijlage G2.1.8.1 A0181 Beegden zand 1

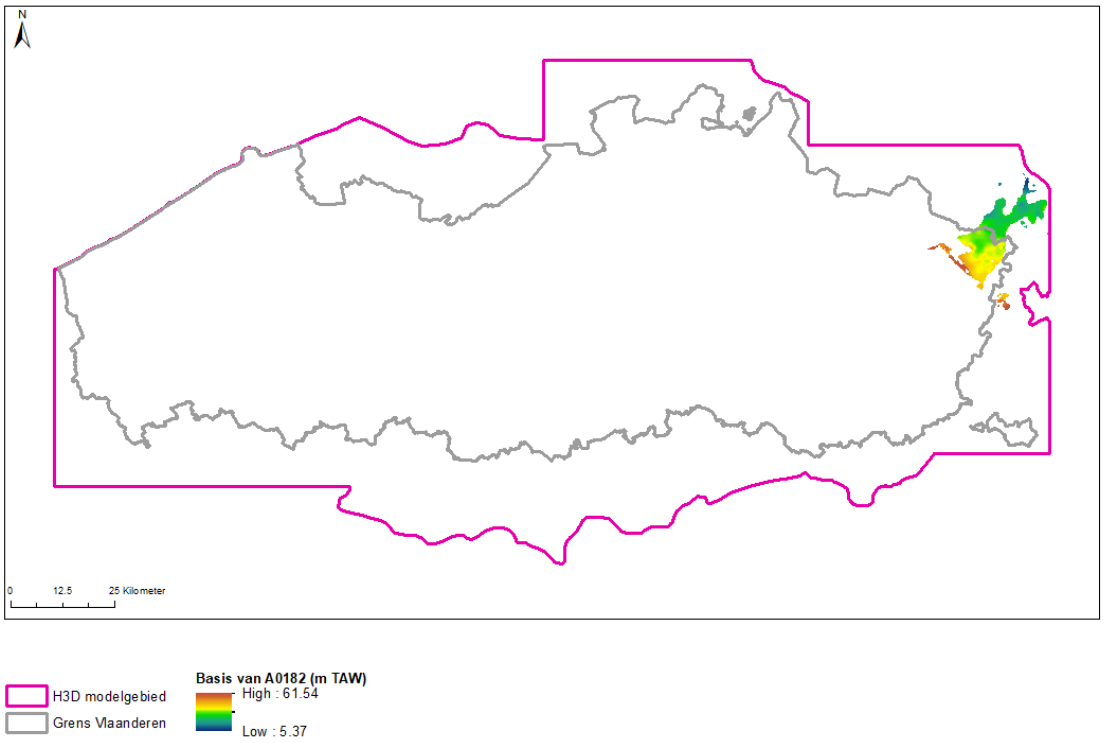


Basis Beegden zand 1 (A0181)

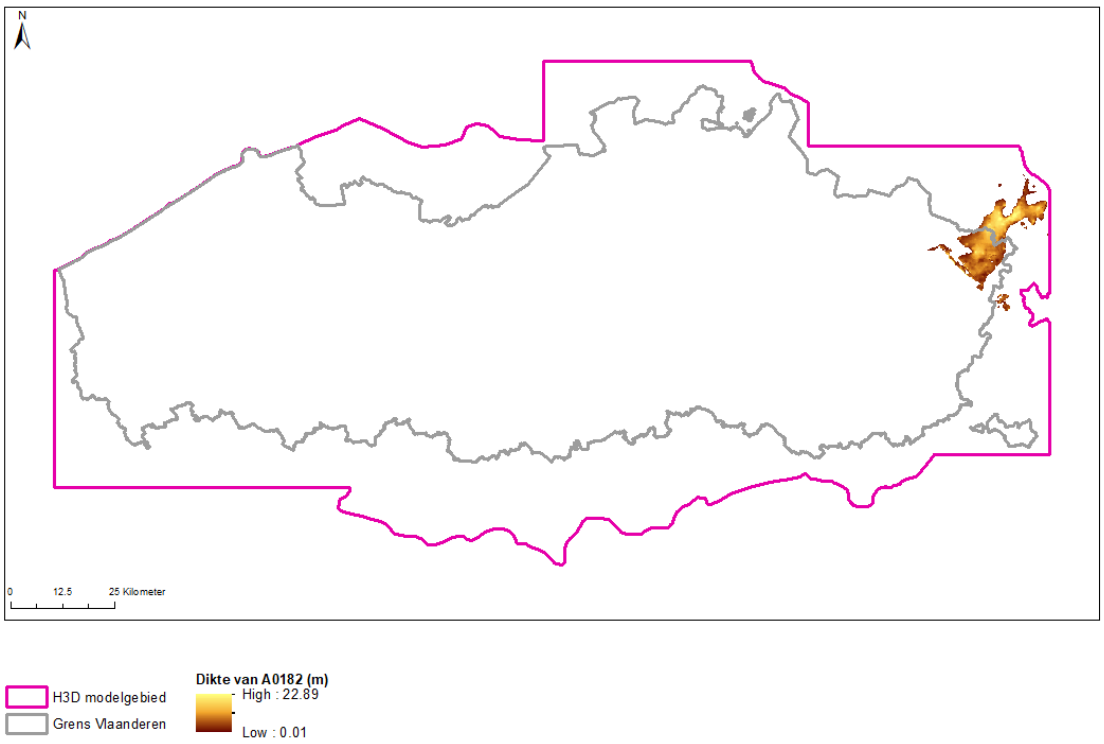


Dikte Beegden zand 1 (A0181)

Bijlage G2.1.8.2 A0182 Beegden klei 1

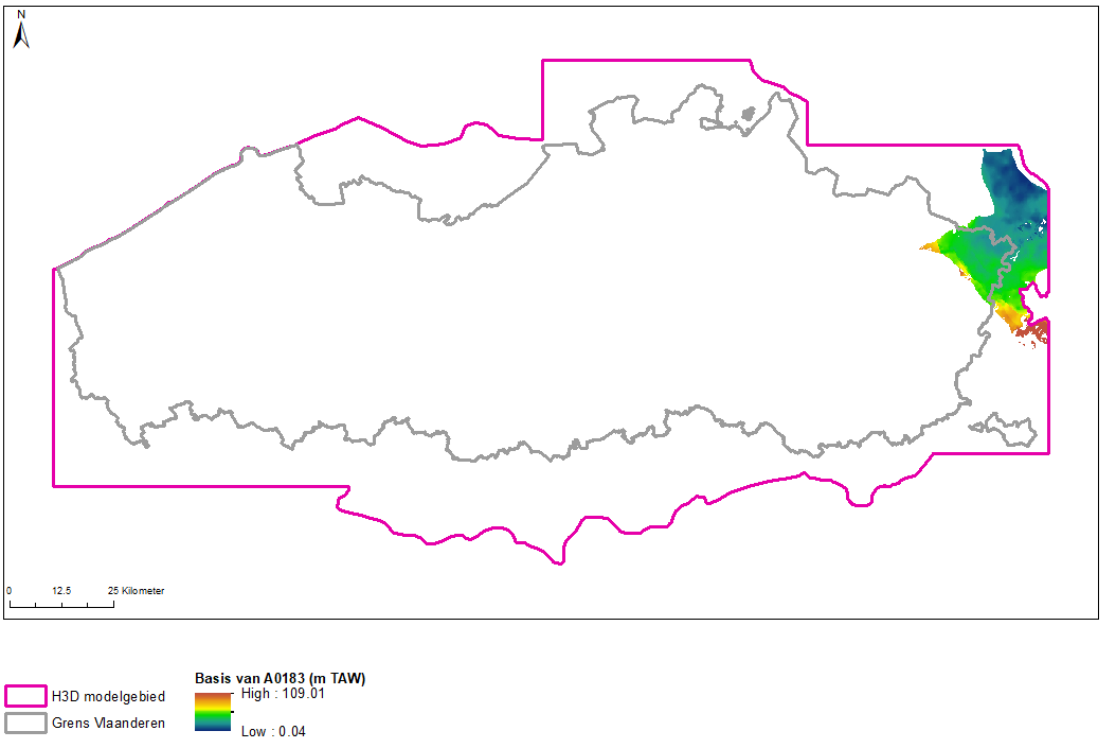


Basis Beegden klei 1 (A0182)

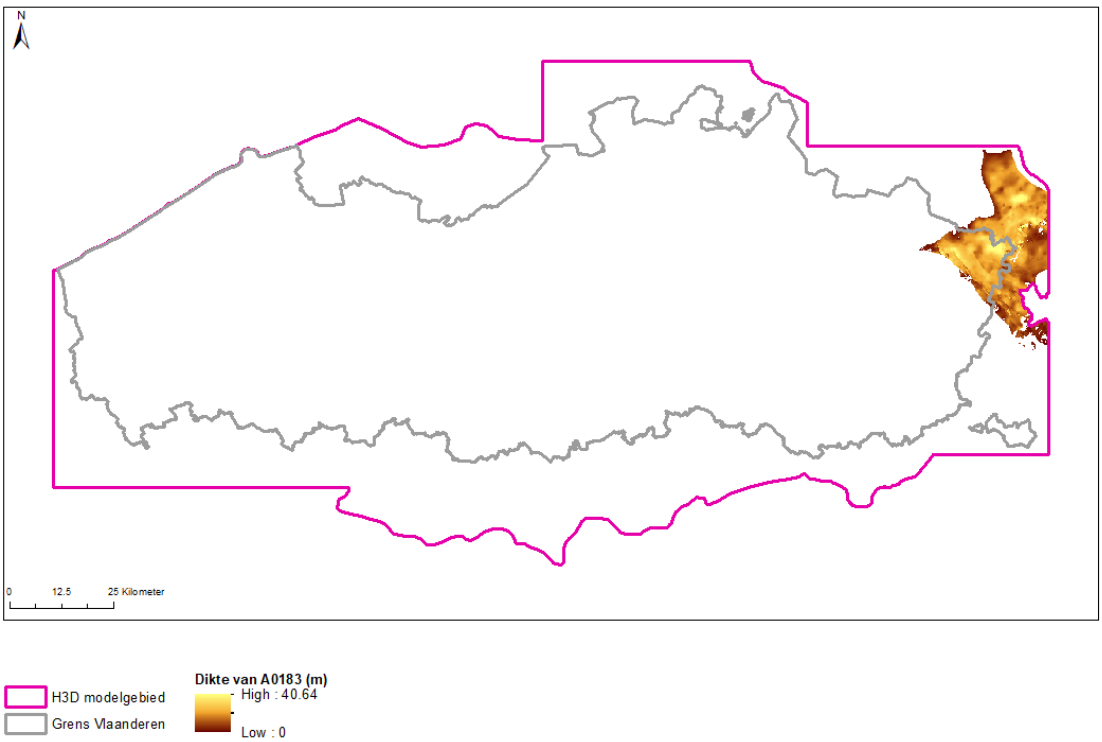


Dikte Beegden klei 1 (A0182)

Bijlage G2.1.8.3 A0183 Beegden zand 2

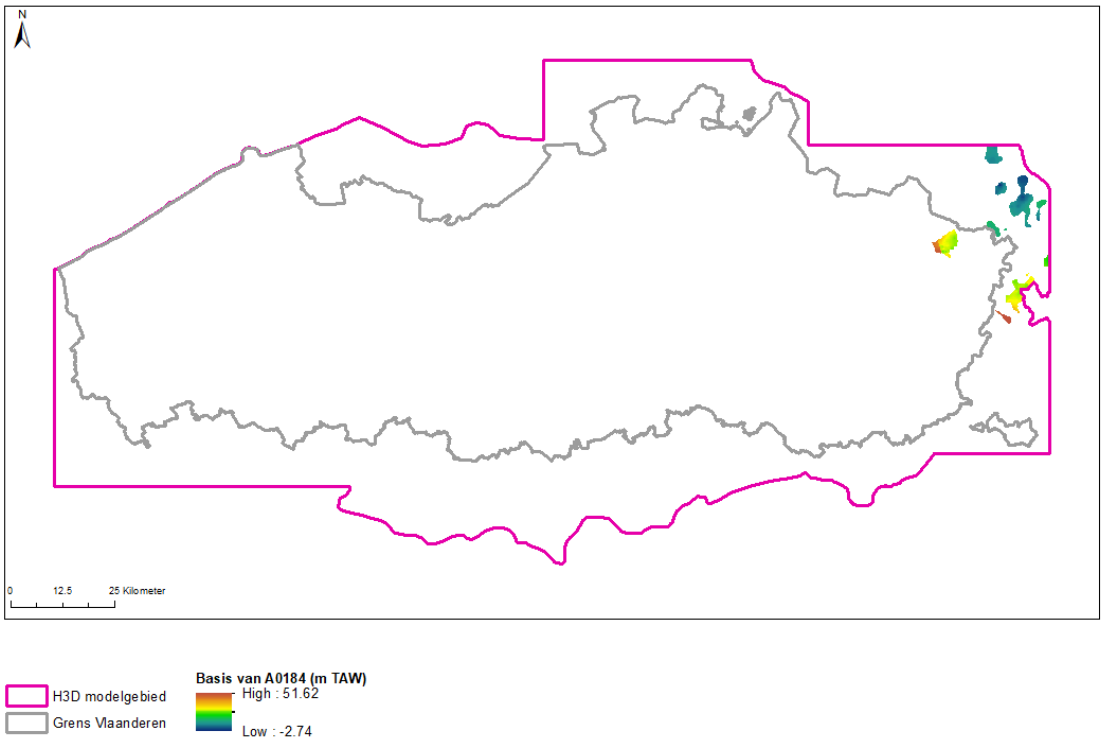


Basis Beegden zand 2 (A0183)

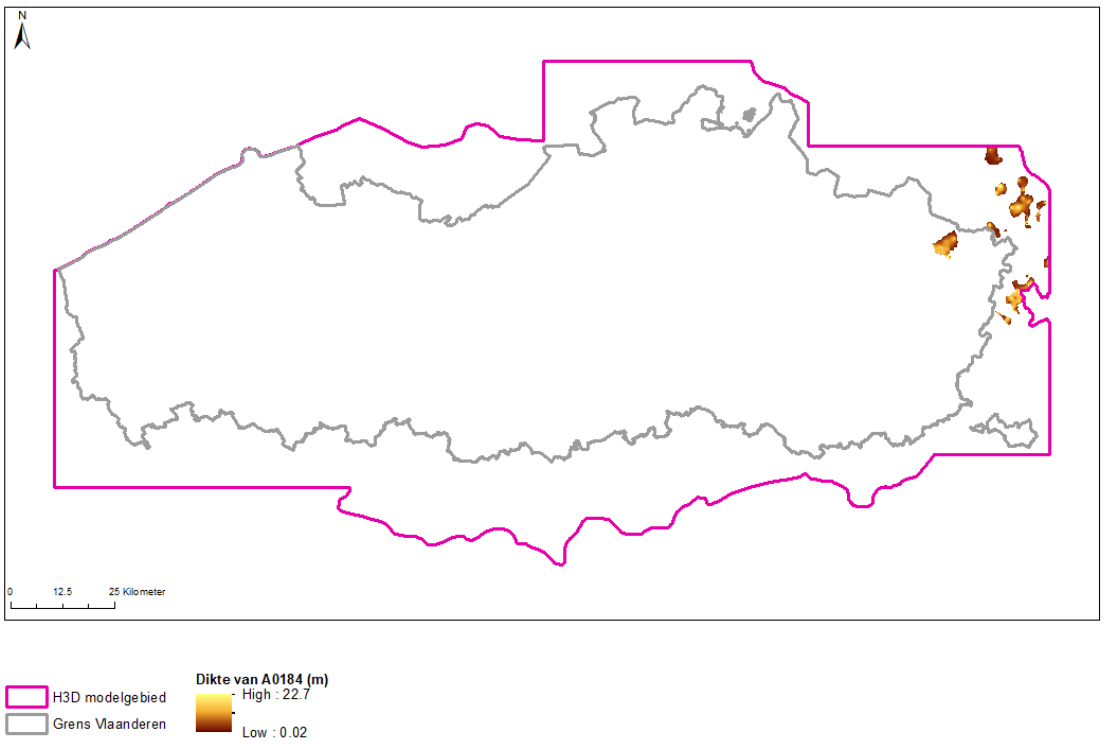


Dikte Beegden zand 2 (A0183)

Bijlage G2.1.8.4 A0184 Beegden klei 2

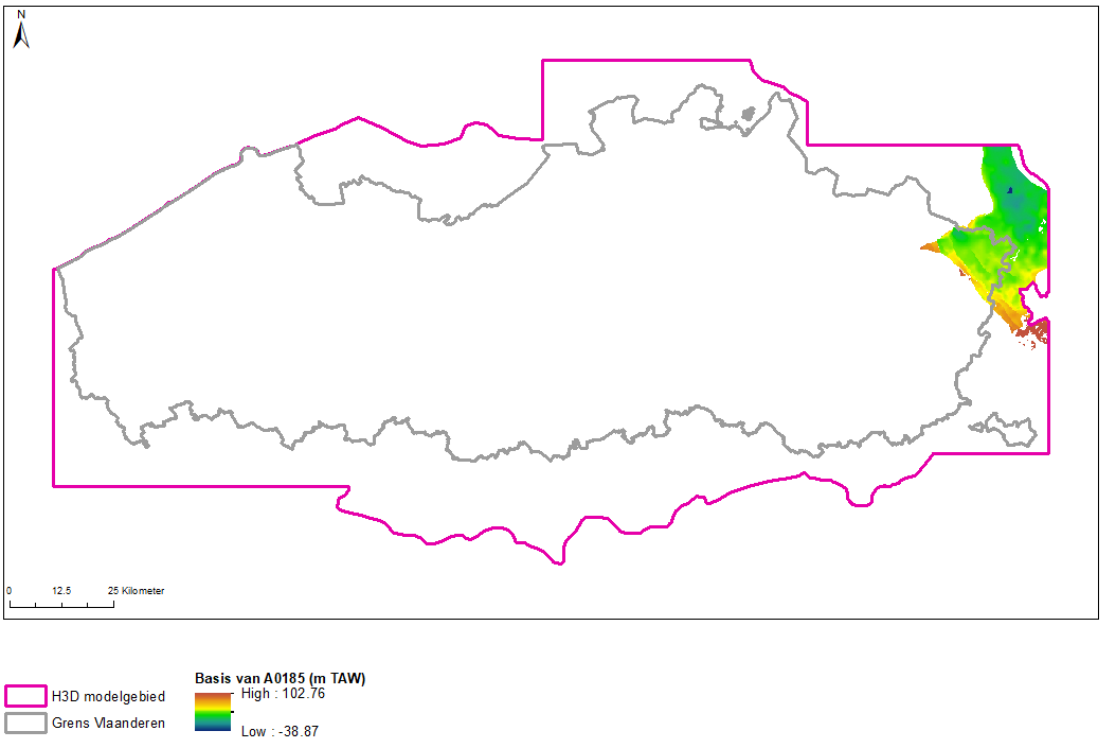


Basis Beegden klei 2 (A0184)

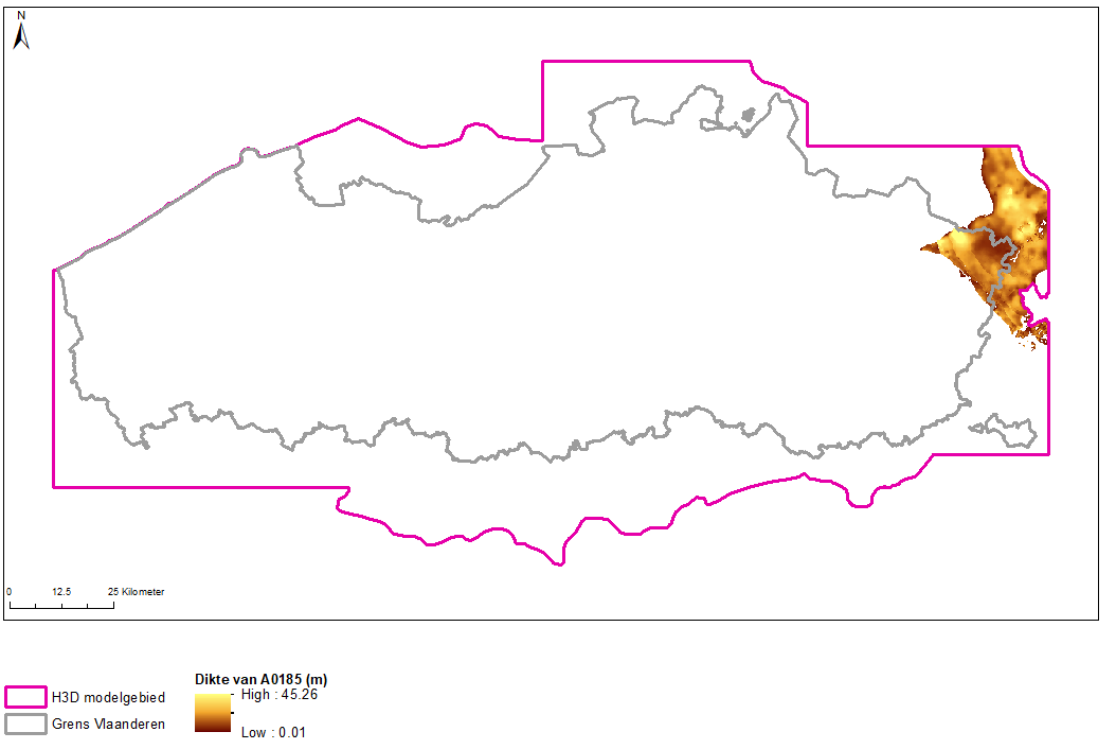


Dikte Beegden klei 2 (A0184)

Bijlage G2.1.8.5 A0185 Beegden zand 3

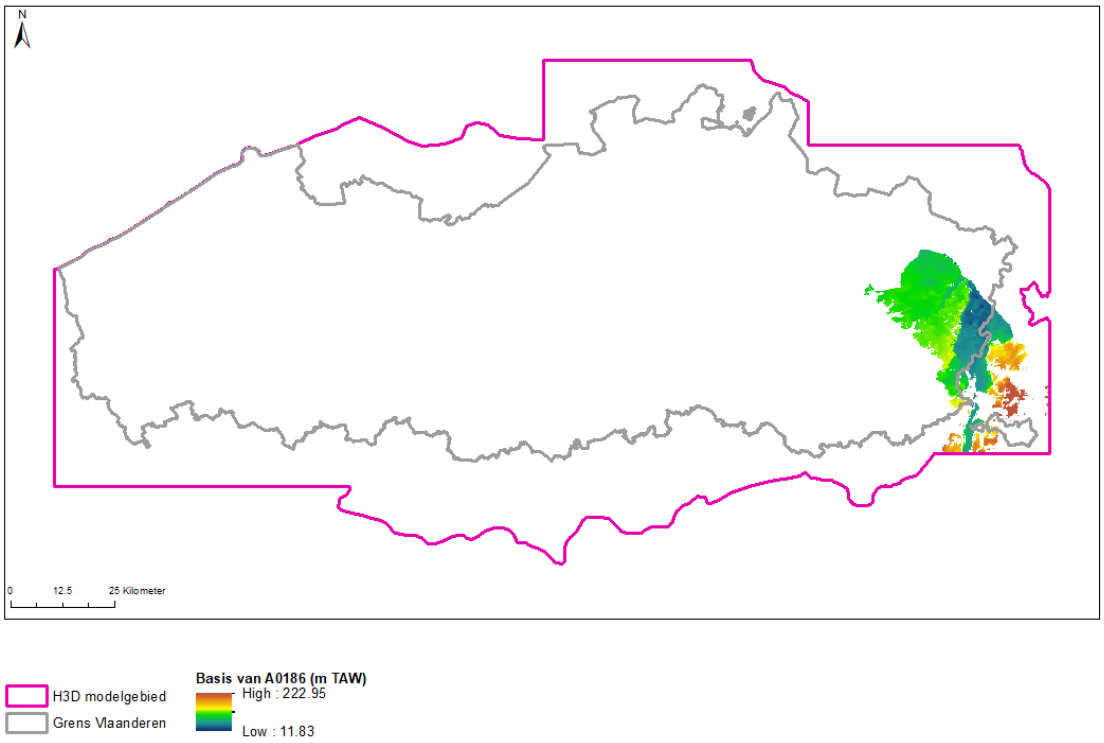


Basis Beegden zand 3 (A0185)

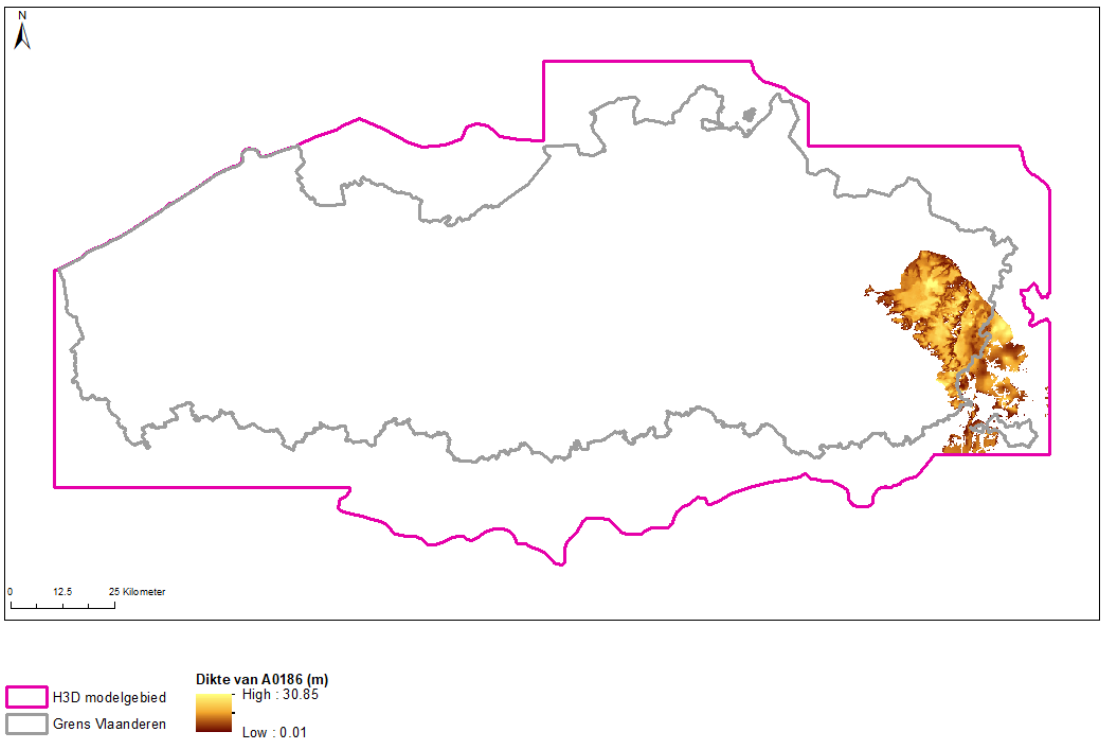


Dikte Beegden zand 3 (A0185)

Bijlage G2.1.8.6 A0186 Beegden ongedifferentieerd

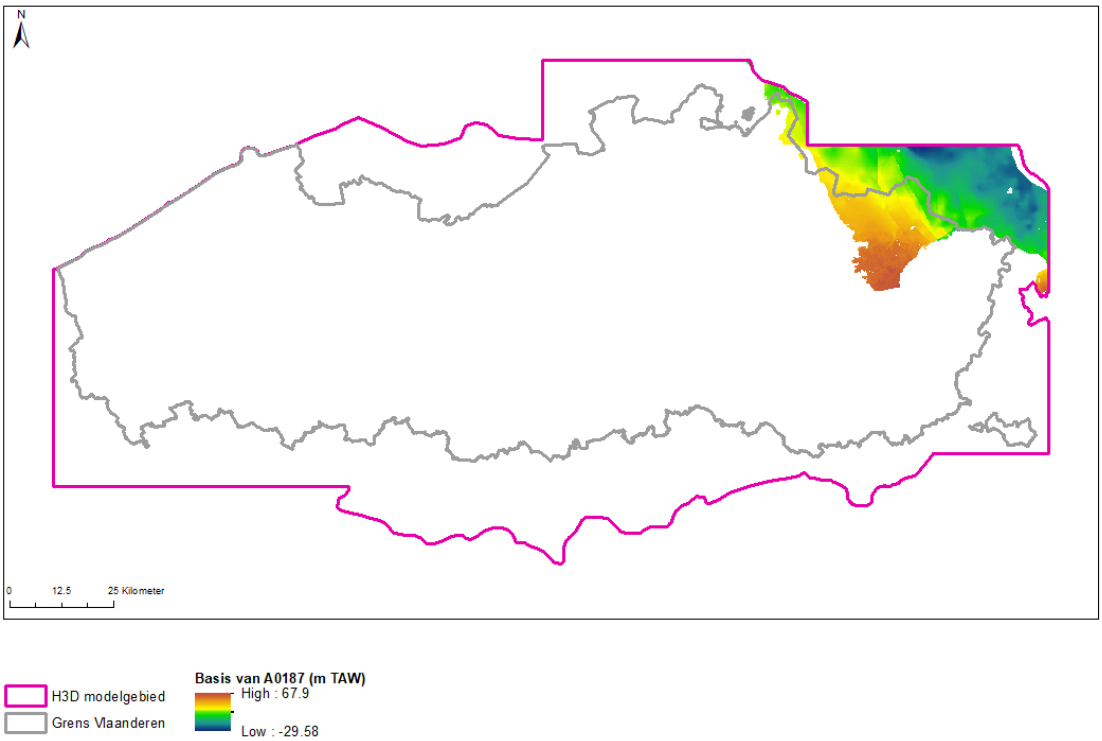


Basis Beegden ongedifferentieerd (A0186)

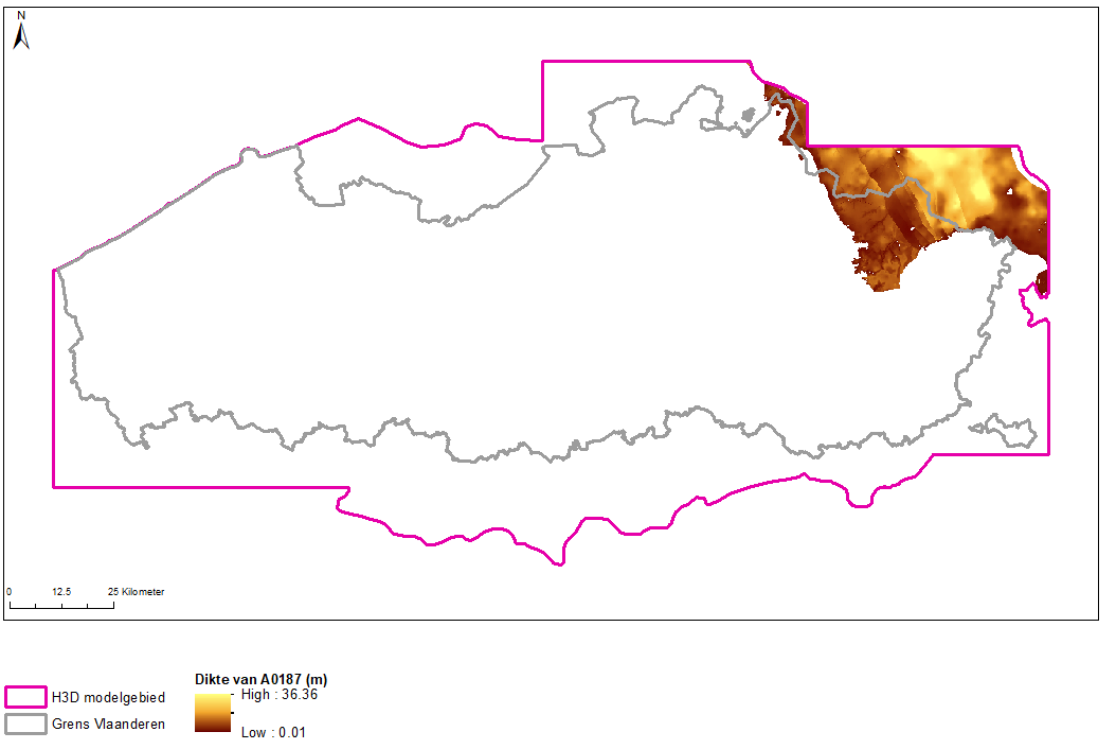


Dikte Beegden ongedifferentieerd (A0186)

Bijlage G2.1.8.7 A0187 Sterksel zand 1

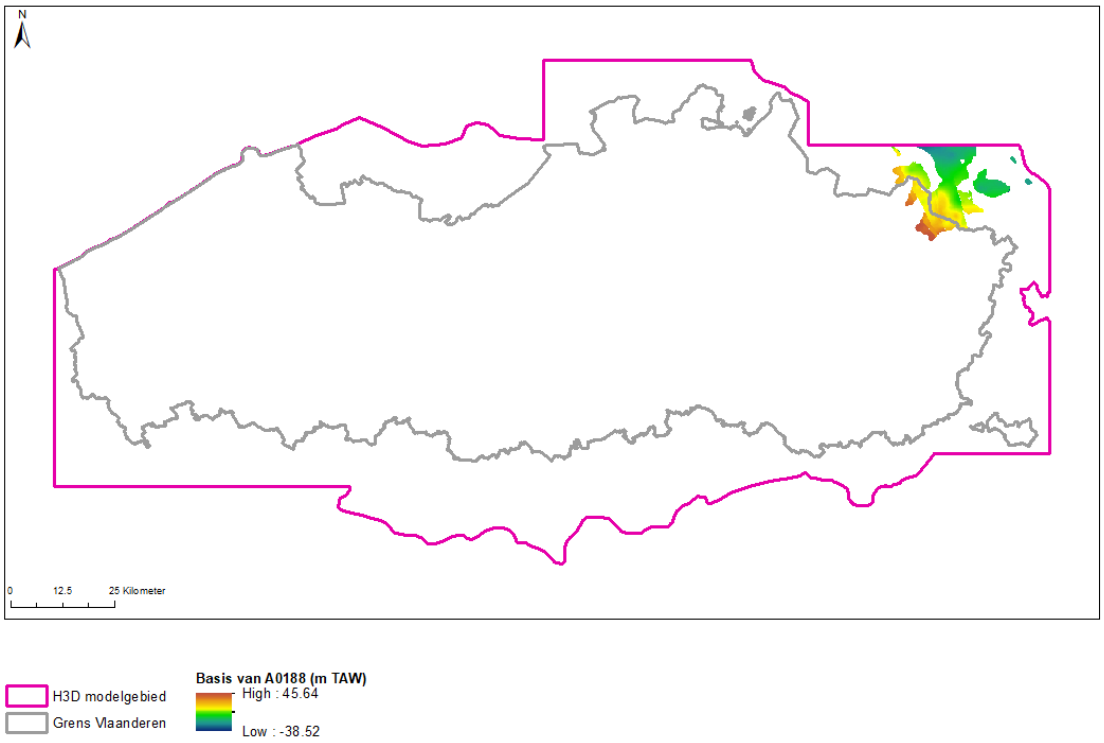


Basis Sterksel zand 1 (A0187)

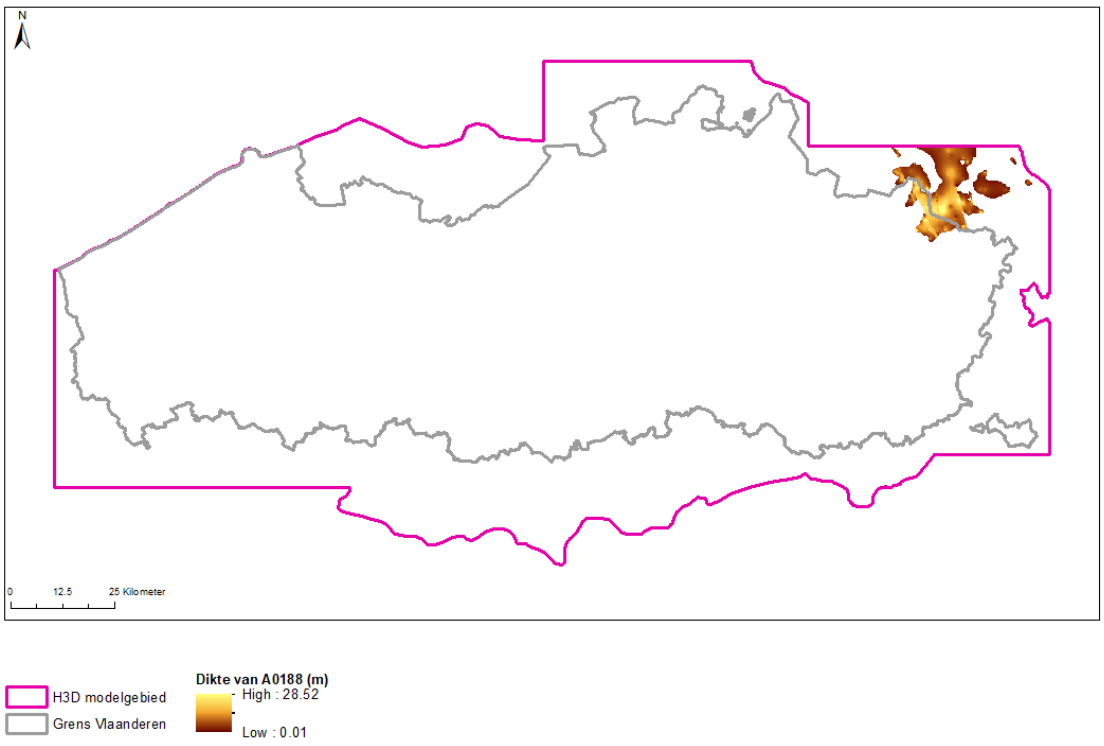


Dikte Sterksel zand 1 (A0187)

Bijlage G2.1.8.8 A0188 Sterksel klei 1

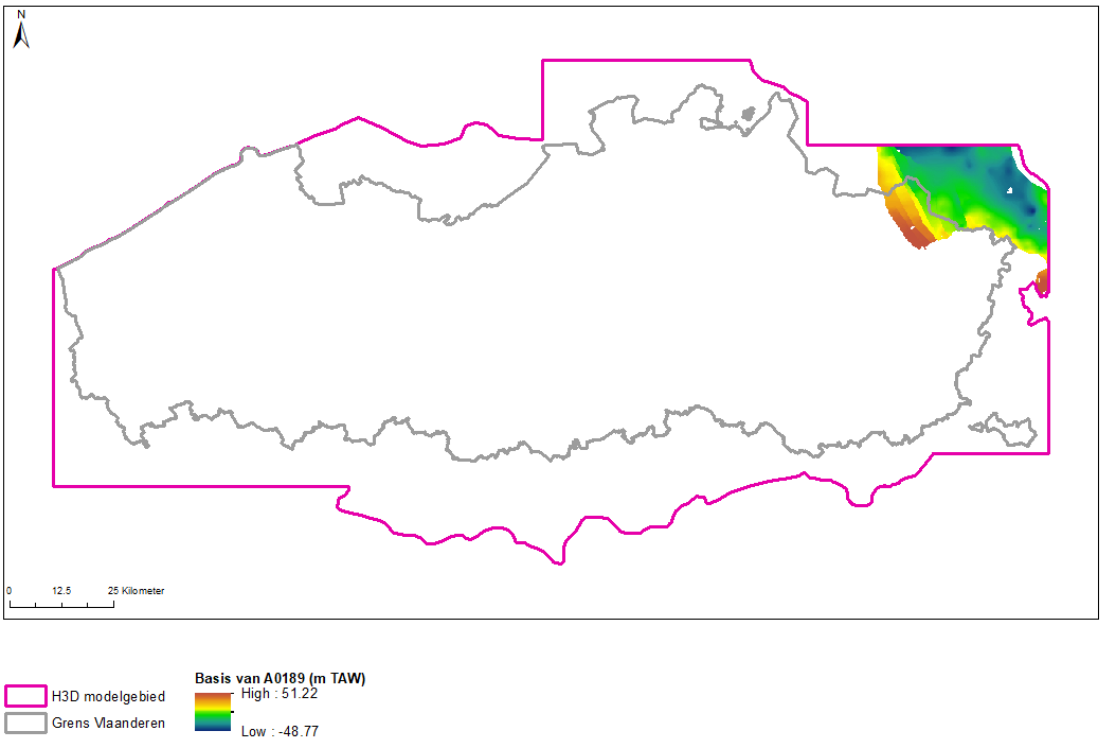


Basis Sterksel klei 1 (A0188)

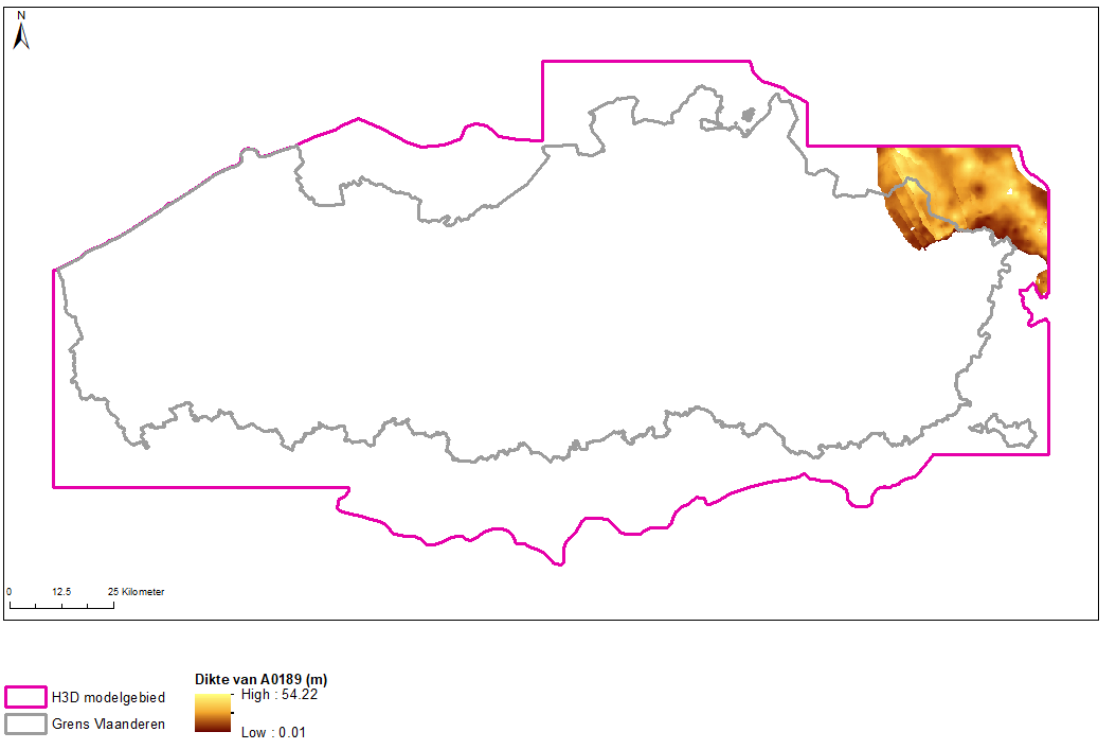


Dikte Sterksel klei 1 (A0188)

Bijlage G2.1.8.9 A0189 Stersel zand 2

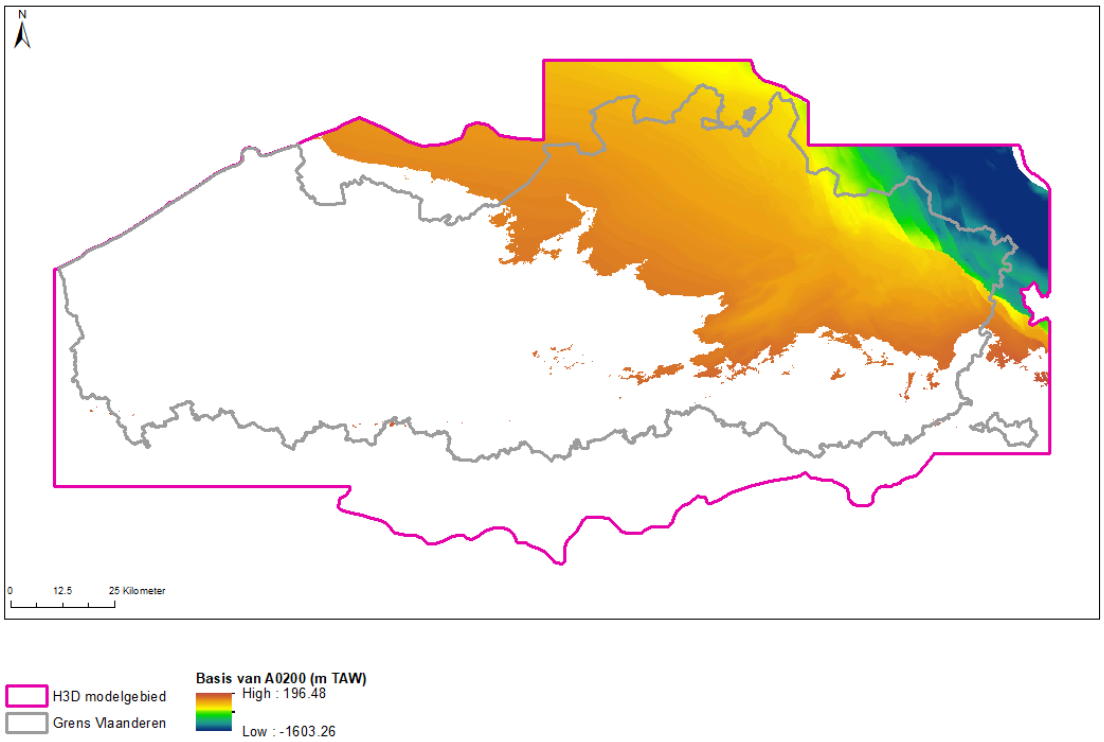


Basis Stersel zand 2 (A0189)

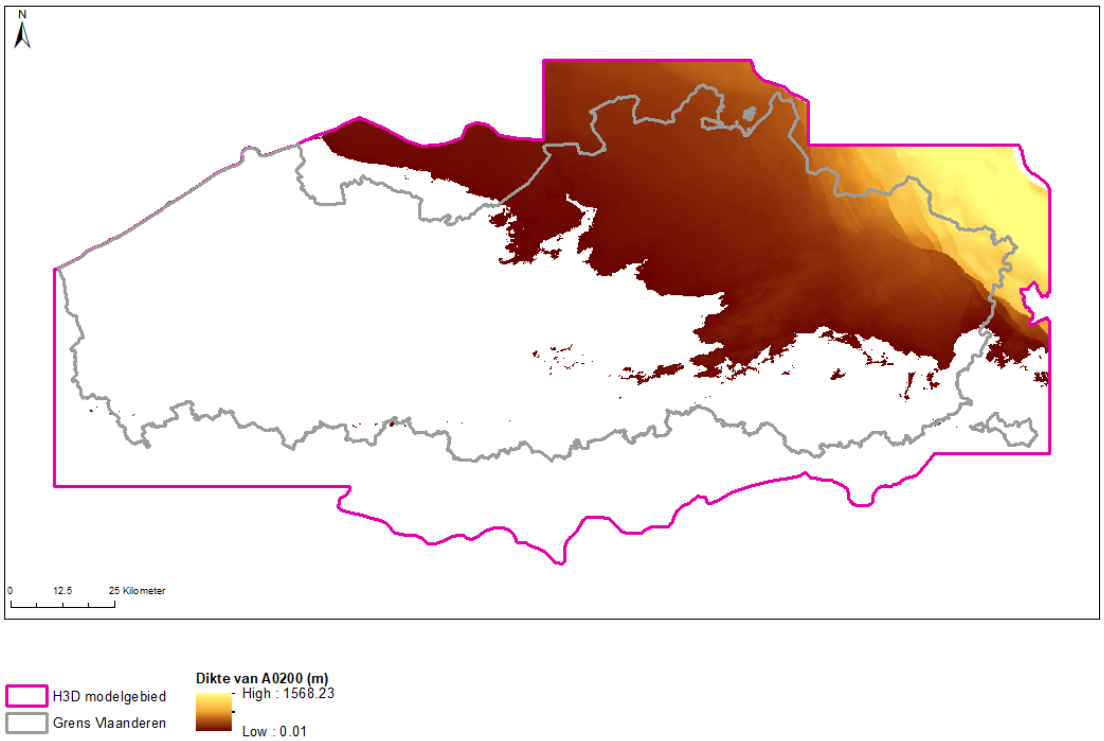


Dikte Stersel zand 2 (A0189)

Bijlage G2.2 A0200 Kempens Aquifersysteem

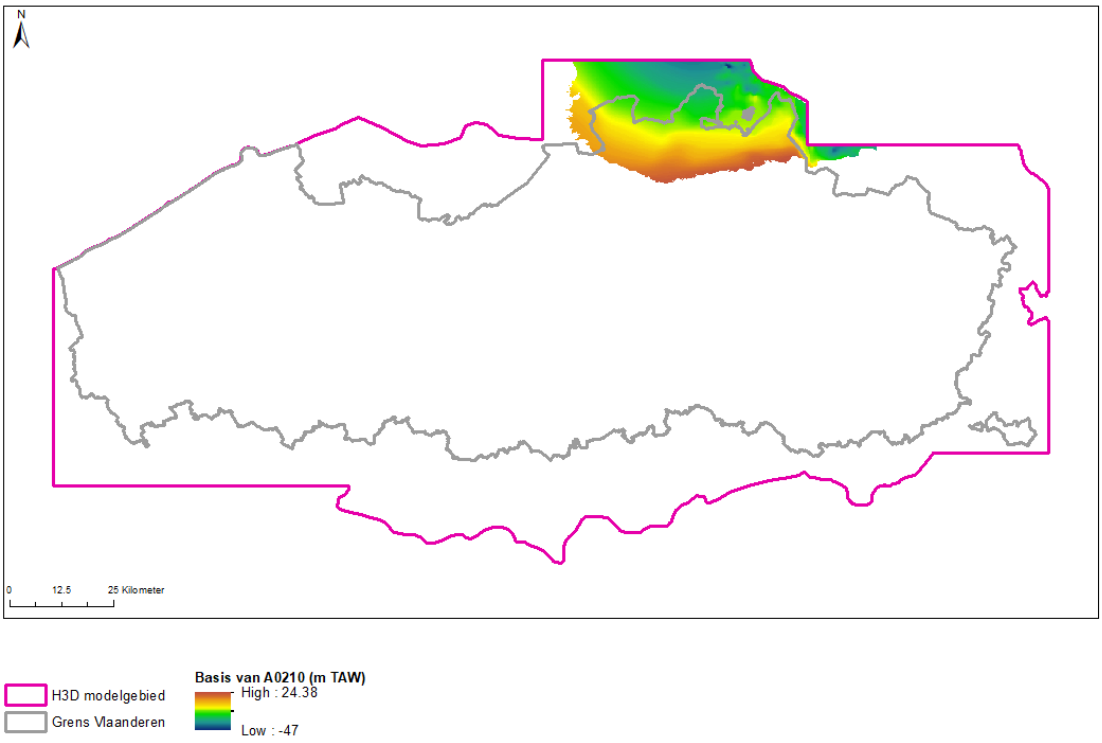


Basis Kempens Aquifersysteem (A0200)

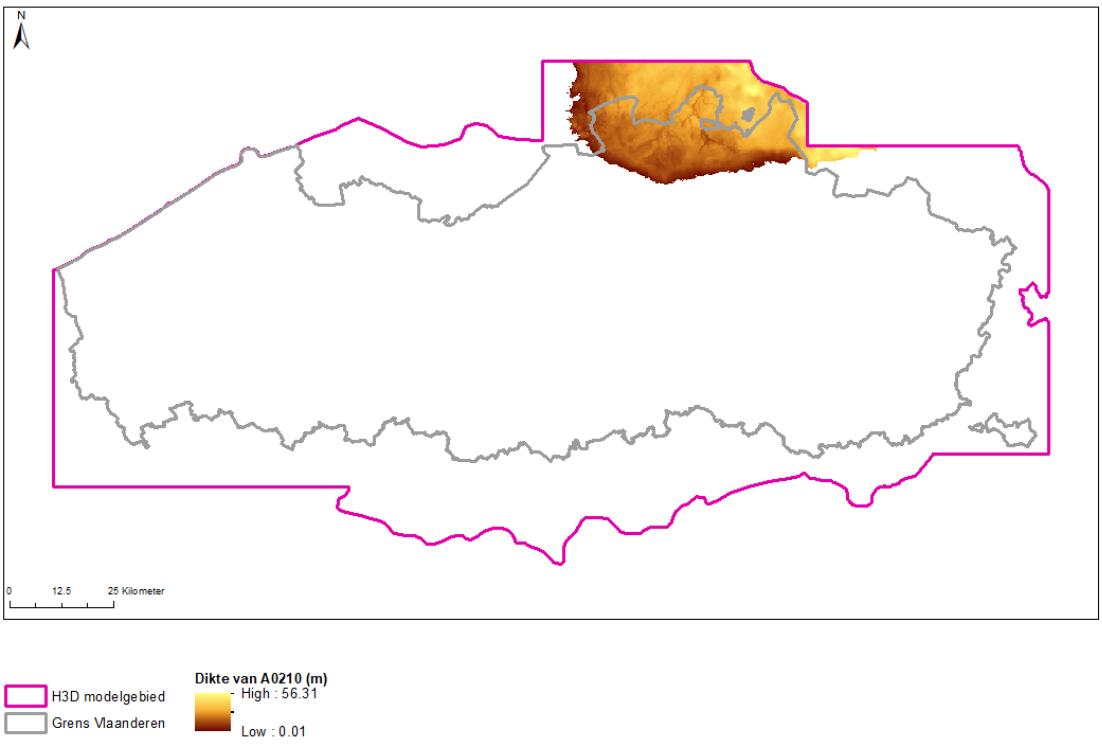


Dikte Kempens Aquifersysteem (A0200)

Bijlage G2.2.1 A0210 Klei-zand complex van de Kempen

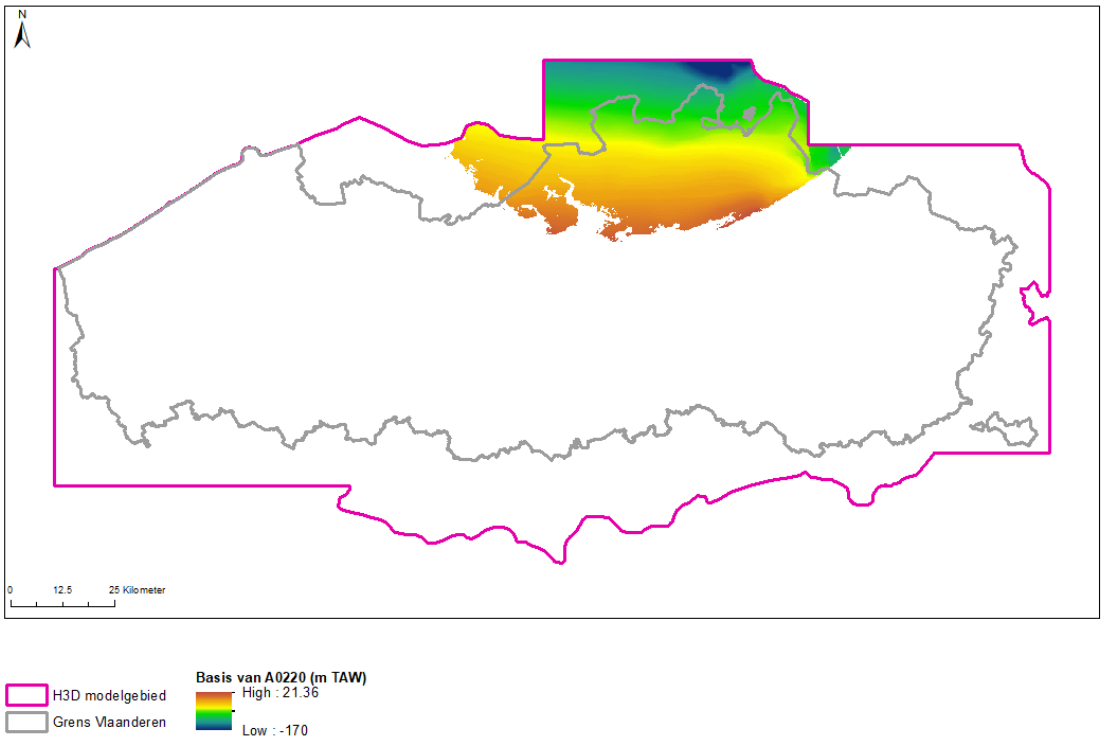


Basis Klei-zand complex van de Kempen (A0210)

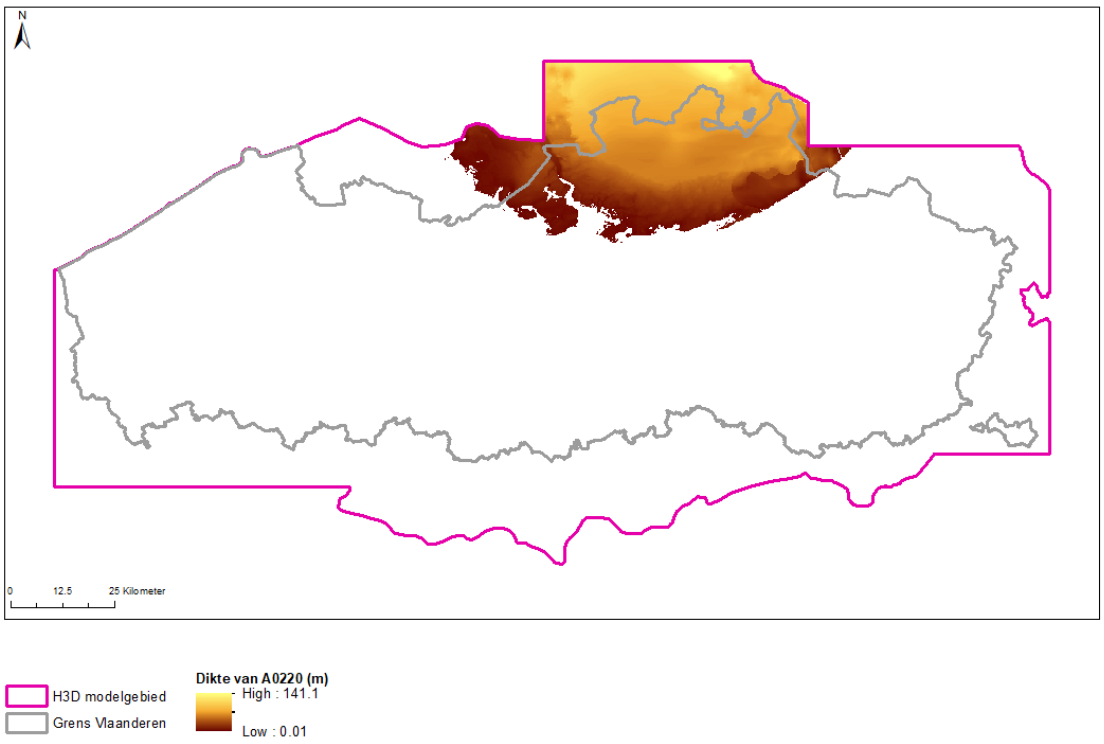


Dikte Klei-zand complex van de Kempen (A0210)

Bijlage G2.2.2 A0220 Pleistoceen en Plioceen Aquifersysteem – west

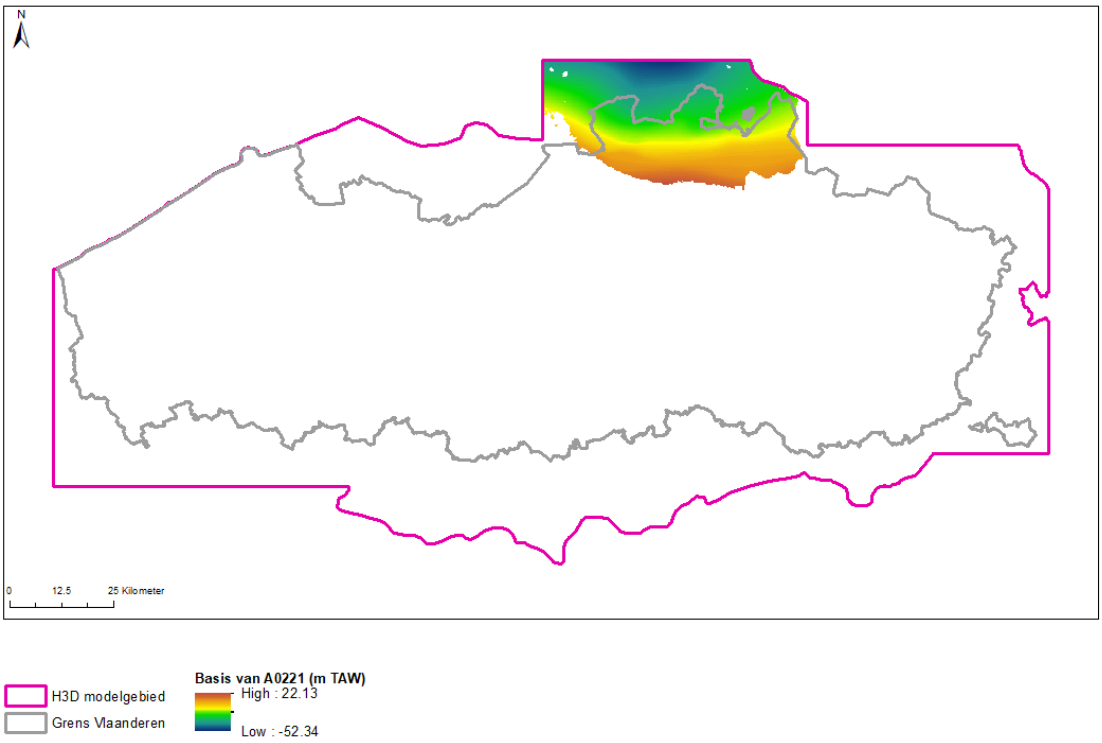


Basis Pleistoceen en Plioceen Aquifersysteem - west (A0220)

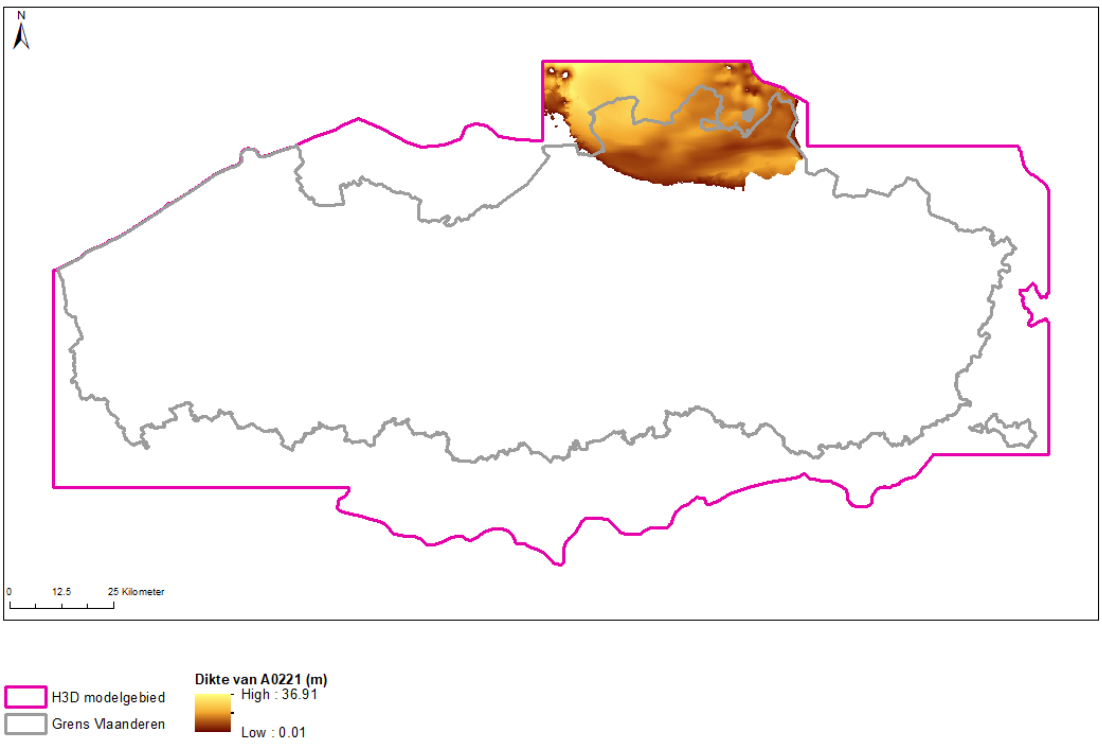


Dikte Pleistoceen en Plioceen Aquifersysteem - west (A0220)

Bijlage G2.2.2.1 A0221 Kleiig zand van Malle

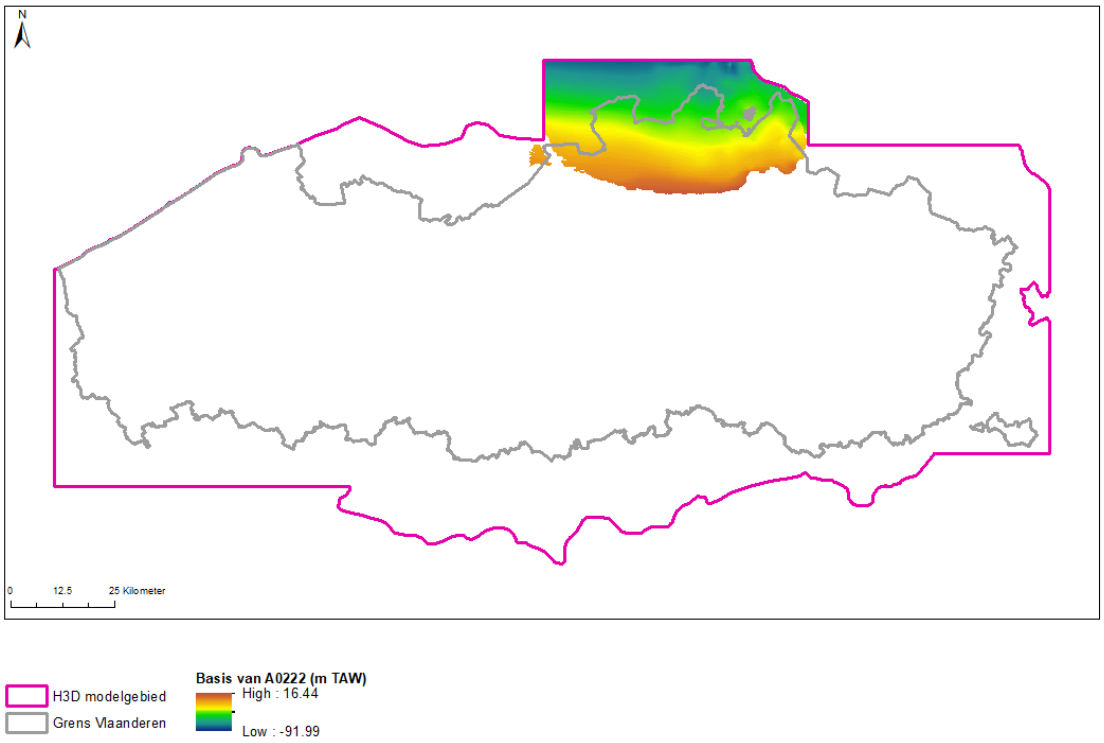


Basis Kleiig zand van Malle (A0221)

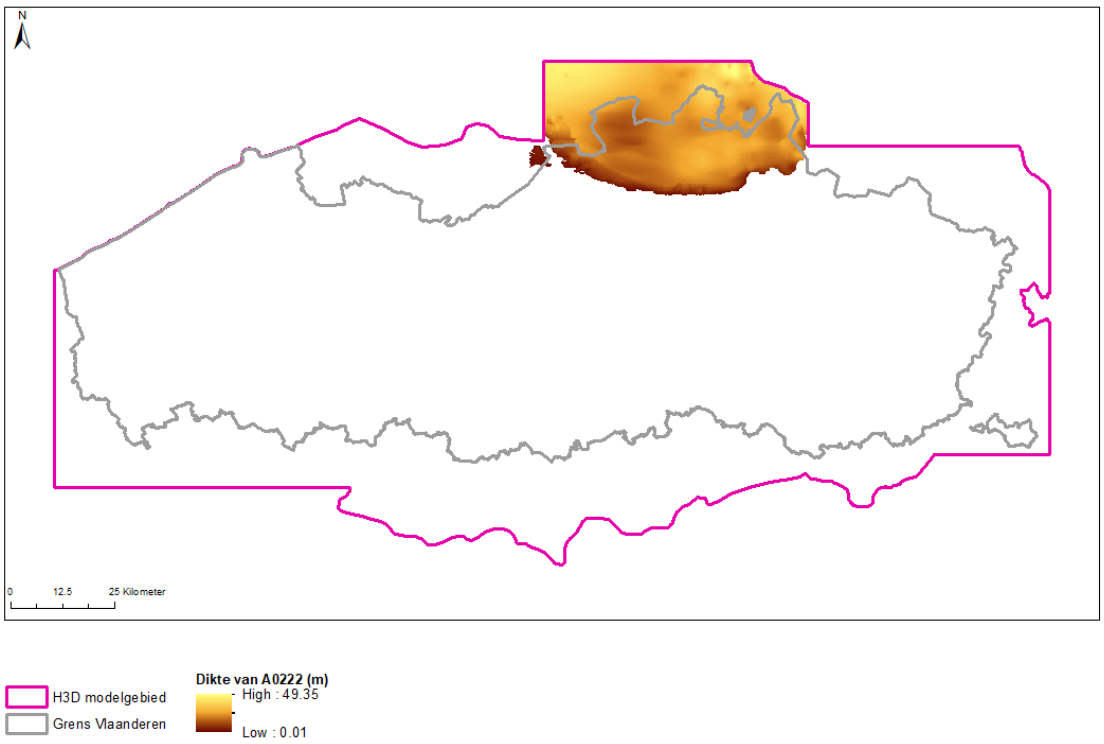


Dikte Kleiig zand van Malle (A0221)

Bijlage G2.2.2.2 A0222 Zand van Merksplas

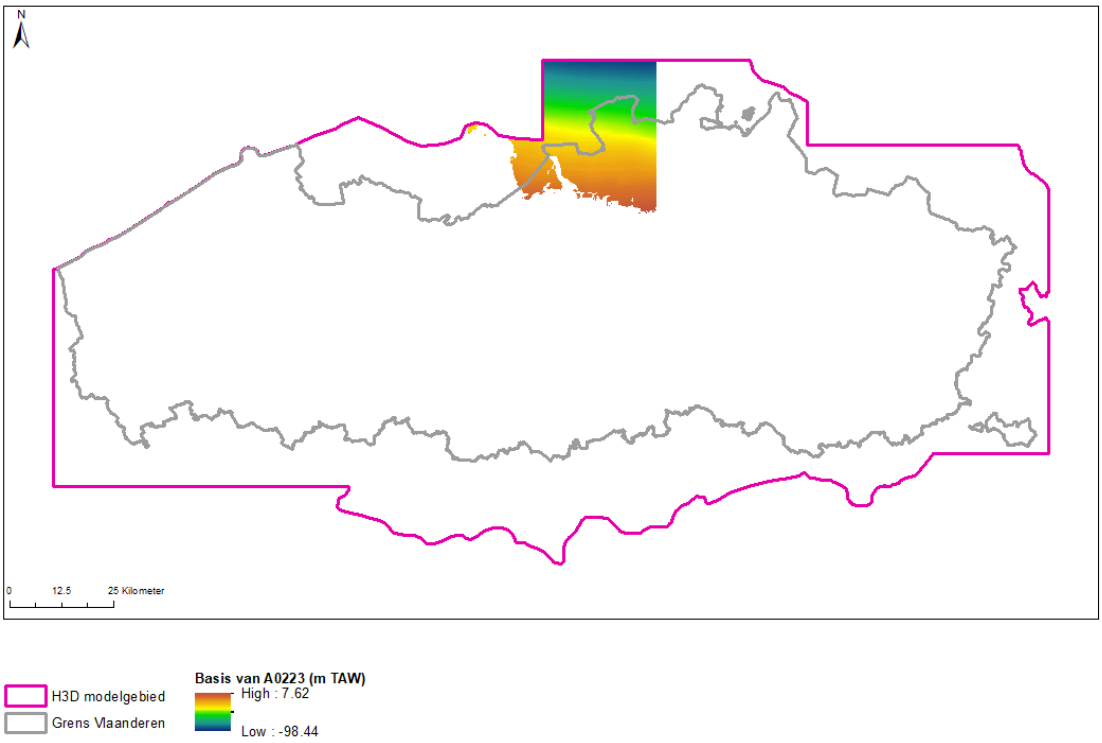


Basis Zand van Merksplas (A0222)

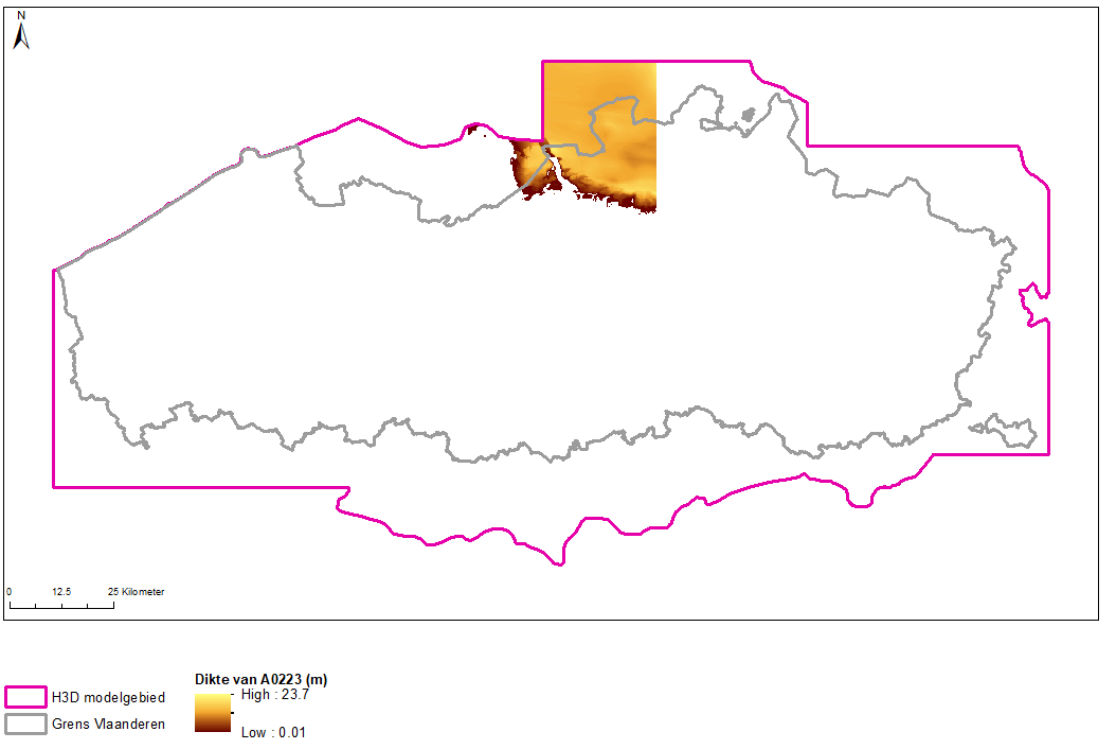


Dikte Zand van Merksplas (A0222)

Bijlage G2.2.2.3 A0223 Zanden van Zandvliet en Merksem

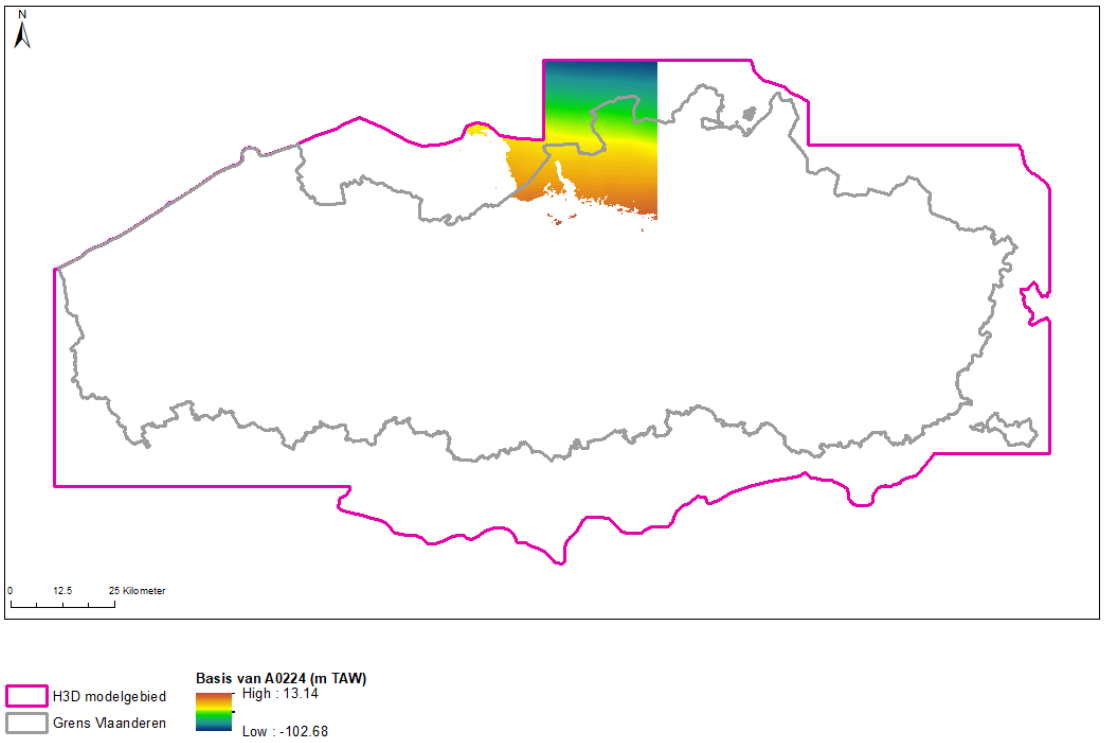


Basis Zanden van Zandvliet en Merksem (A0223)

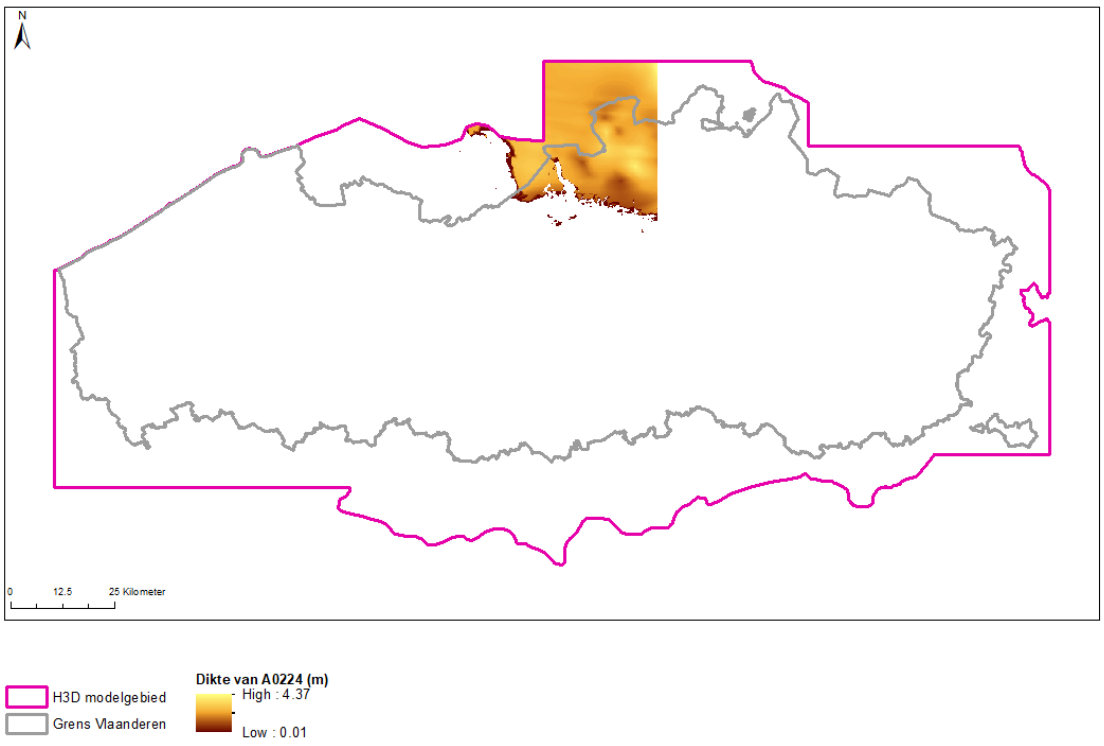


Dikte Zanden van Zandvliet en Merksem (A0223)

Bijlage G2.2.2.4 A0224 Kleiig zand van Kruisschans

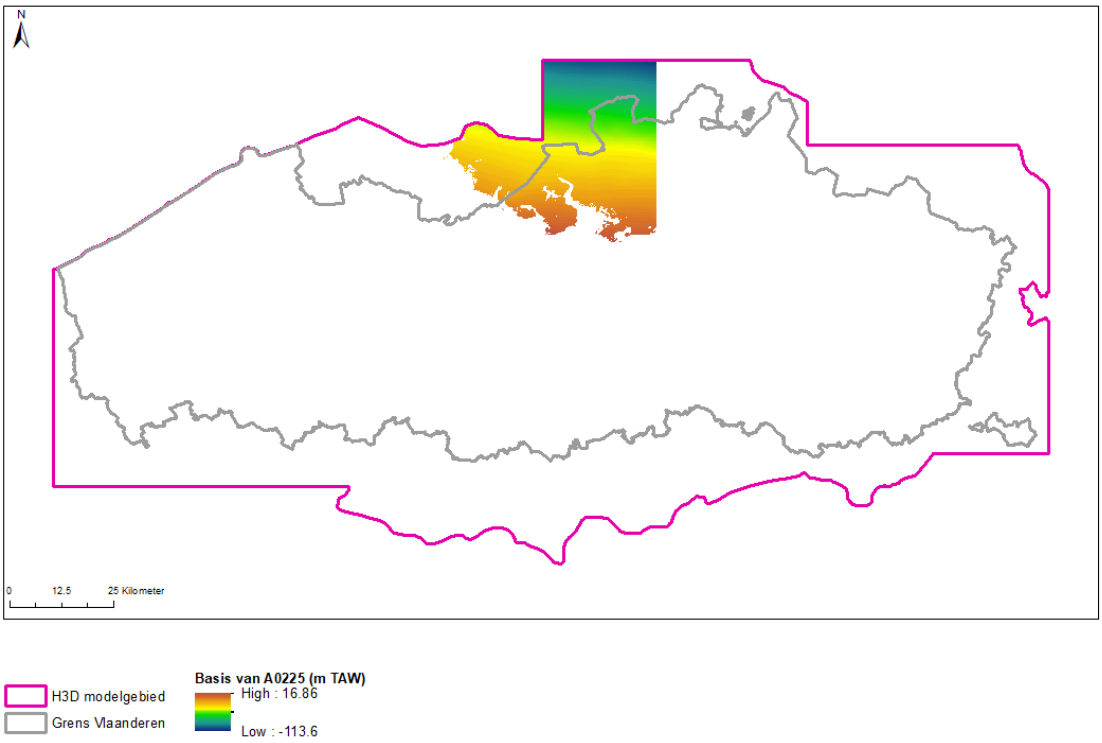


Basis Kleiig zand van Kruisschans (A0224)

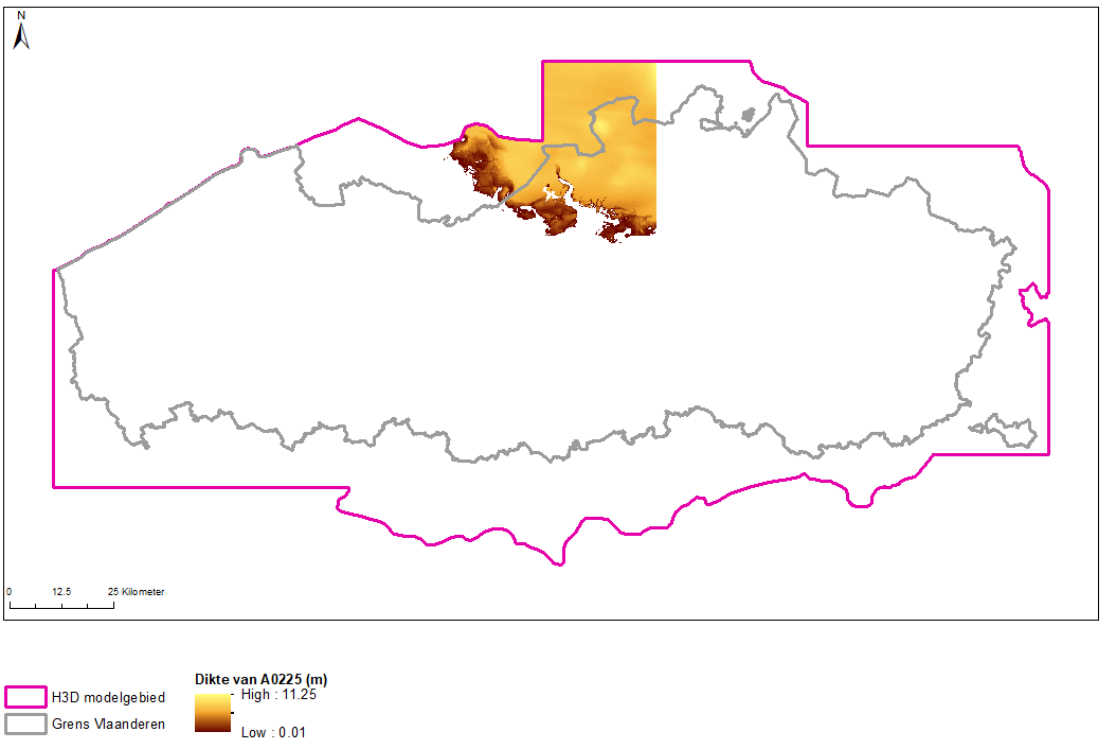


Dikte Kleiig zand van Kruisschans (A0224)

Bijlage G2.2.2.5 A0225 Zanden van Oorderen en Luchtbal

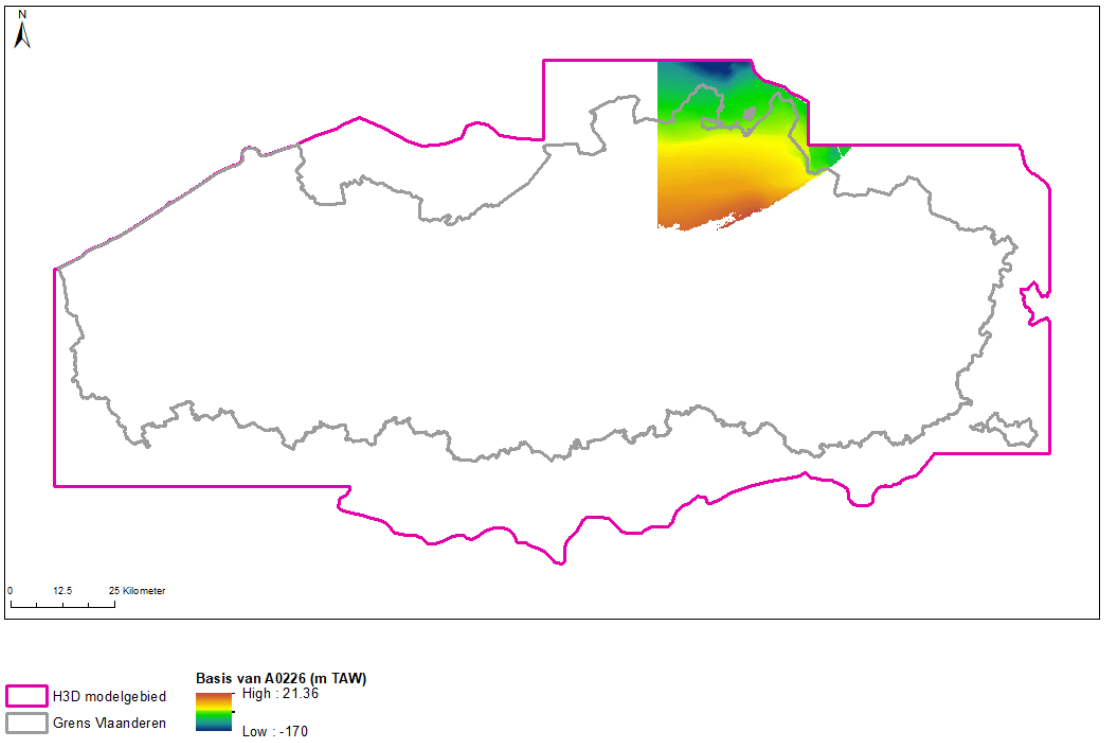


Basis Zanden van Oorderen en Luchtbal (A0225)

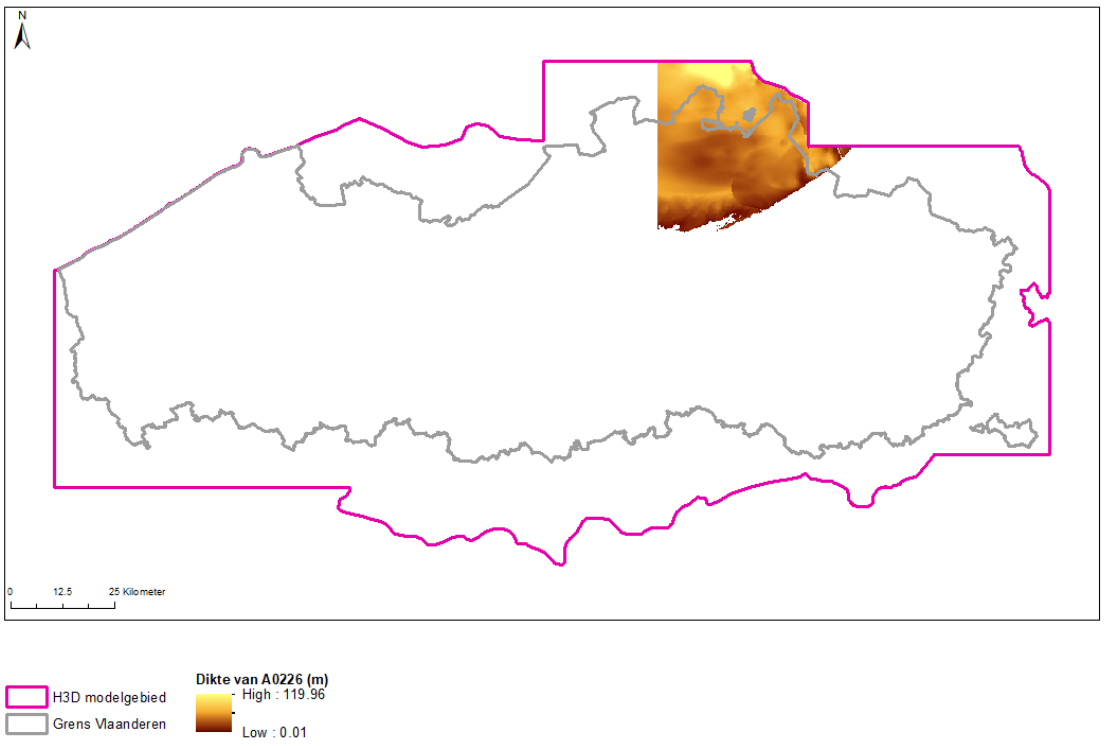


Dikte Zanden van Oorderen en Luchtbal (A0225)

Bijlage G2.2.2.6 A0226 Ongedifferentieerde zanden van Lillo en Poederlee

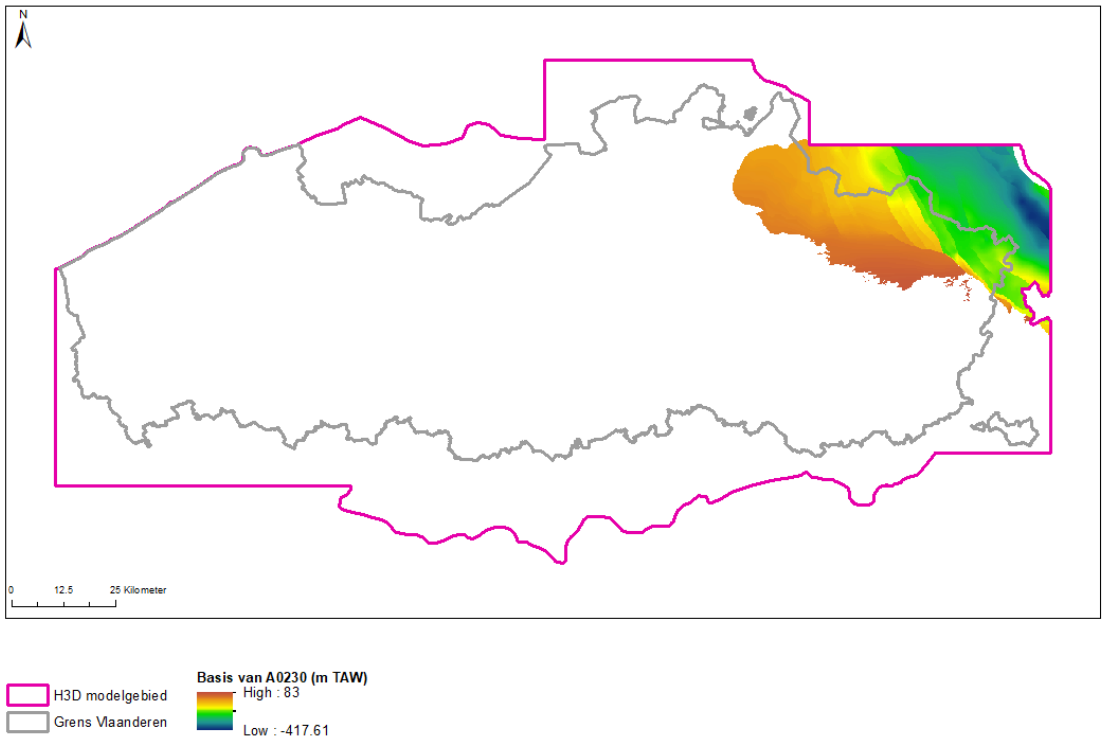


Basis Ongedifferentieerde zanden van Lillo en Poederlee (A0226)

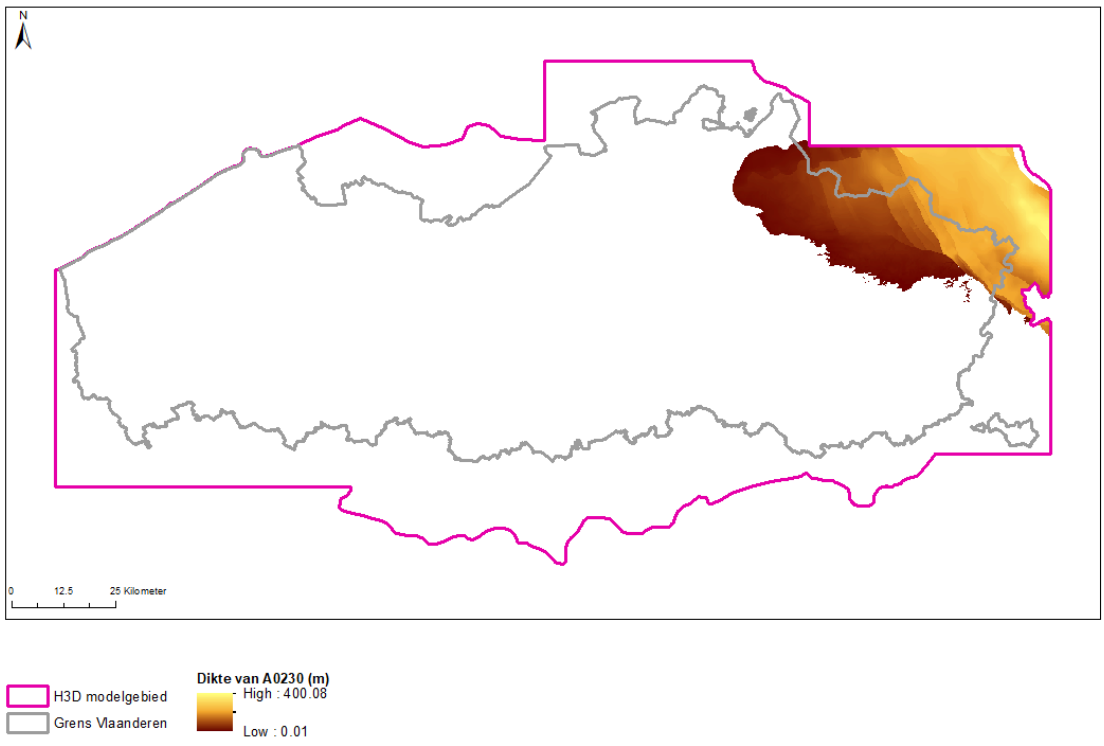


Dikte Ongedifferentieerde zanden van Lillo en Poederlee (A0226)

Bijlage G2.2.3 A0230 Pleistoceen en Plioceen Aquifersysteem – oost

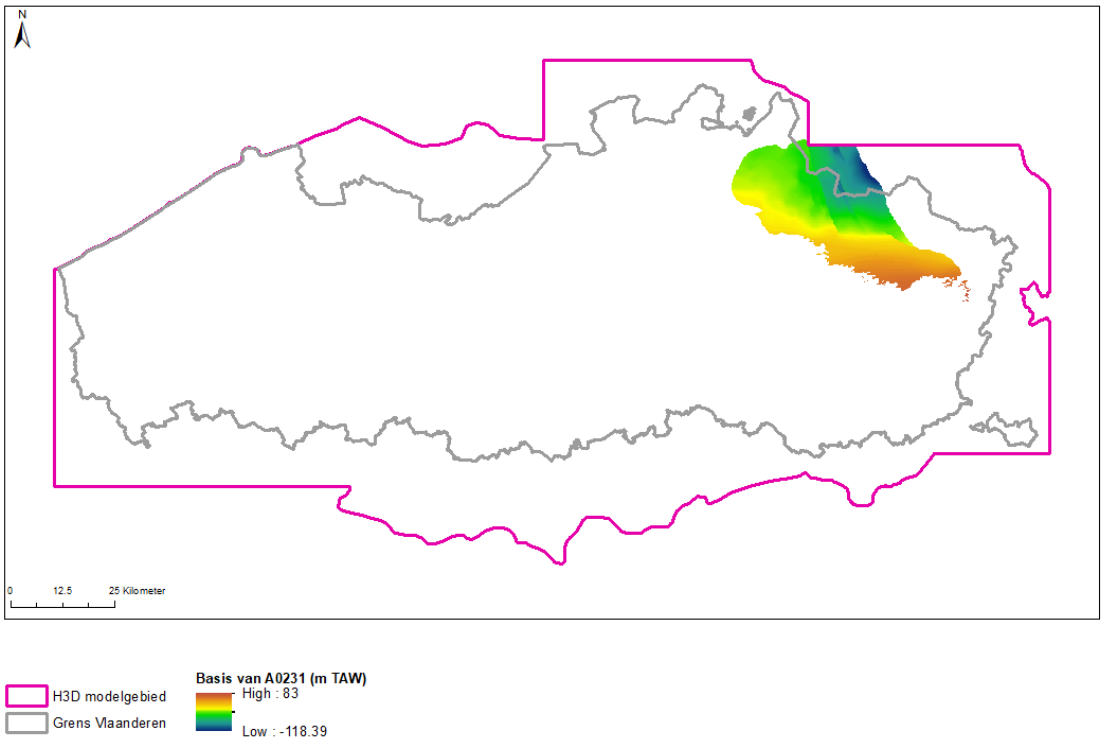


Basis Pleistoceen en Plioceen Aquifersysteem - oost (A0230)

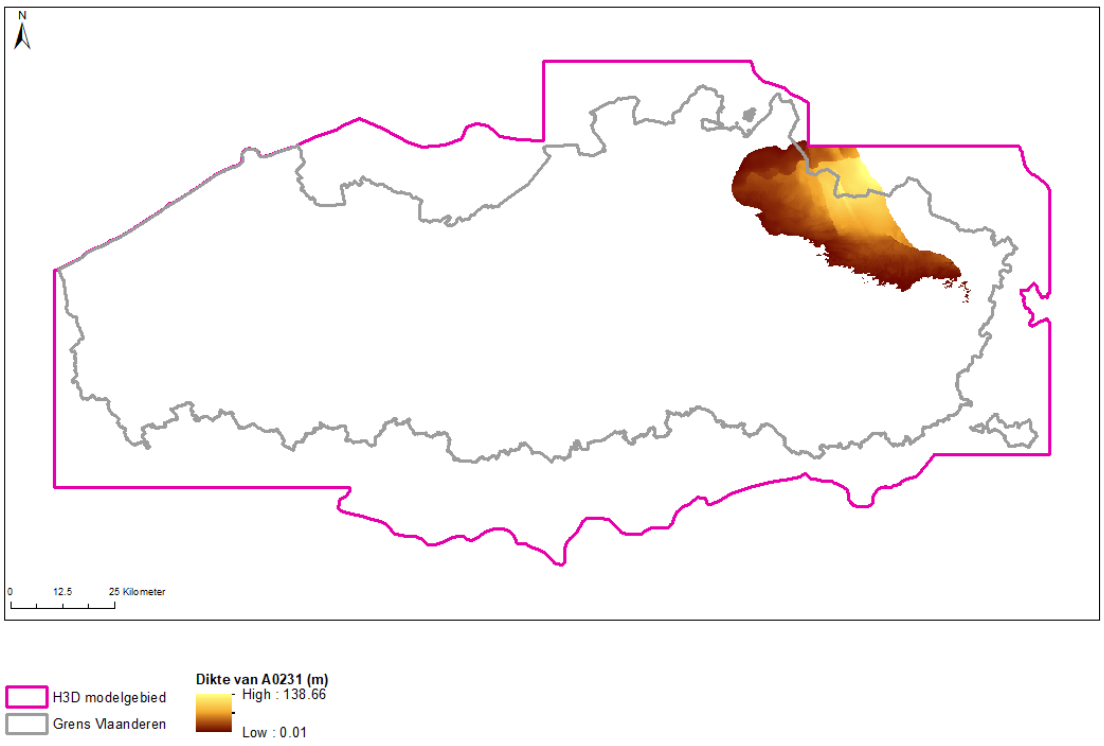


Dikte Pleistoceen en Plioceen Aquifersysteem - oost (A0230)

Bijlage G2.2.3.1 A0231 Zand van Mol

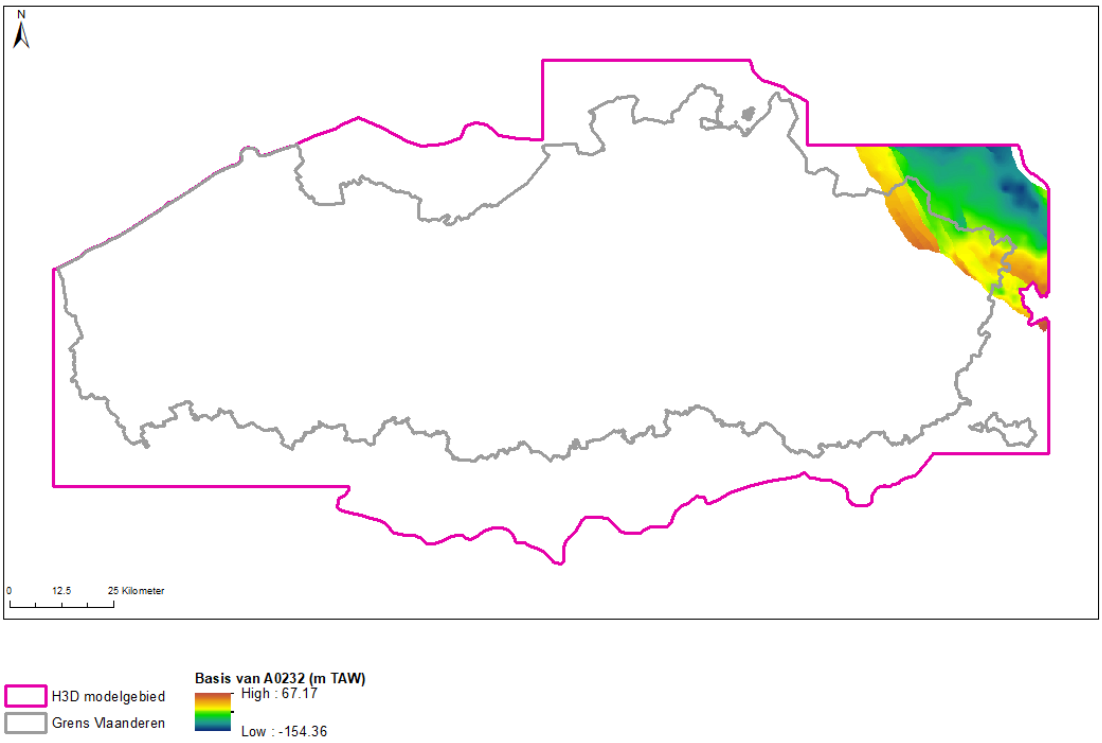


Basis Zand van Mol (A0231)

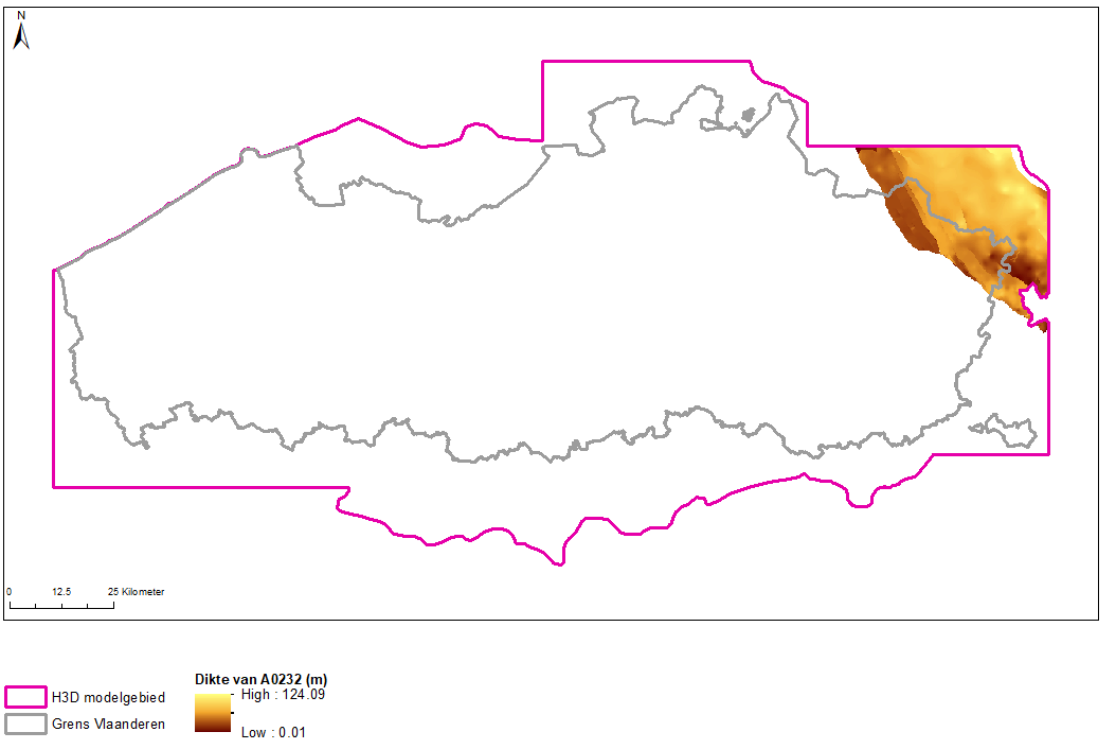


Dikte Zand van Mol (A0231)

Bijlage G2.2.3.2 A0232 Kiezeloöliet zand 1

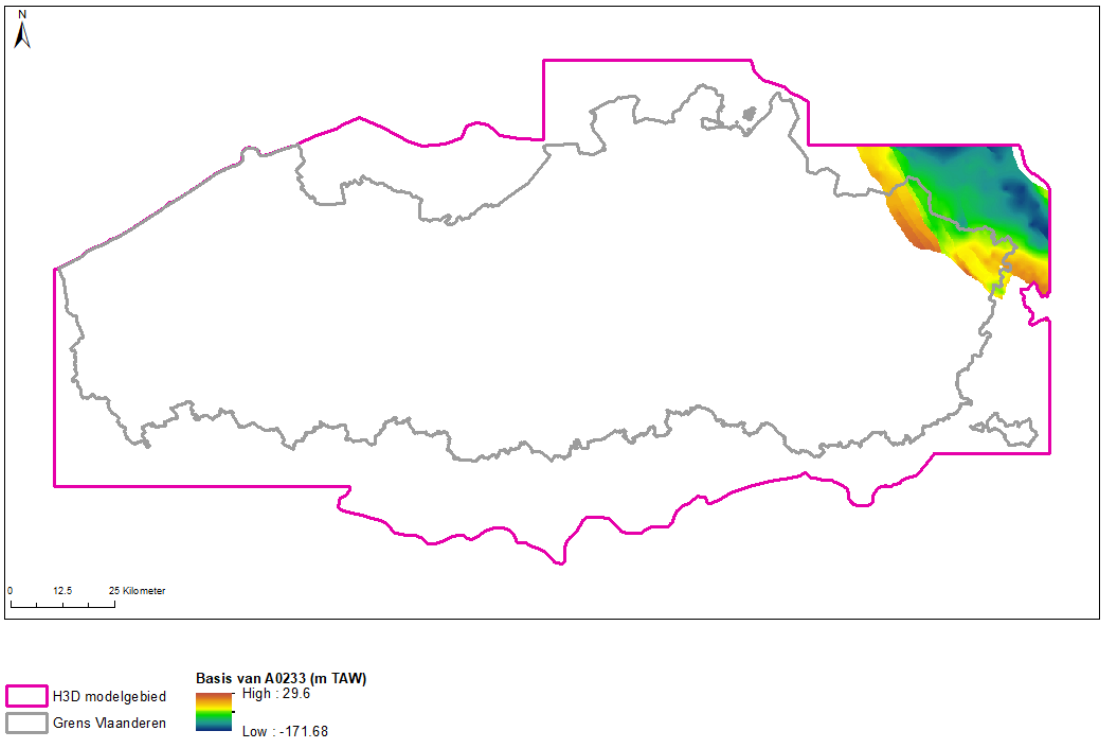


Basis Kiezeloöliet zand 1 (A0232)

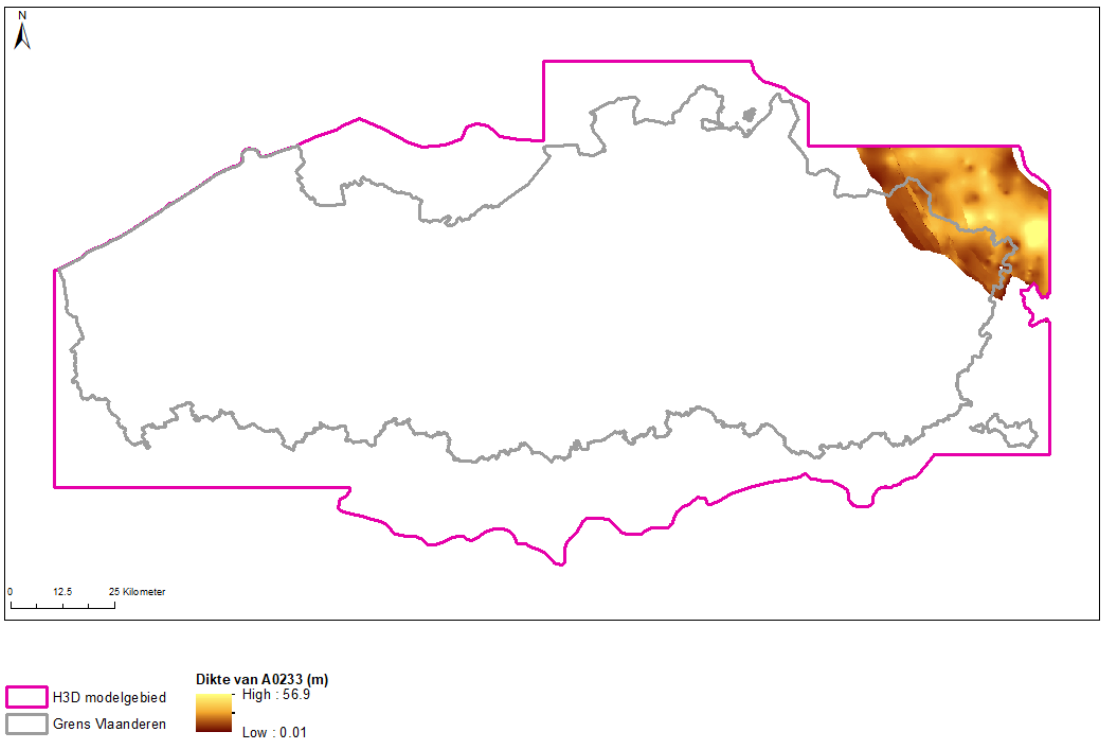


Dikte Kiezeloöliet zand 1 (A0232)

Bijlage G2.2.3.3 A0233 Kiezeloöliet klei 1

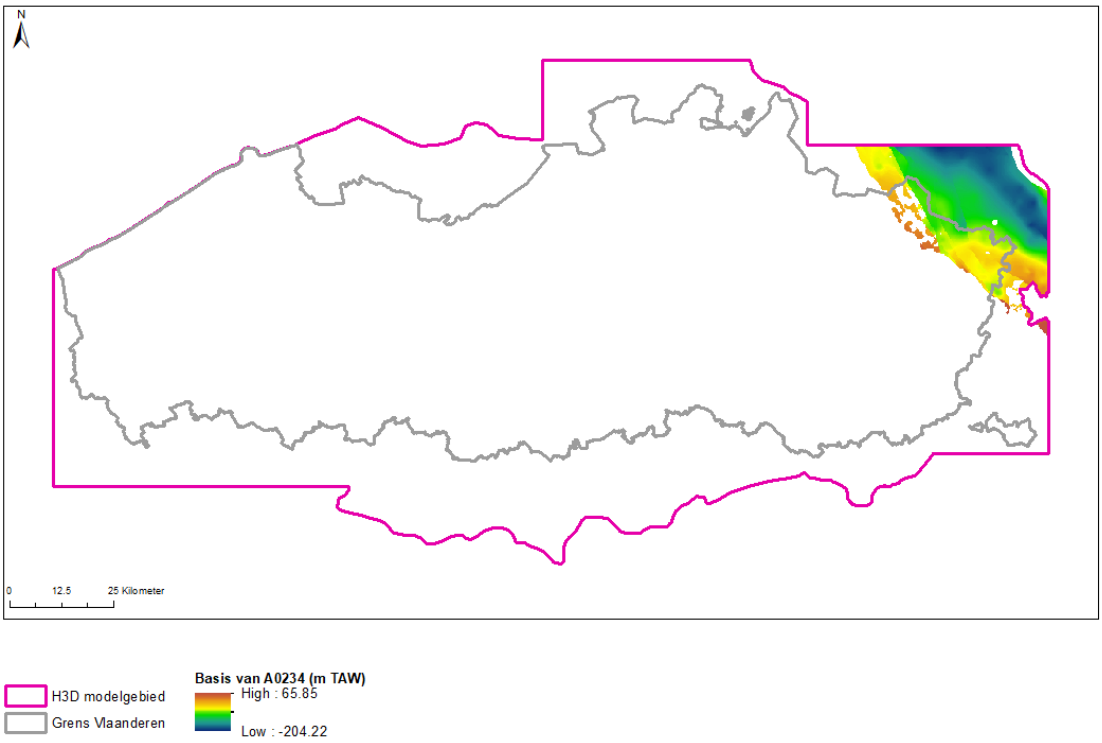


Basis Kiezeloöliet klei 1 (A0233)

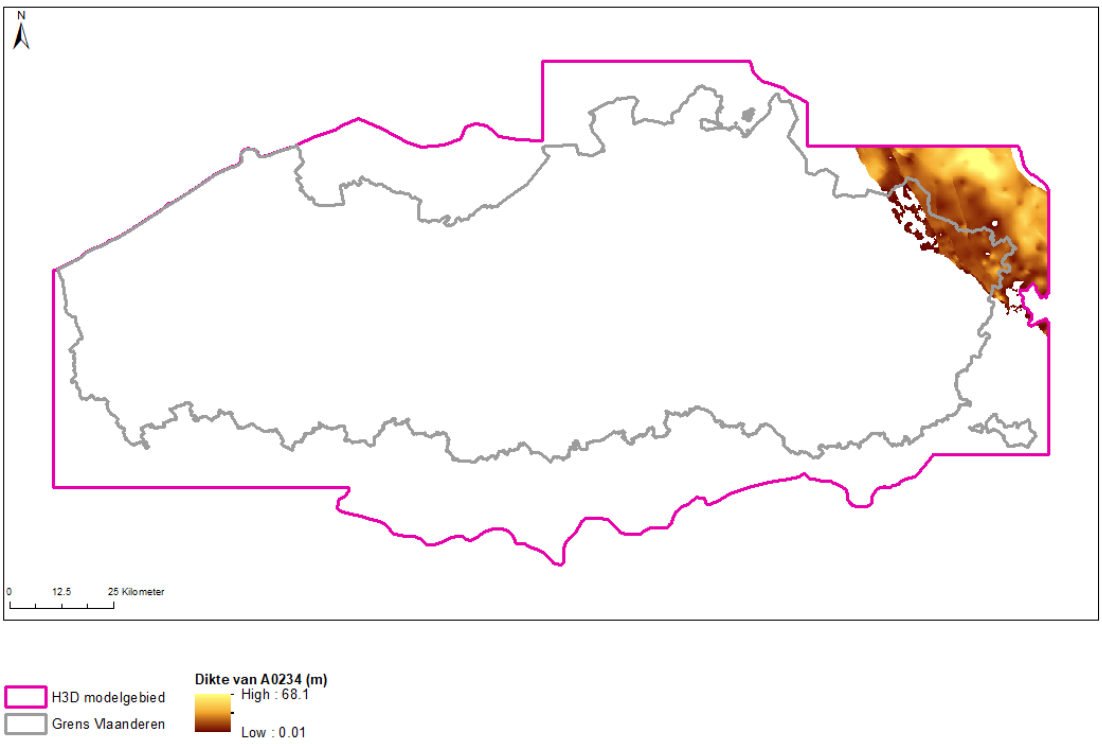


Dikte Kiezeloöliet klei 1 (A0233)

Bijlage G2.2.3.4 A0234 Kiezeloöliet zand 2

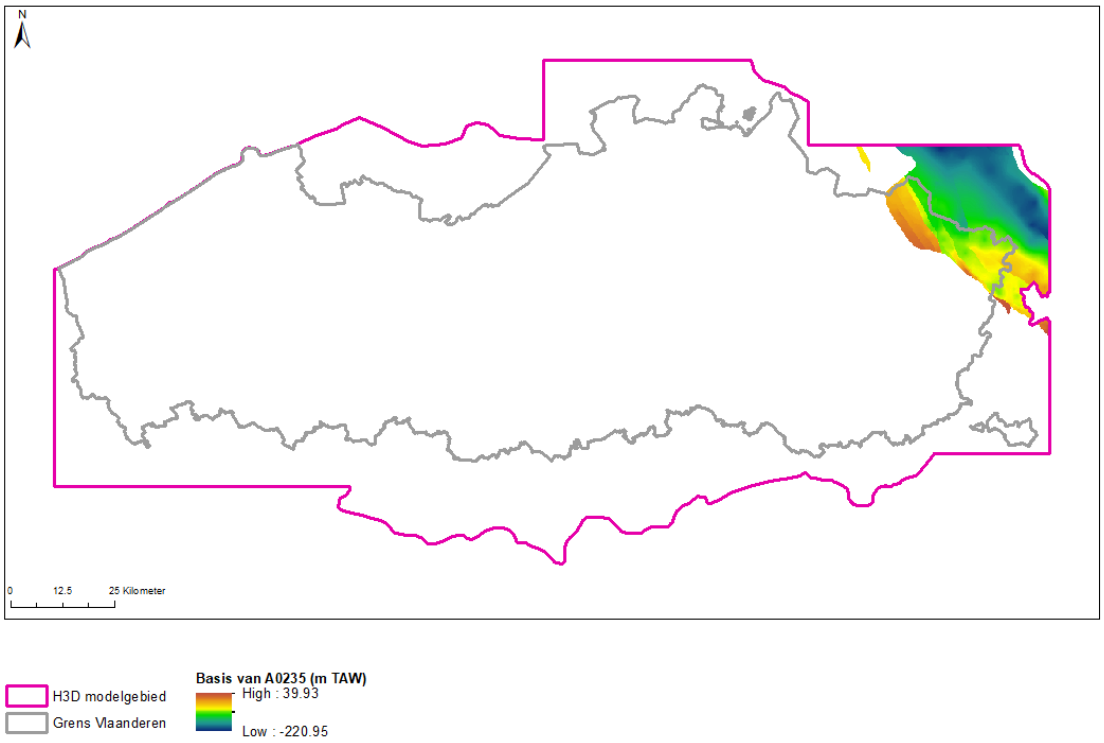


Basis Kiezeloöliet zand 2 (A0234)

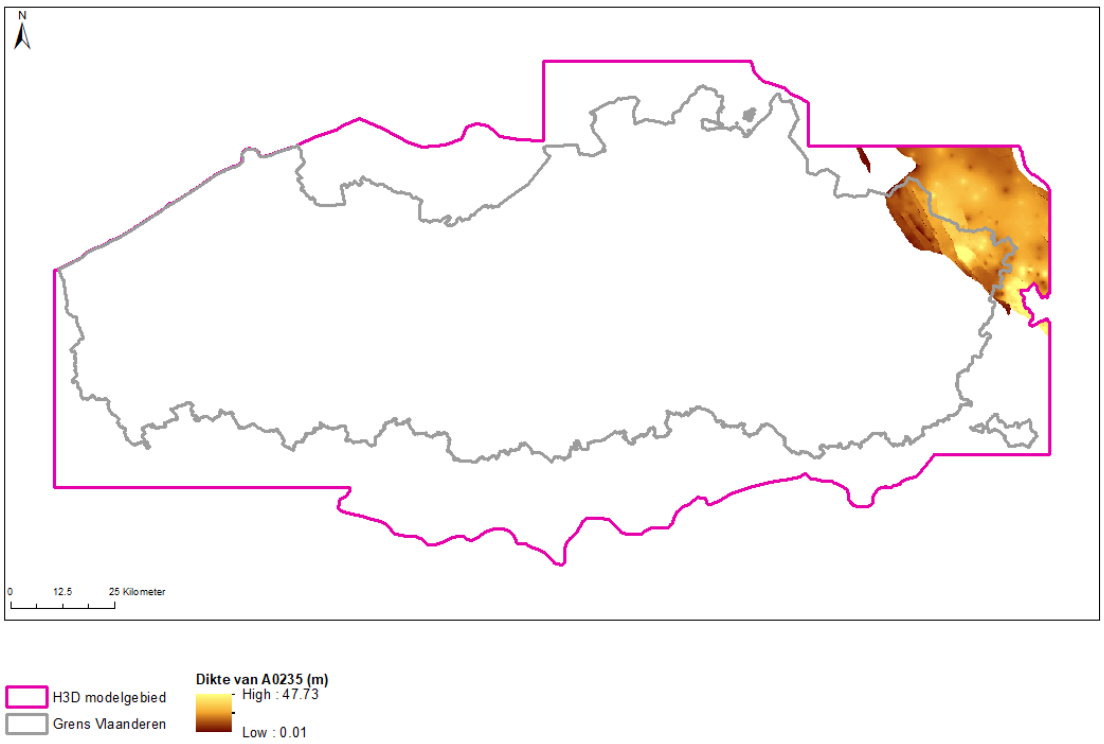


Dikte Kiezeloöliet zand 2 (A0234)

Bijlage G2.2.3.5 A0235 Kiezeloöliet klei 2

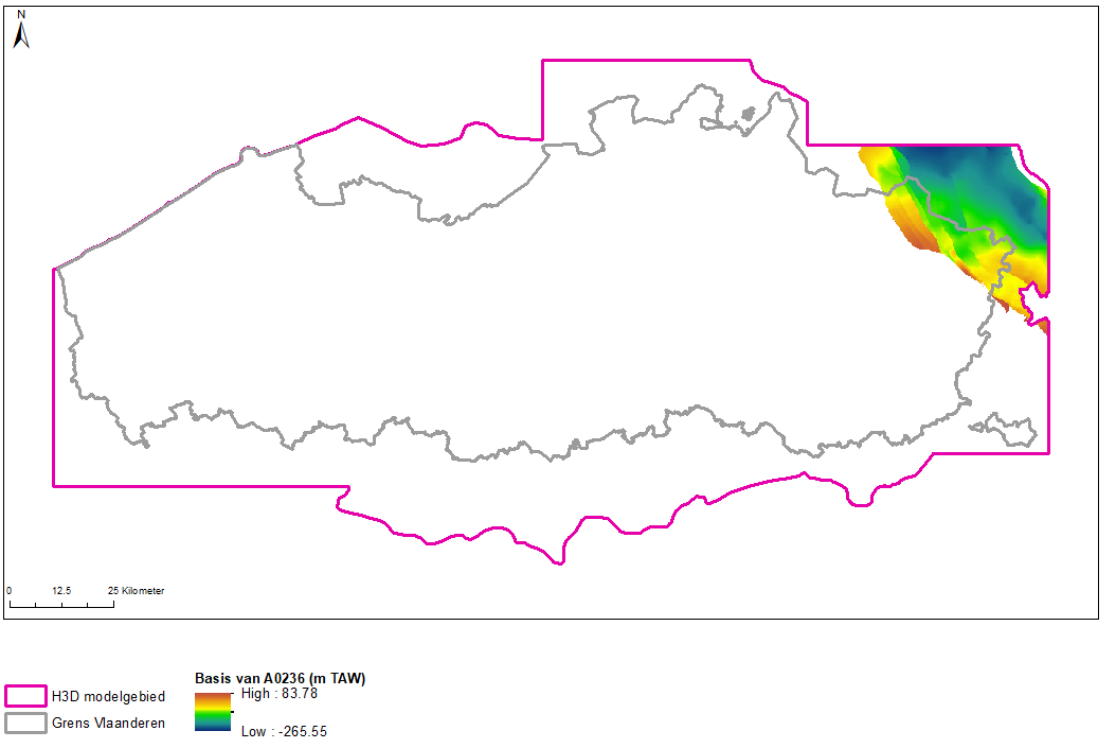


Basis Kiezeloöliet klei 2 (A0235)

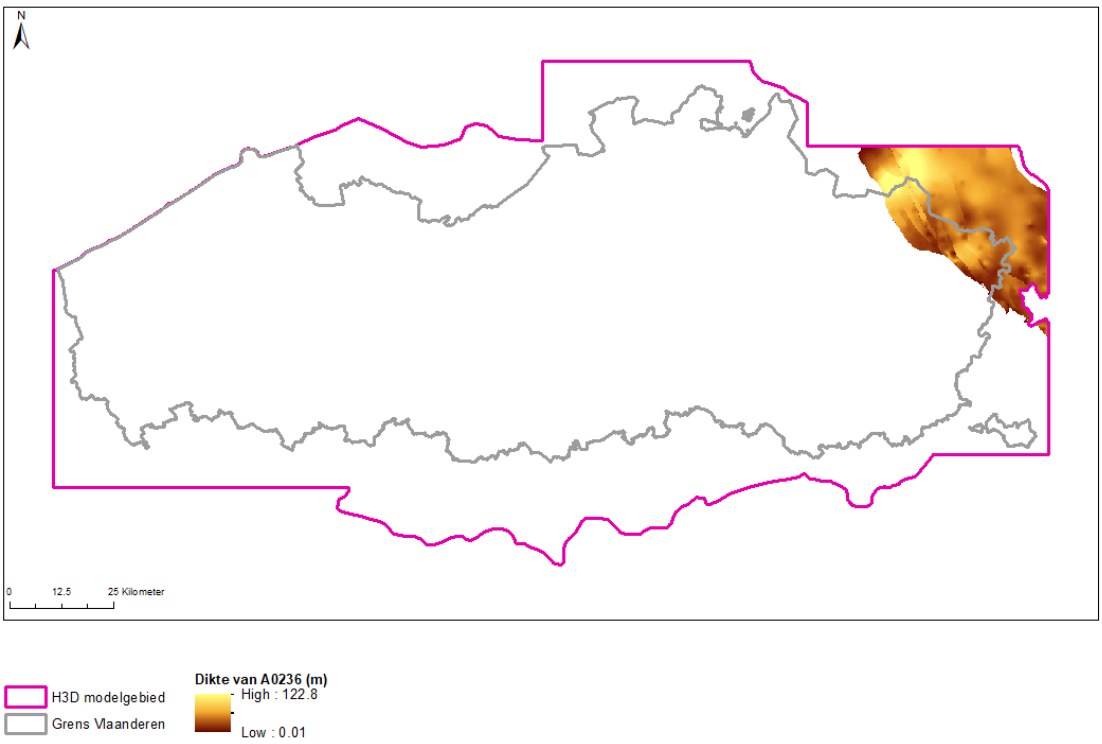


Dikte Kiezeloöliet klei 2 (A0235)

Bijlage G2.2.3.6 A0236 Kiezeloöliet zand 3

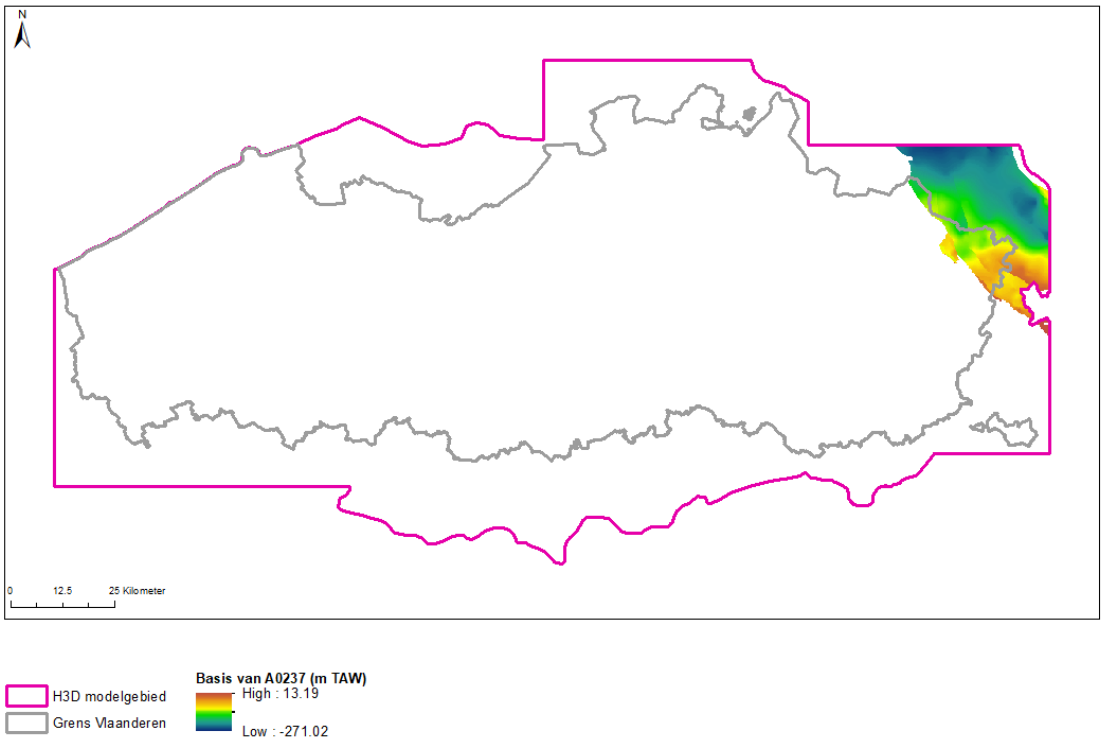


Basis Kiezeloöliet zand 3 (A0236)

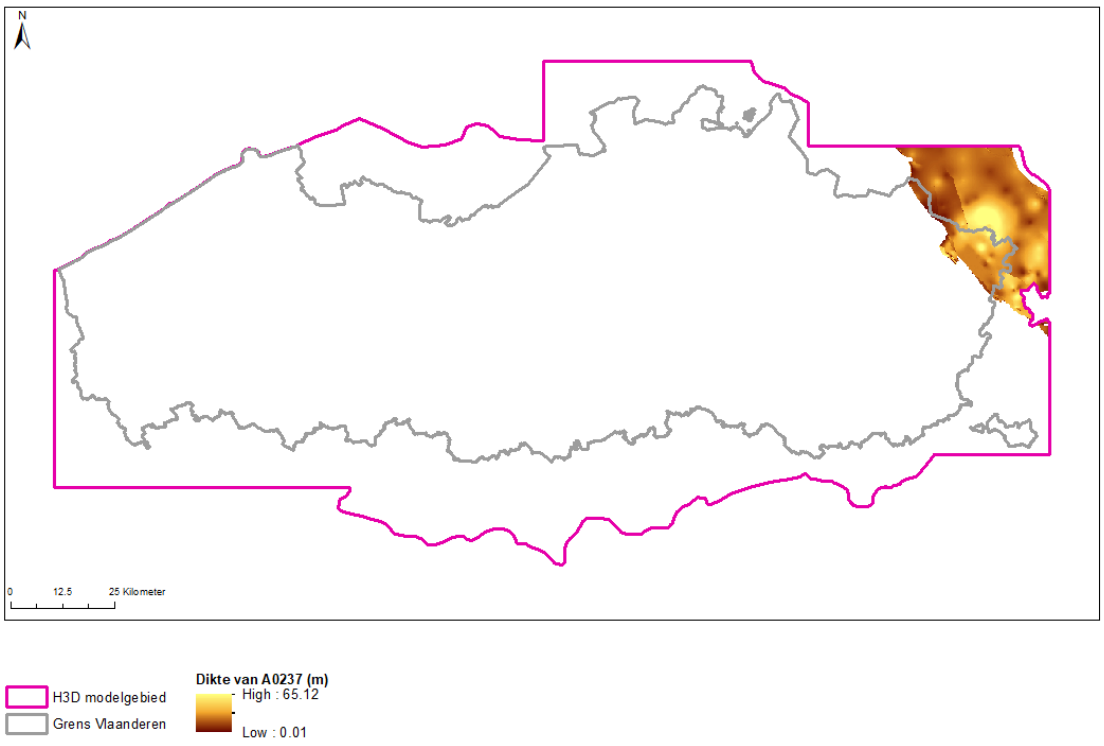


Dikte Kiezeloöliet zand 3 (A0236)

Bijlage G2.2.3.7 A0237 Kiezeloöliet klei 3

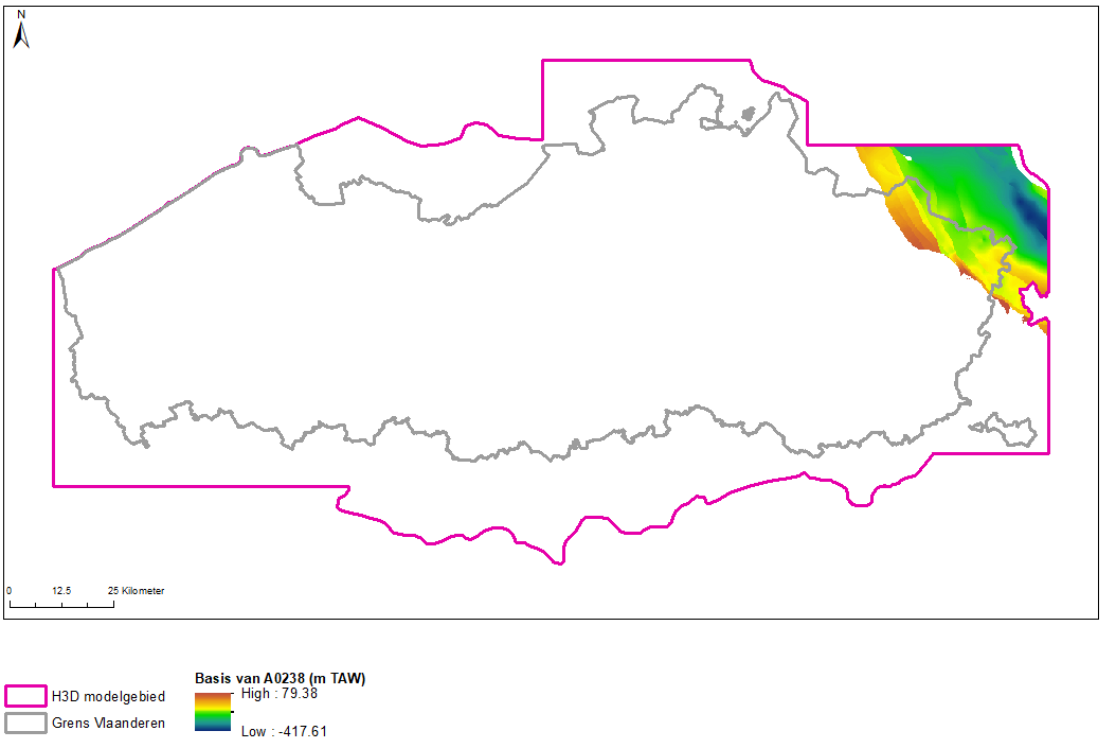


Basis Kiezeloöliet klei 3 (A0237)

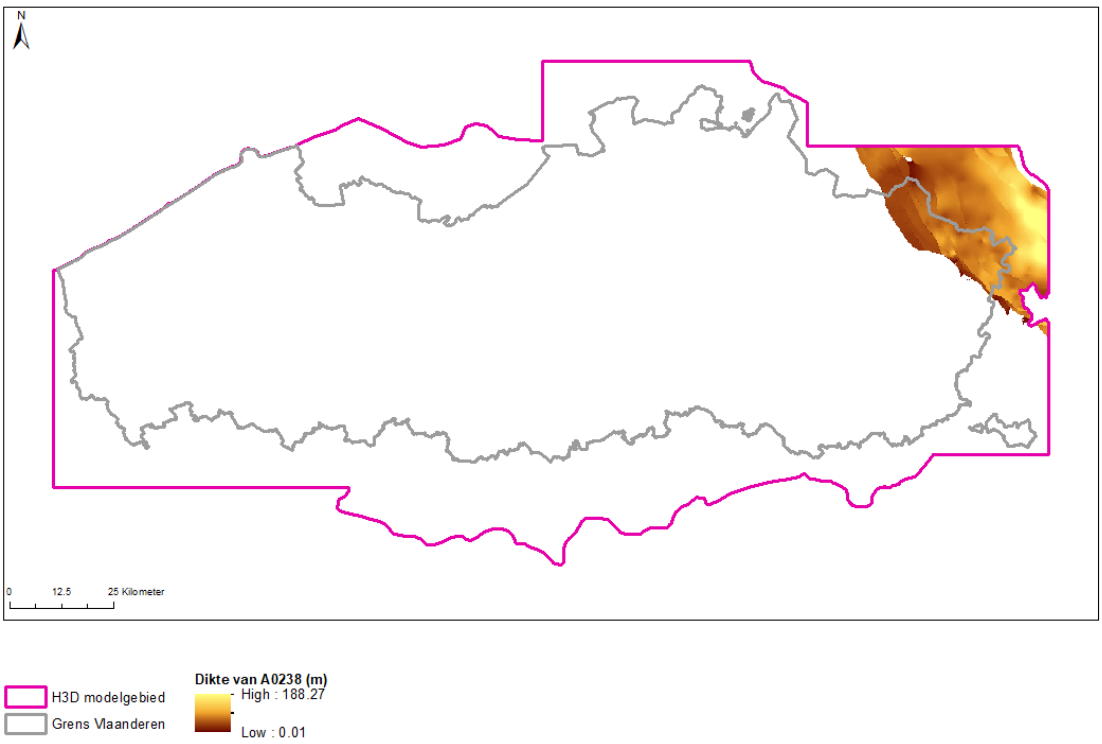


Dikte Kiezeloöliet klei 3 (A0237)

Bijlage G2.2.3.8 A0238 Kiezeloöliet zand 4

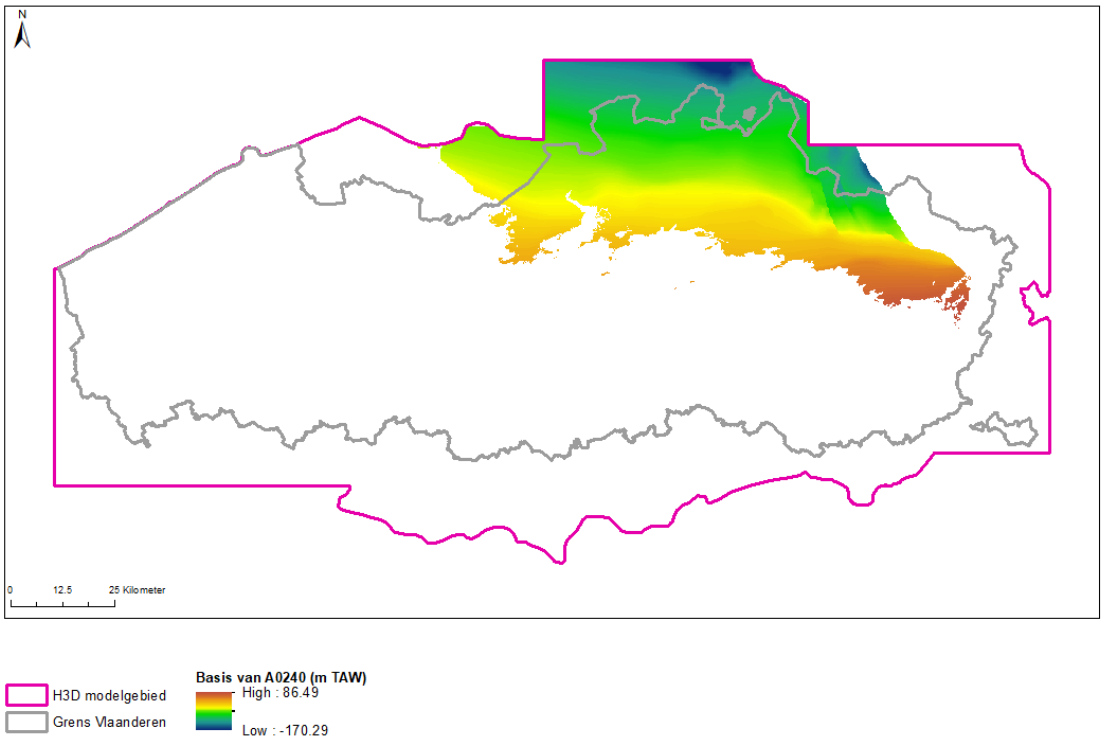


Basis Kiezeloöliet zand 4 (A0238)

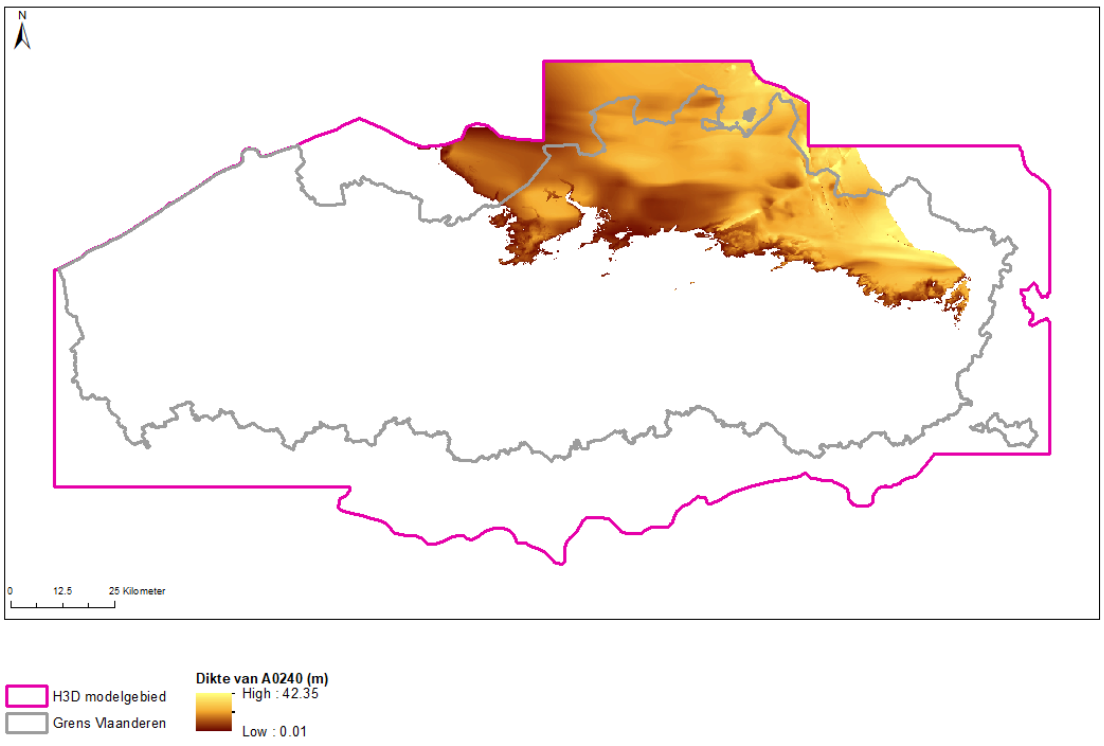


Dikte Kiezeloöliet zand 4 (A0238)

Bijlage G2.2.4 A0240 Kleiige zanden van Kattendijk en Kasterlee

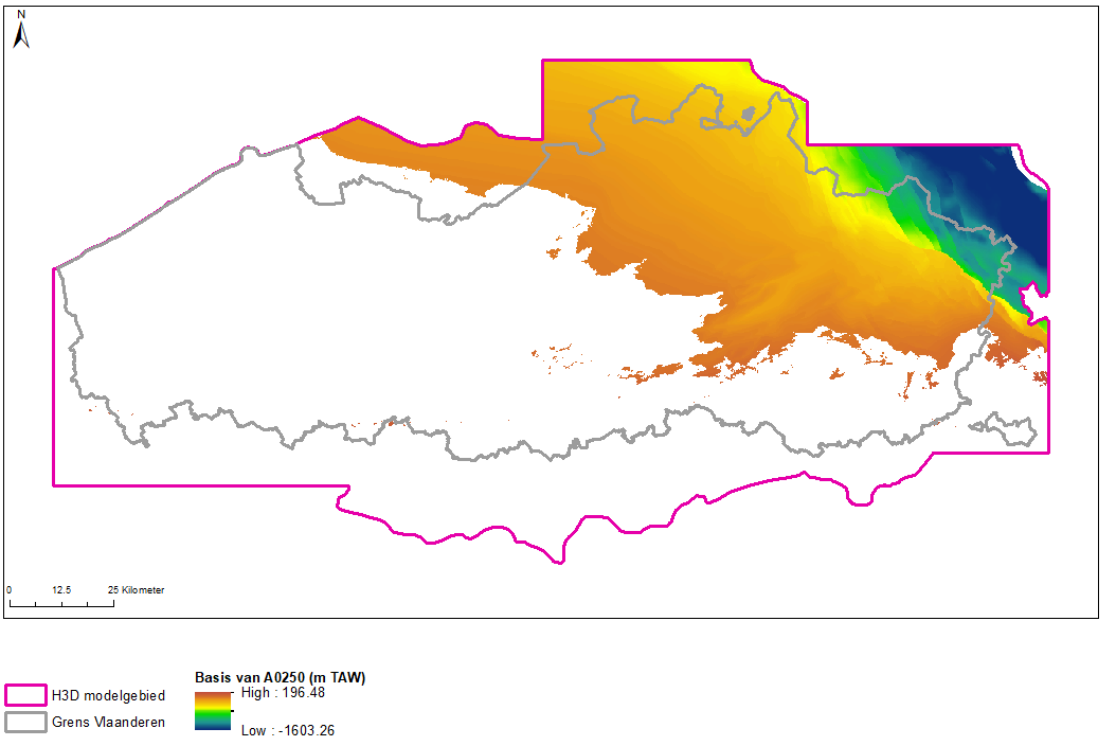


Basis Kleiige zanden van Kattendijk en Kasterlee (A0240)

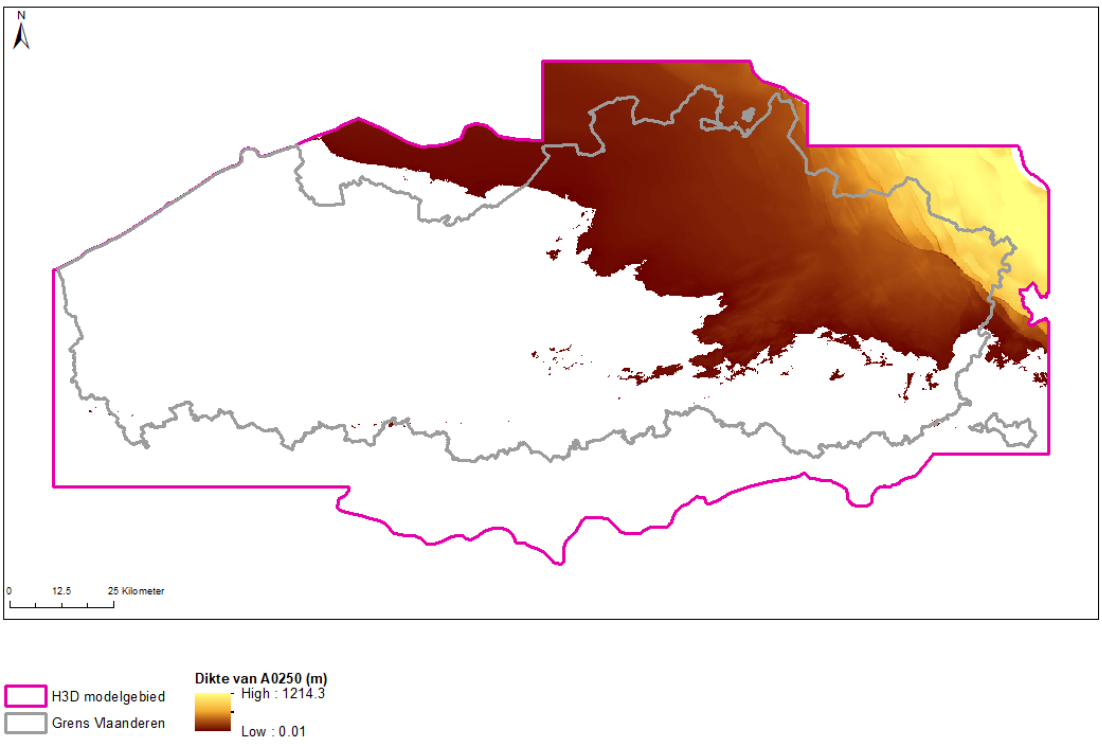


Dikte Kleiige zanden van Kattendijk en Kasterlee (A0240)

Bijlage G2.2.5 A0250 Mioceen Aquifersysteem

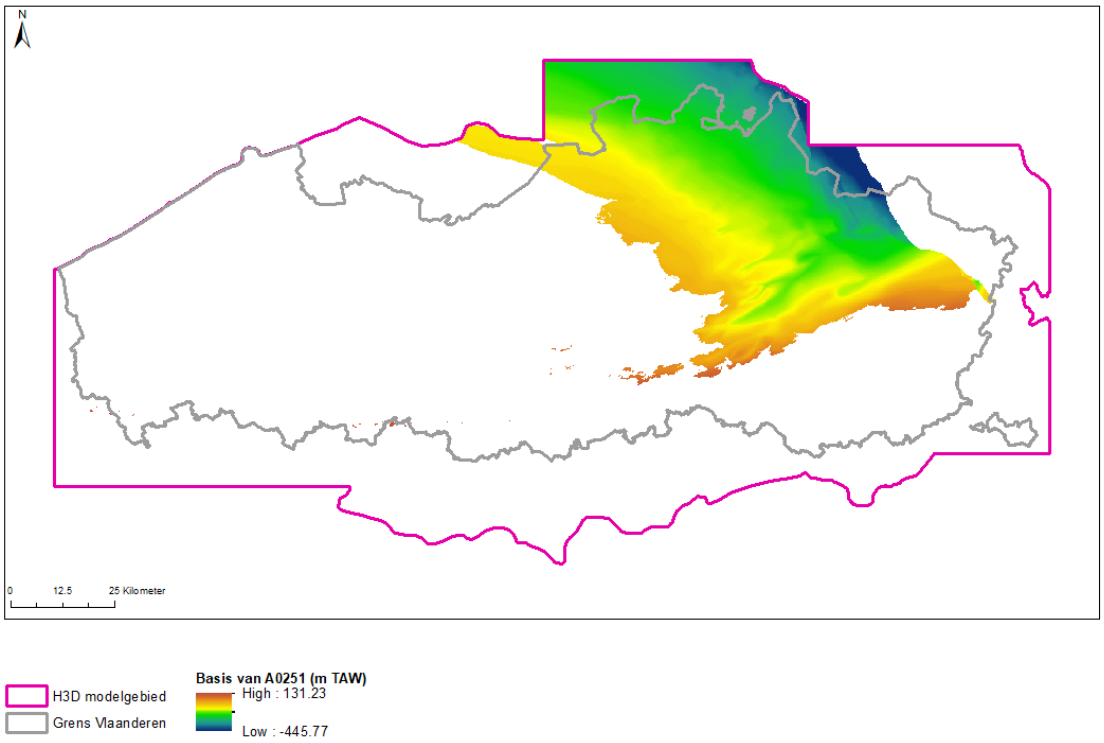


Basis Mioceen Aquifersysteem (A0250)

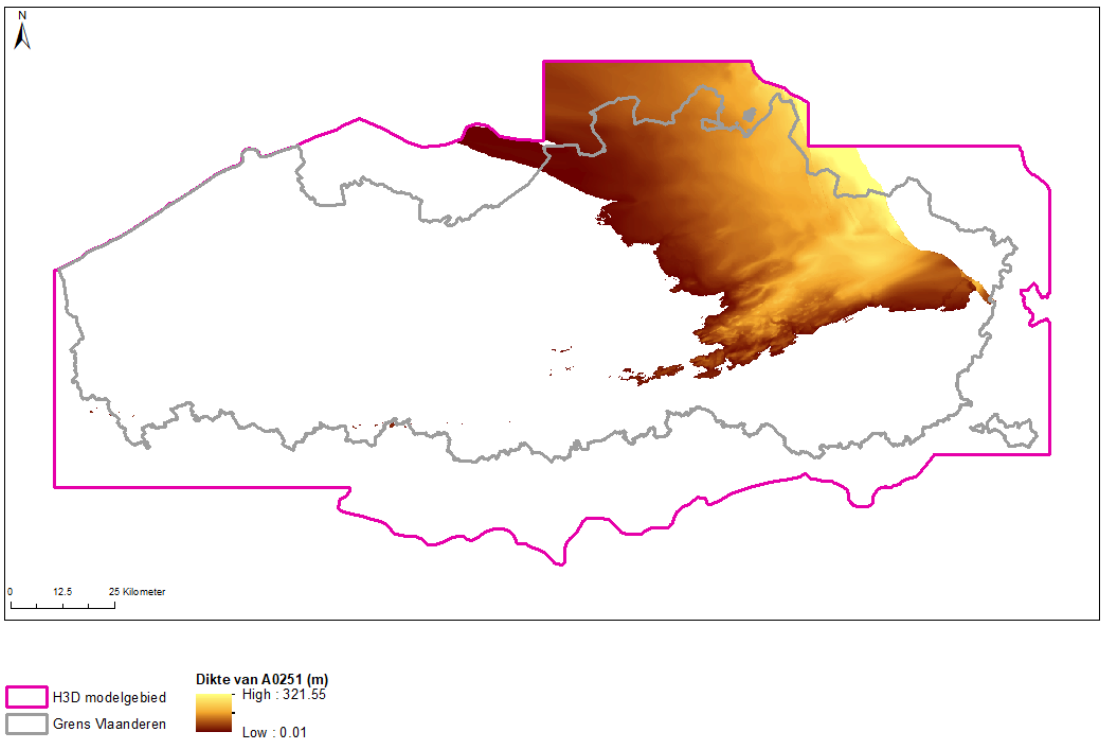


Dikte Mioceen Aquifersysteem (A0250)

Bijlage G2.2.5.1 A0251 Zand van Diest buiten de Roerdalslenk

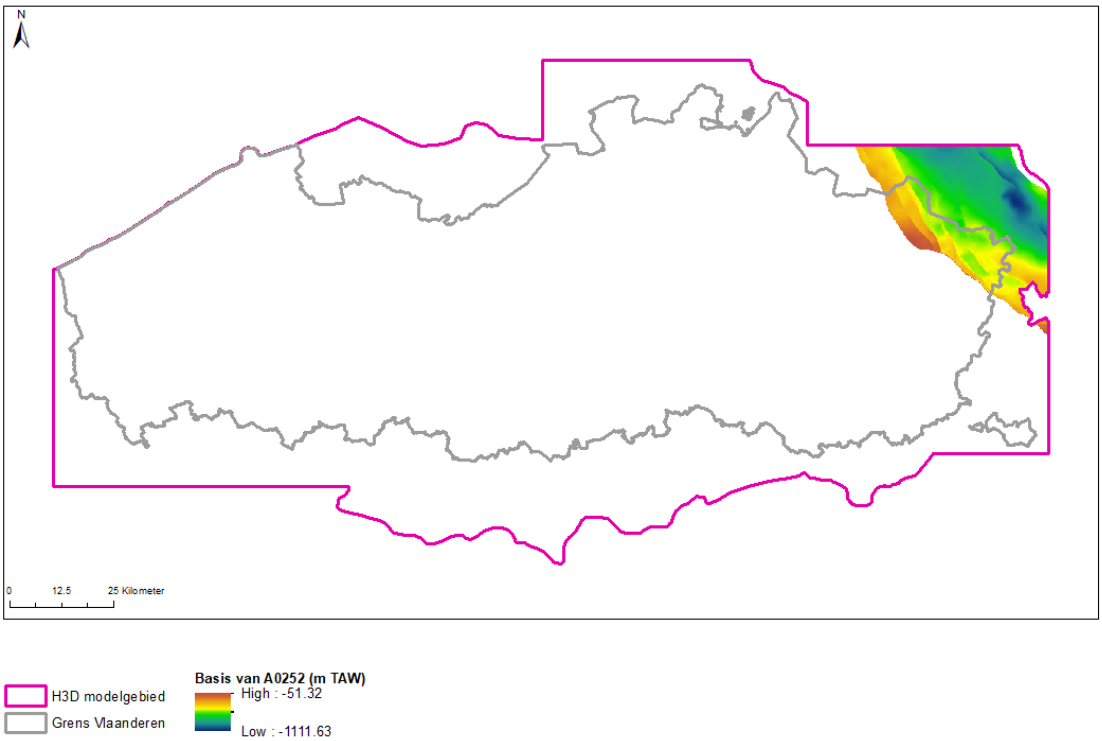


Basis Zand van Diest buiten de Roerdalslenk (A0251)

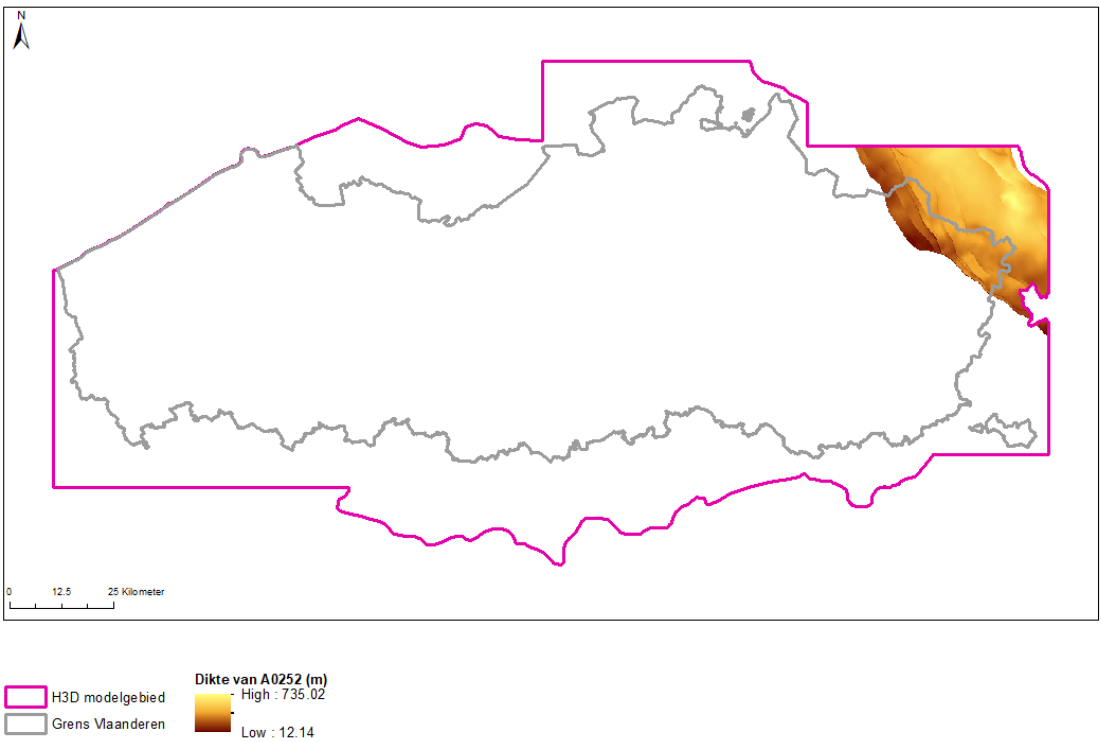


Dikte Zand van Diest buiten de Roerdalslenk (A0251)

Bijlage G2.2.5.2 A0252 Zanden van Diest en Bolderberg binnen de Roerdalslenk

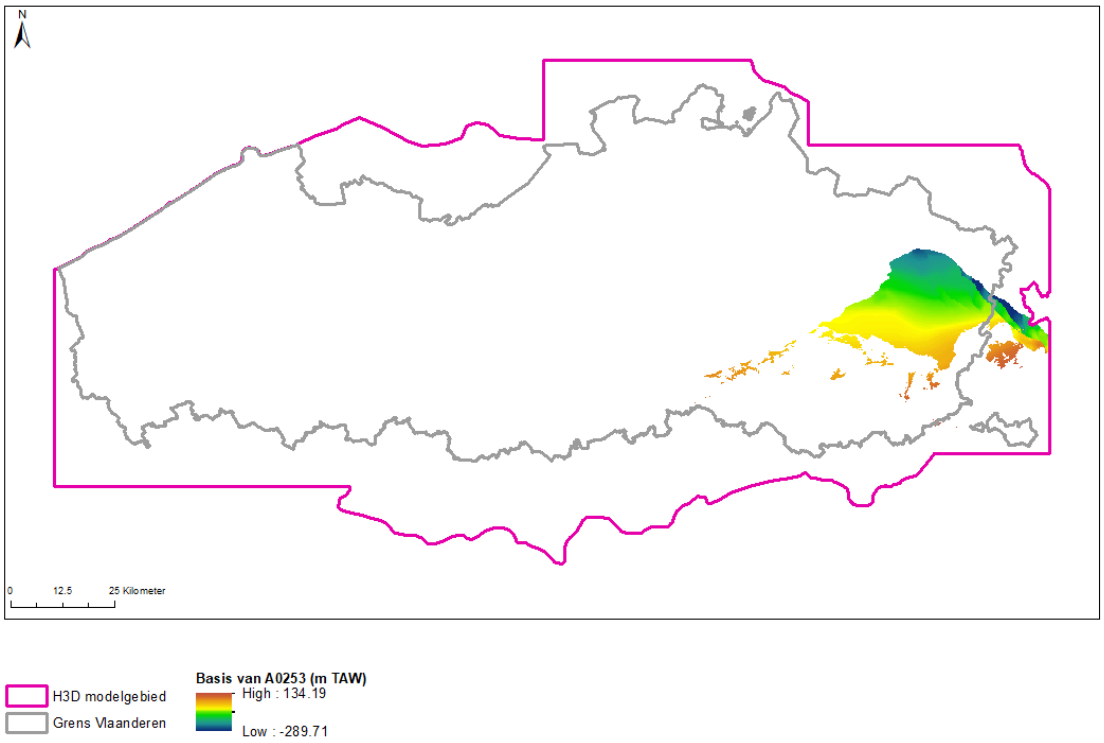


Basis Zanden van Diest en Bolderberg binnen de Roerdalslenk (A0252)

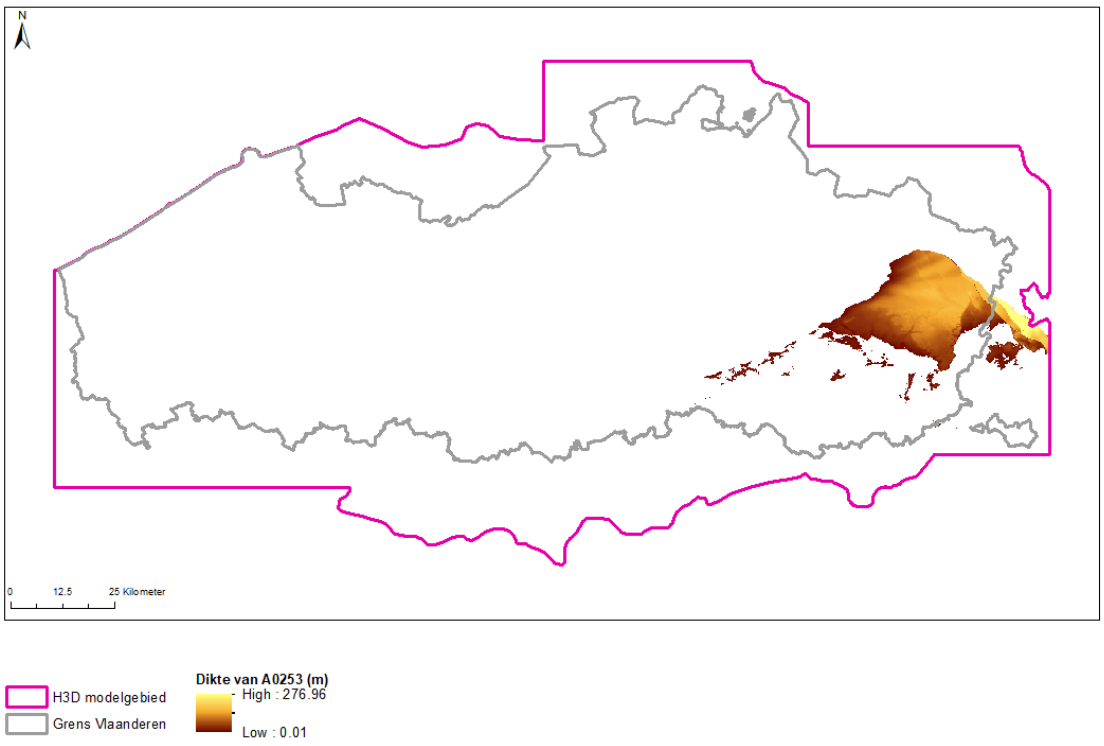


Dikte Zanden van Diest en Bolderberg binnen de Roerdalslenk (A0252)

Bijlage G2.2.5.3 A0253 Zand van Bolderberg buiten de Roerdalslenk

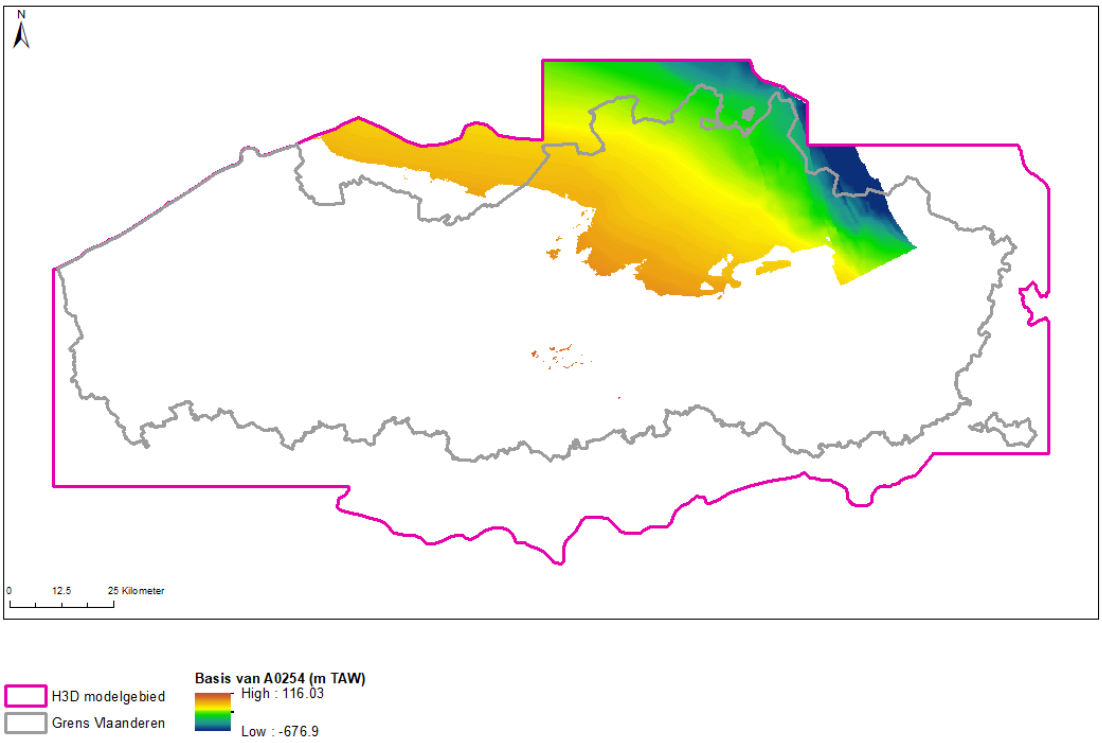


Basis Zand van Bolderberg buiten de Roerdalslenk (A0253)

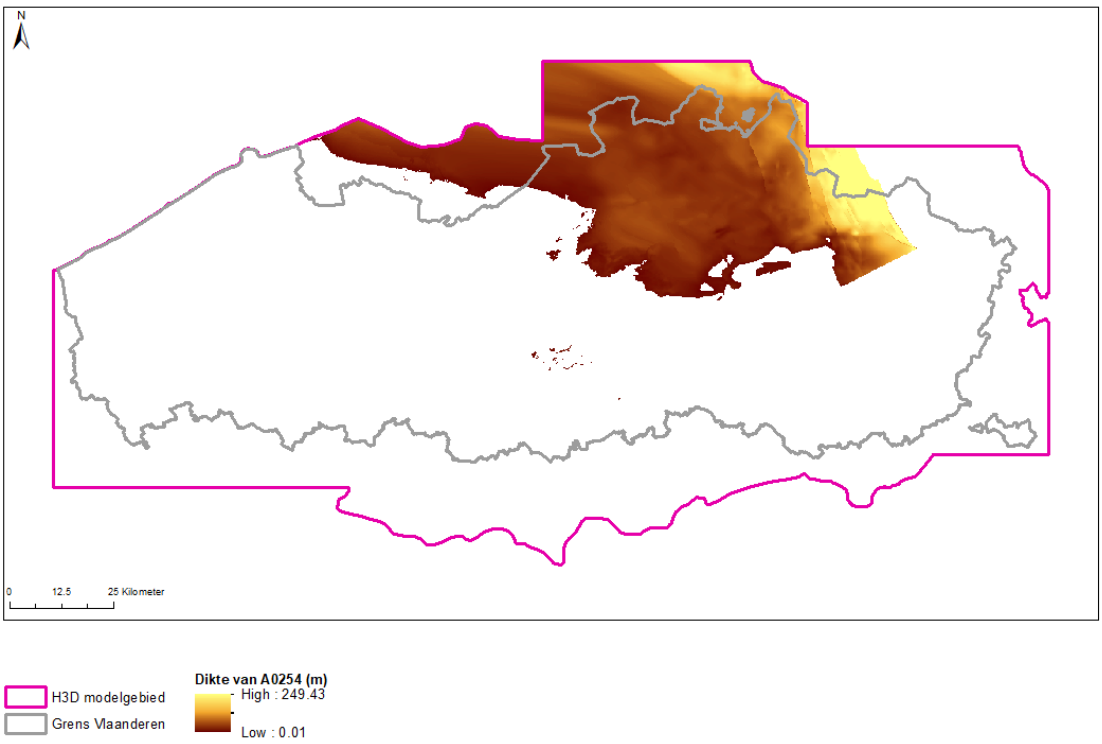


Dikte Zand van Bolderberg buiten de Roerdalslenk (A0253)

Bijlage G2.2.5.4 A0254 Zanden van Berchem en Voort buiten de Roerdalslenk

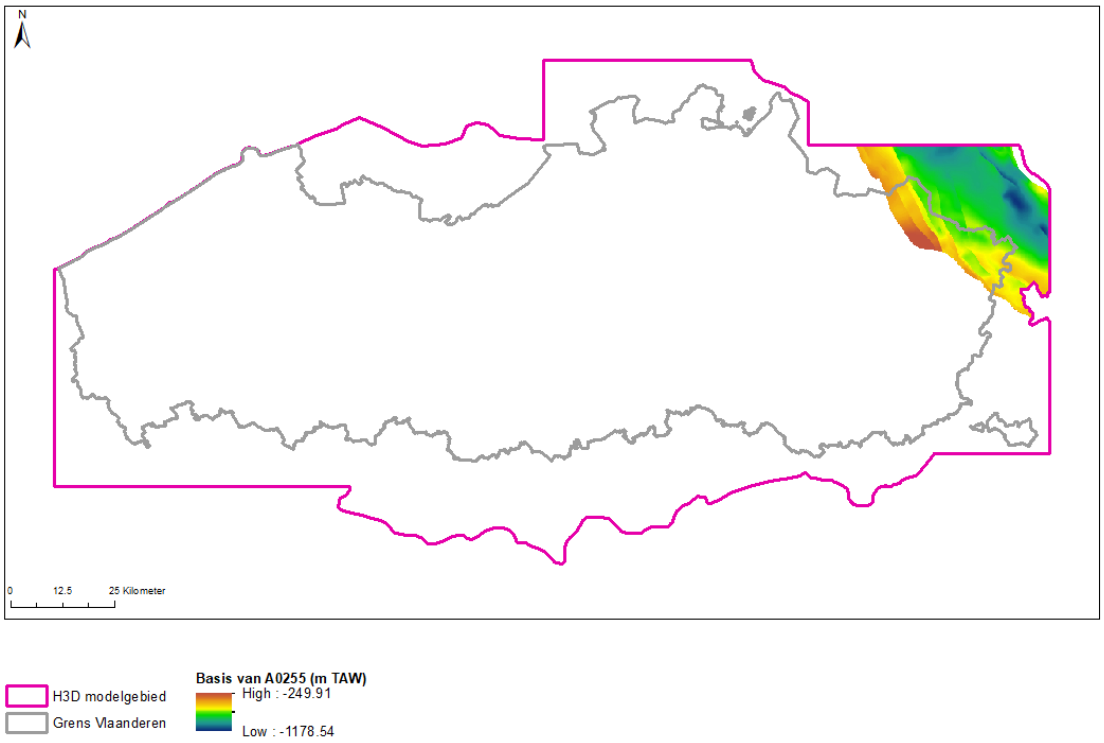


Basis Zanden van Berchem en Voort buiten de Roerdalslenk (A0254)

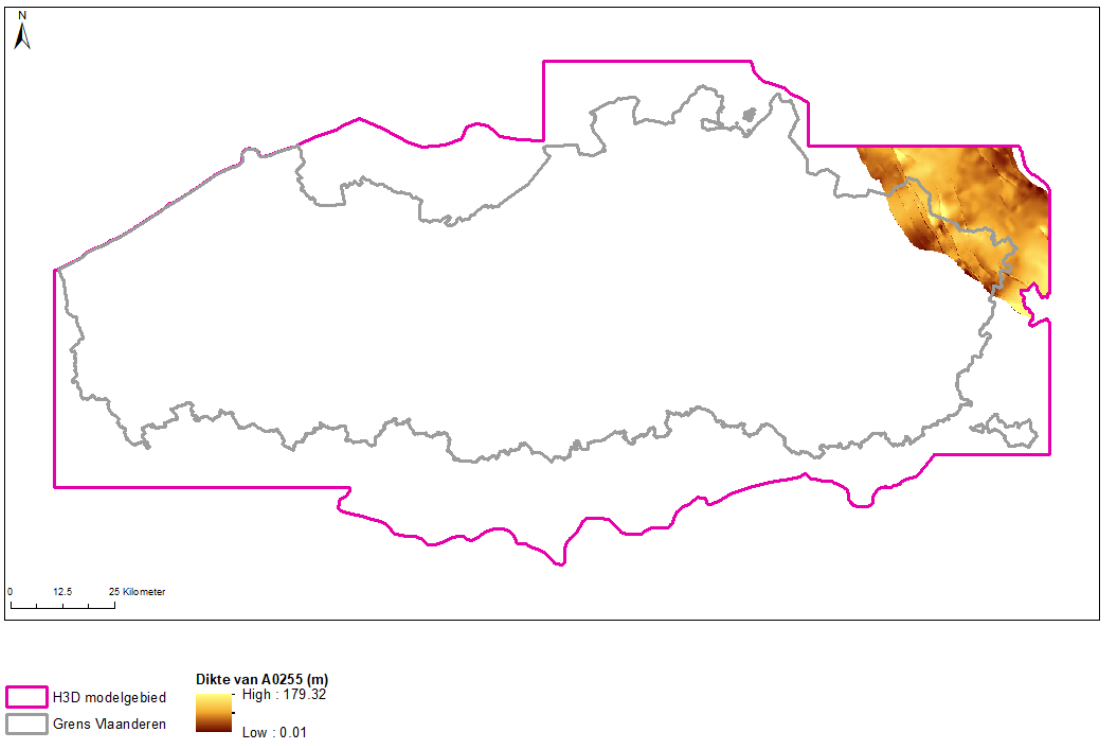


Dikte Zanden van Berchem en Voort buiten de Roerdalslenk (A0254)

Bijlage G2.2.5.5 A0255 Voort zand 1

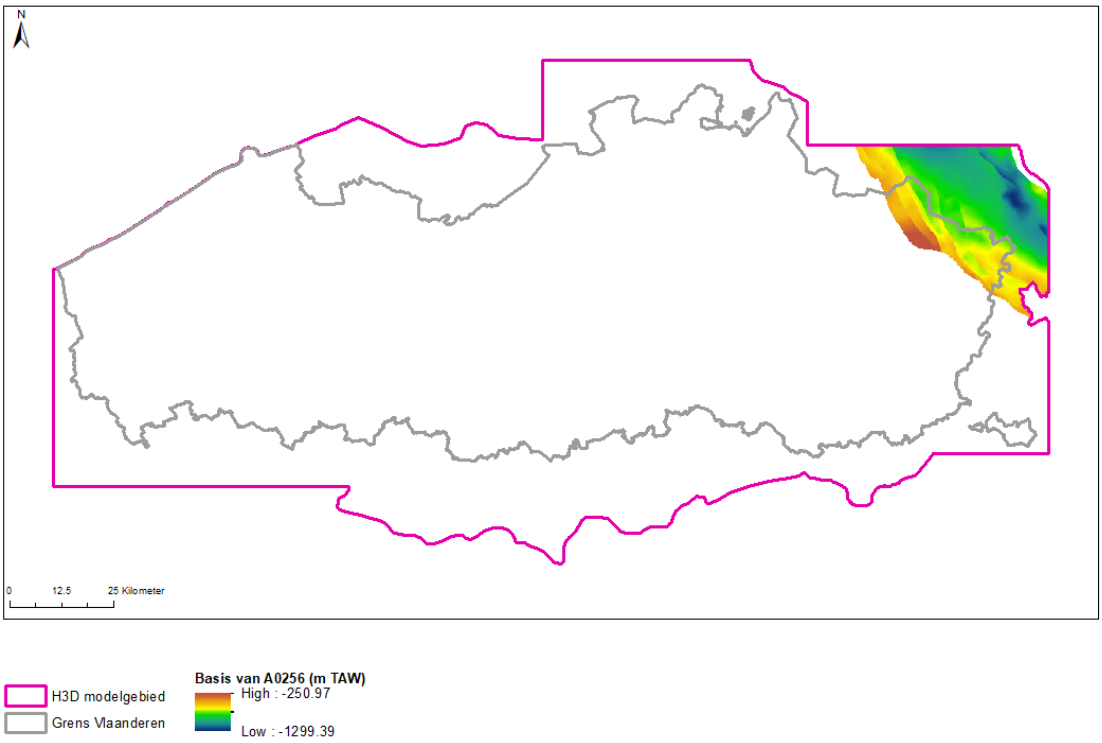


Basis Voort zand 1 (A0255)

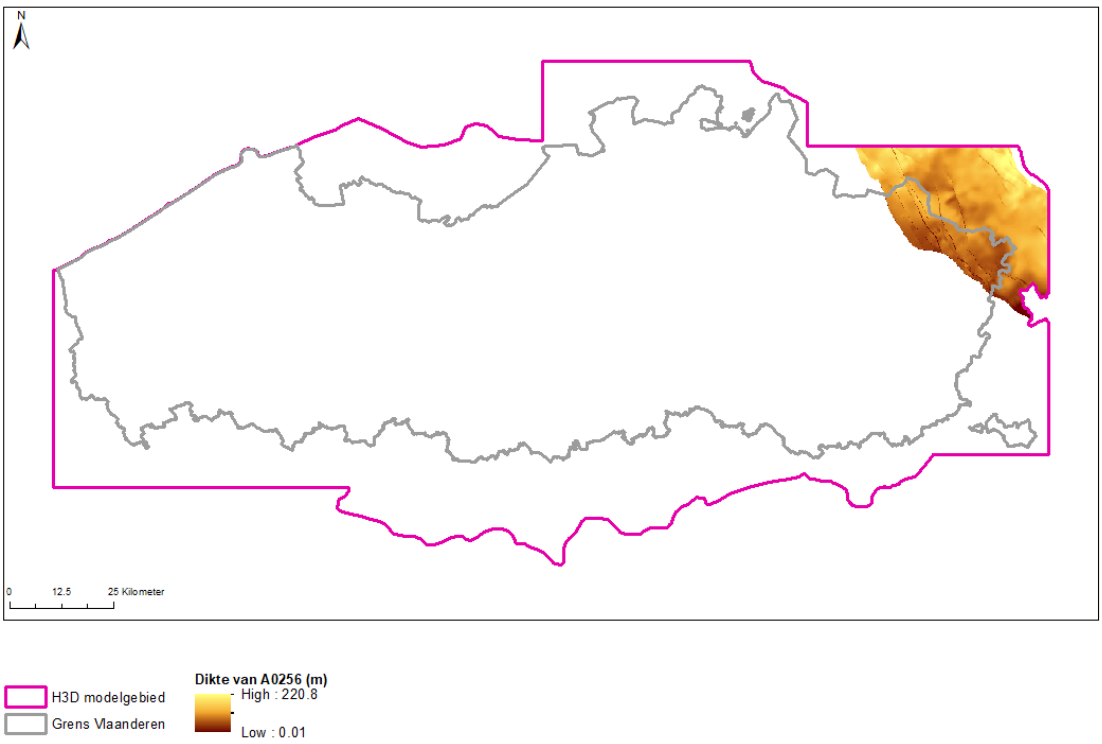


Dikte Voort zand 1 (A0255)

Bijlage G2.2.5.6 A0256 Voort klei 1

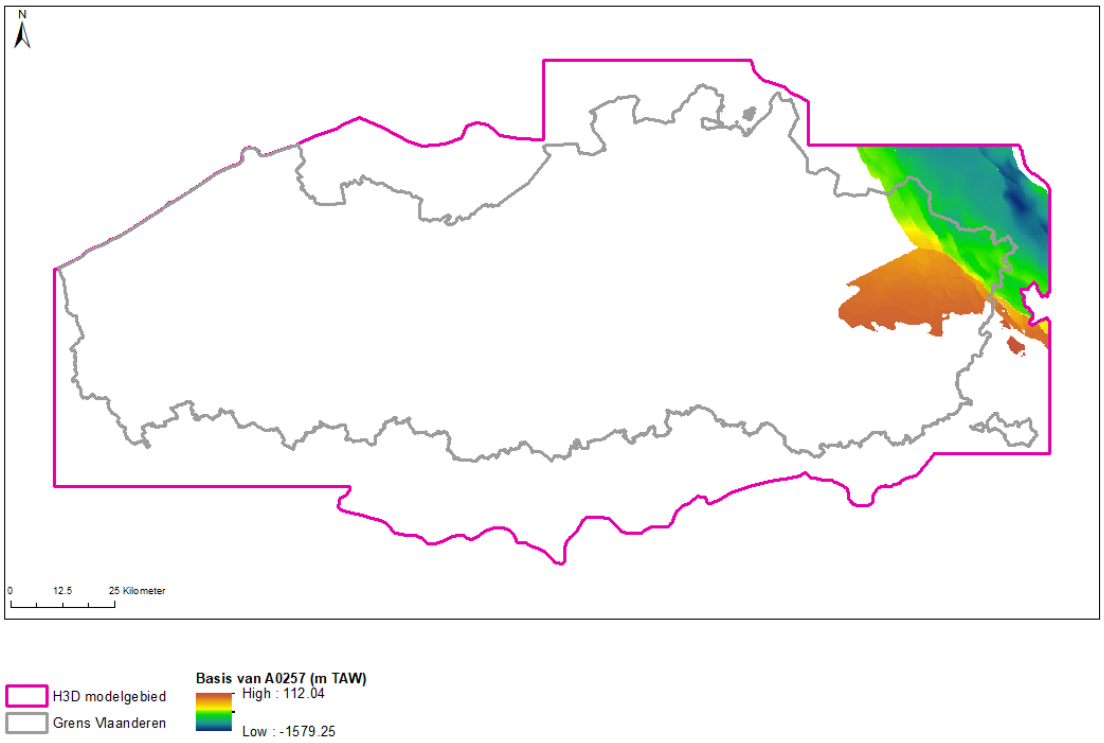


Basis Voort klei 1 (A0256)

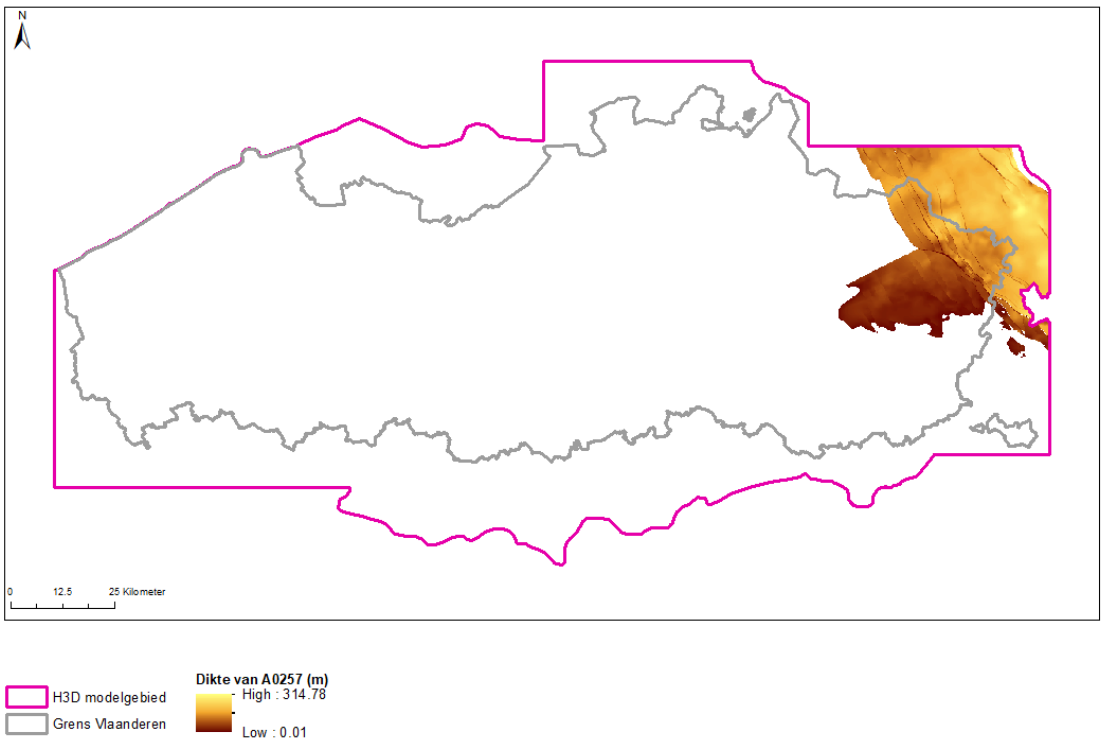


Dikte Voort klei 1 (A0256)

Bijlage G2.2.5.7 A0257 Voort zand 2

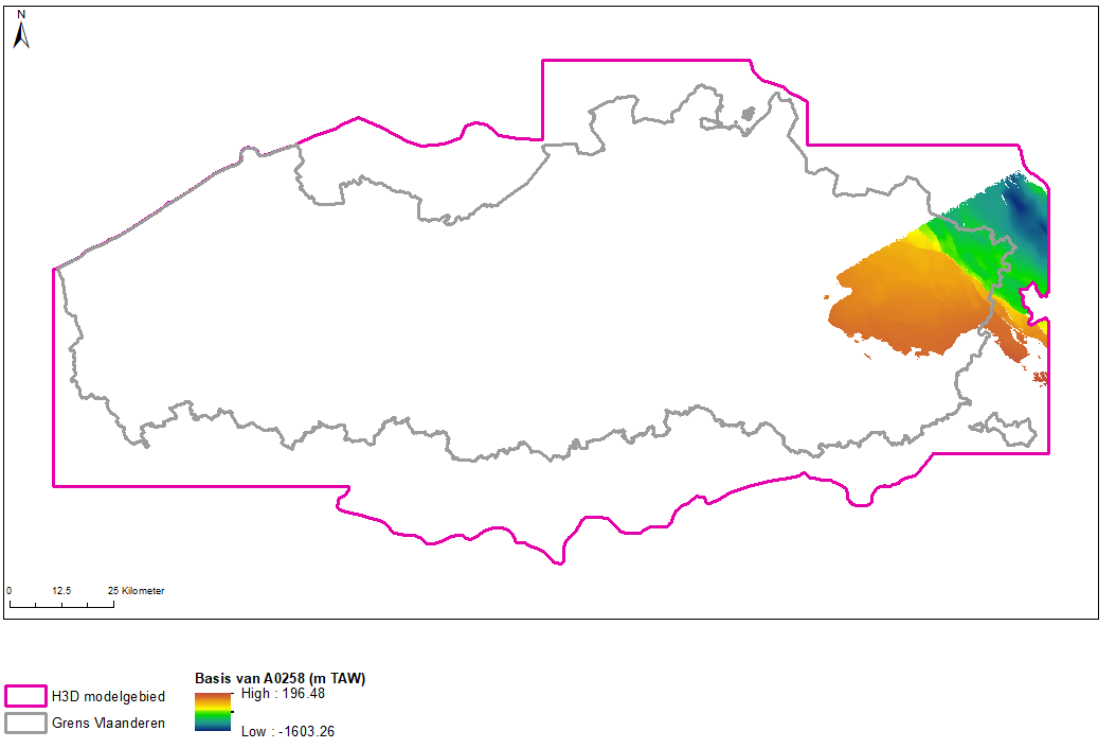


Basis Voort zand 2 (A0257)

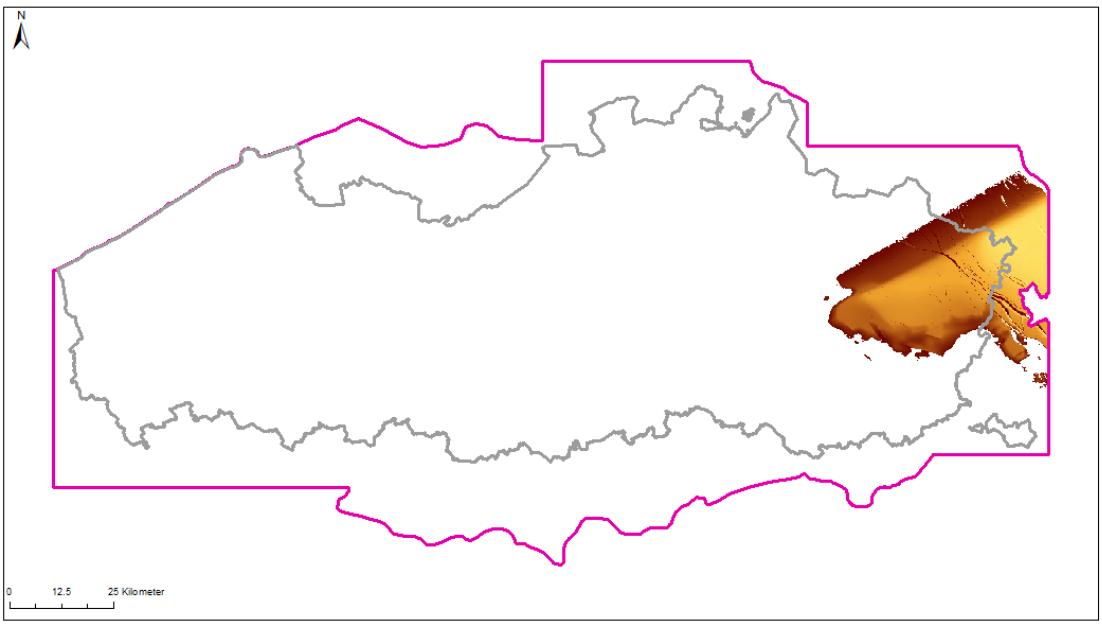


Dikte Voort zand 2 (A0257)

Bijlage G2.2.5.8 A0258 Zandig deel van Eigenbilzen

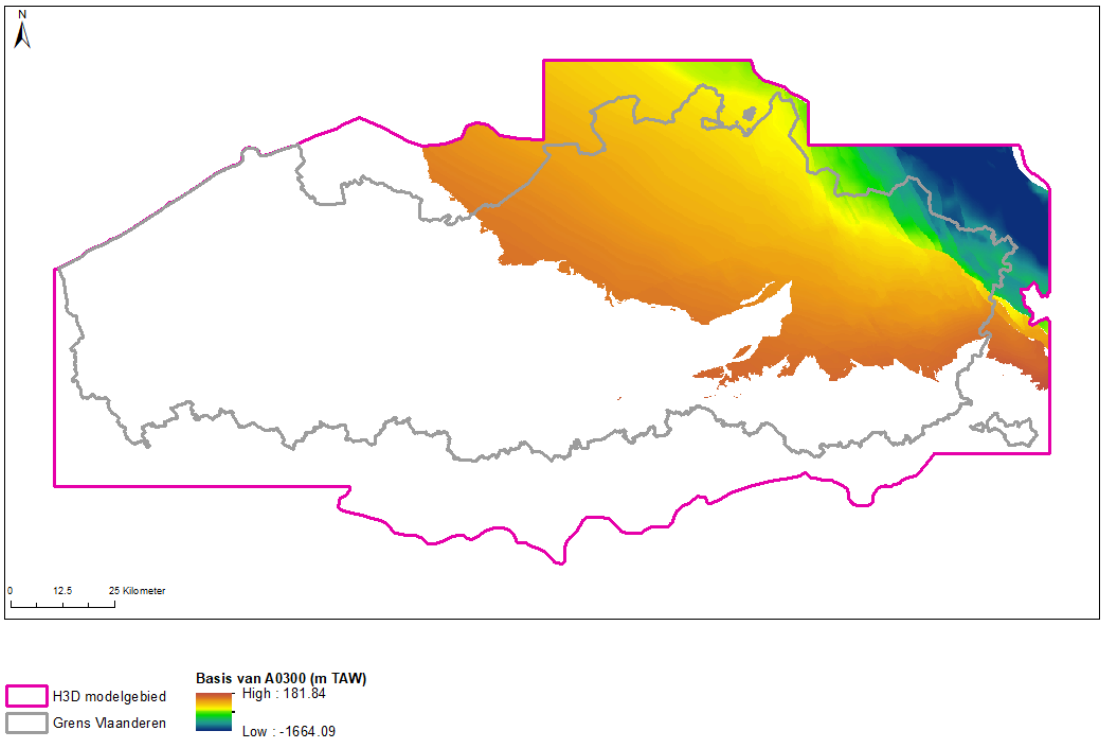


Basis Zandig deel van Eigenbilzen (A0258)

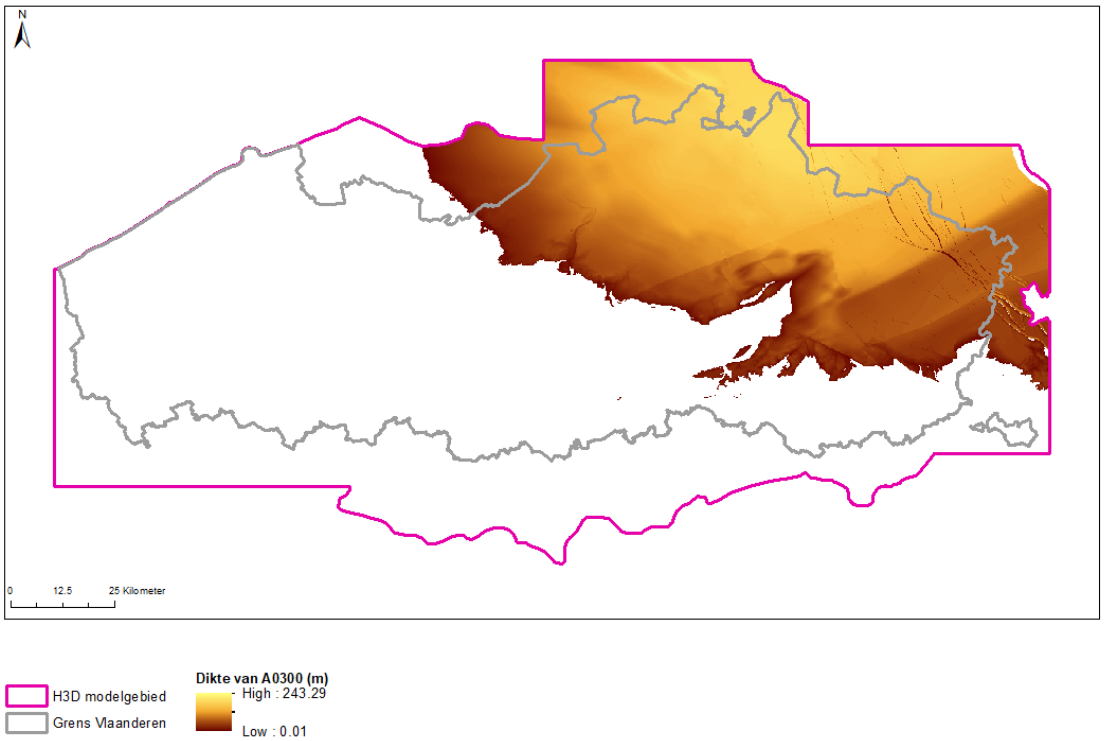


Dikte Zandig deel van Eigenbilzen (A0258)

Bijlage G2.3 A300 Boom Aquitard

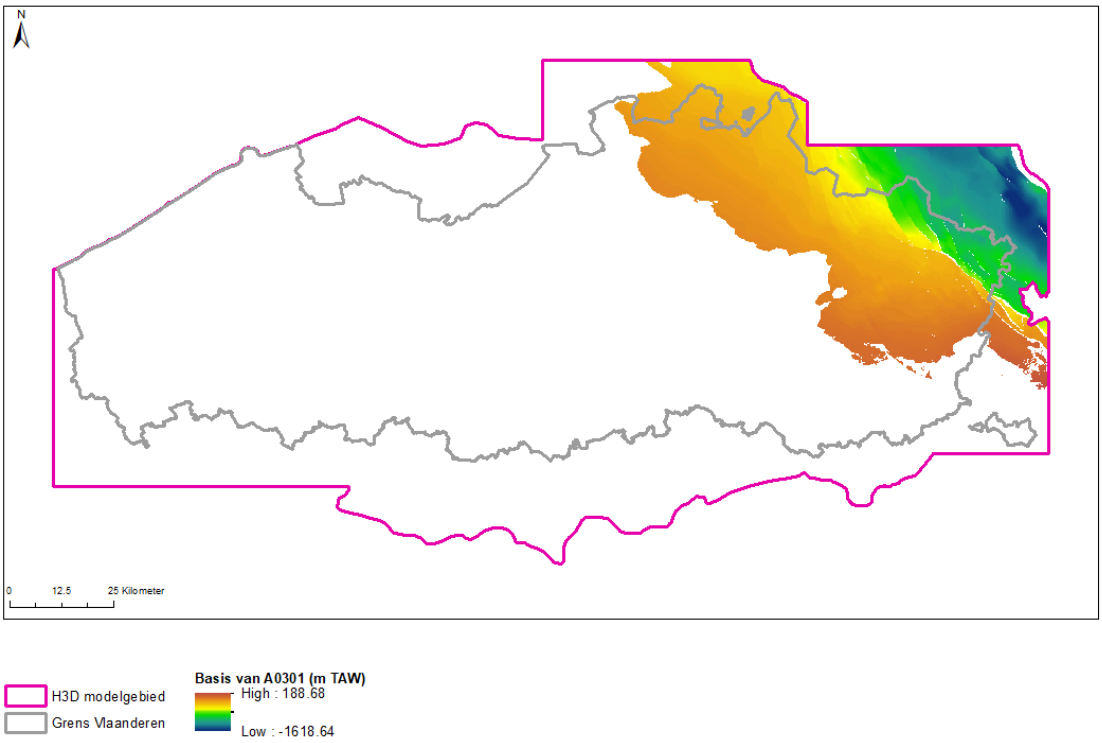


Basis Boom Aquitard (A0300)

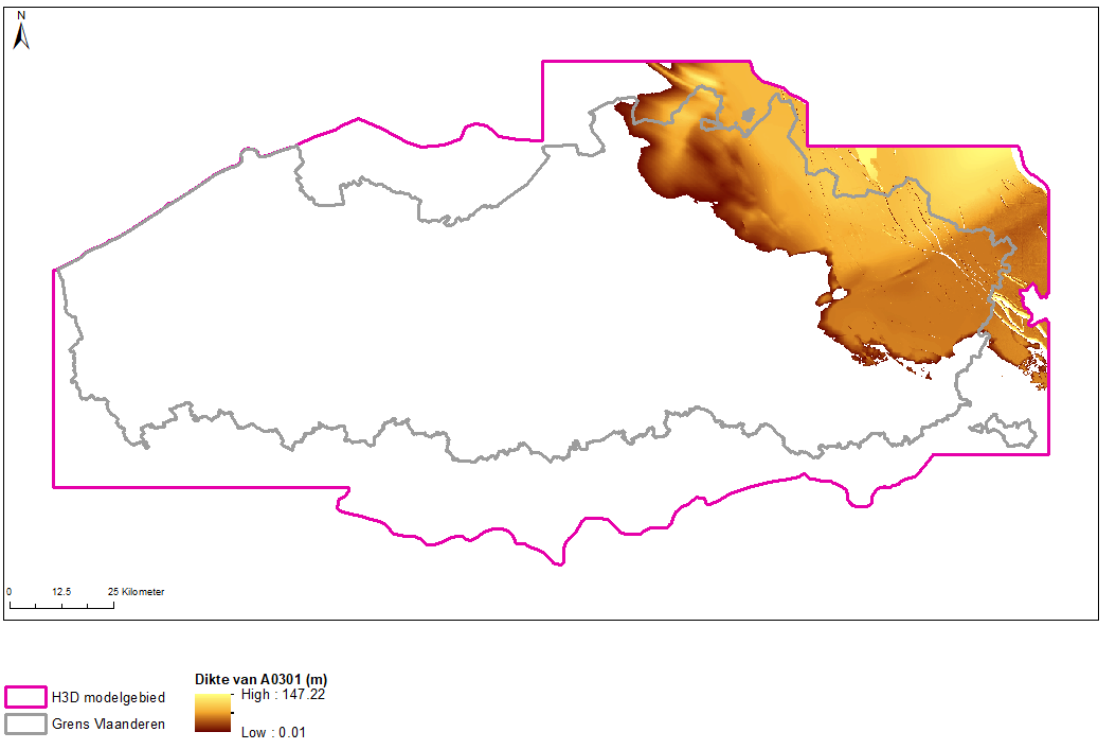


Dikte Boom Aquitard (A0300)

Bijlage G2.3.1.1 A0301 Kleiig deel van Eigenbilzen

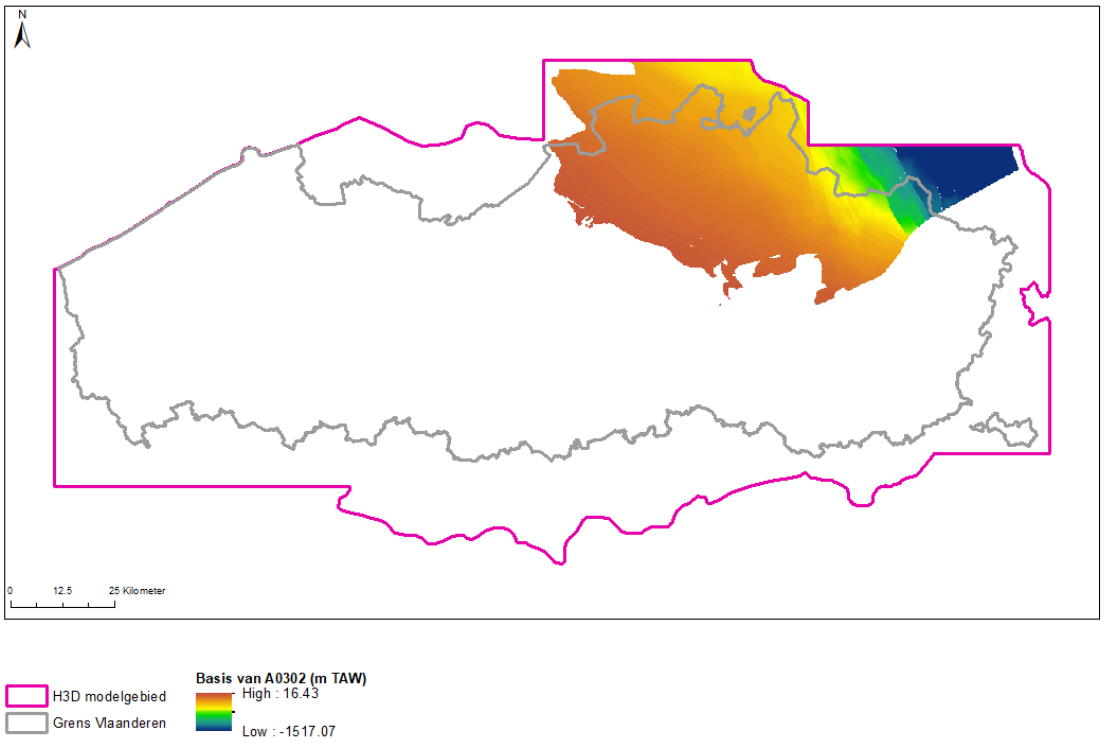


Basis Kleiig deel van Eigenbilzen (A0301)

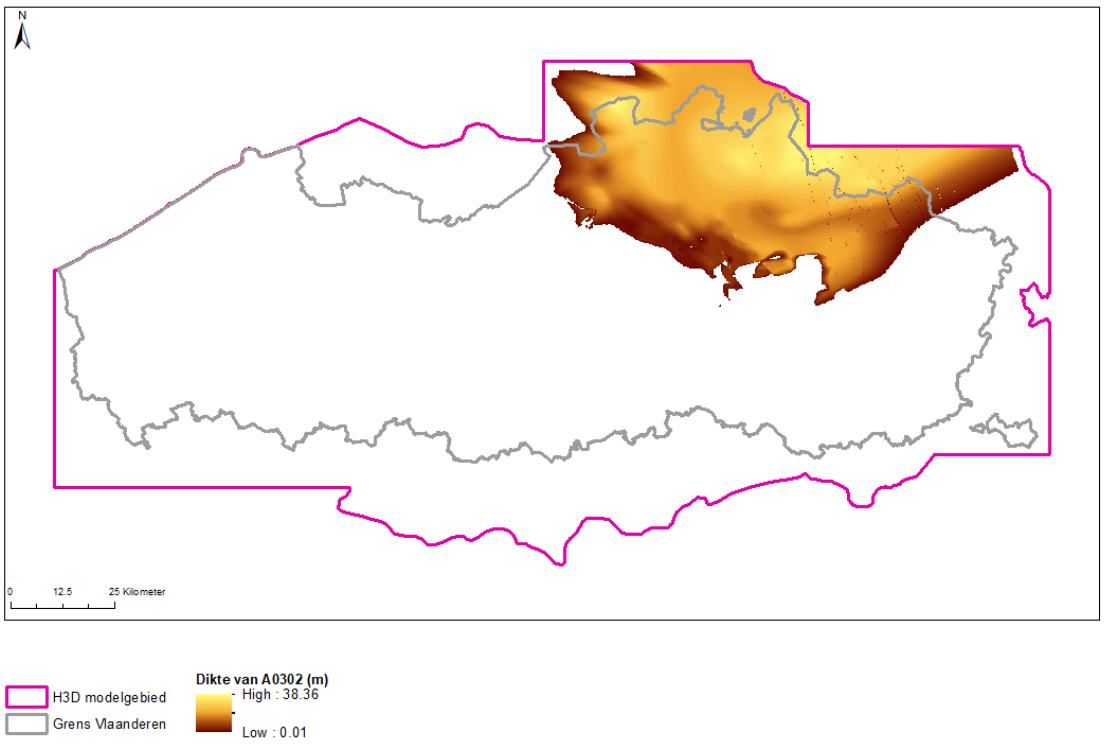


Dikte Kleiig deel van Eigenbilzen (A0301)

Bijlage G2.3.1.2 A0302 Klei-silt van Boeretang

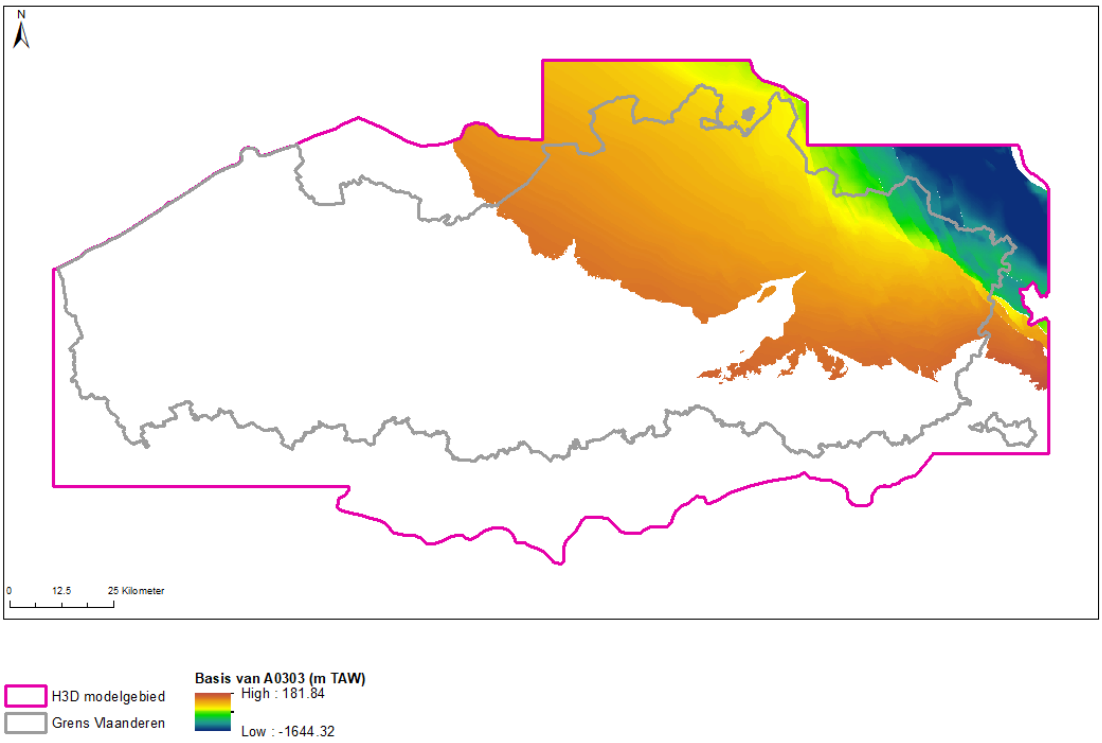


Basis Klei-silt van Boeretang (A0302)

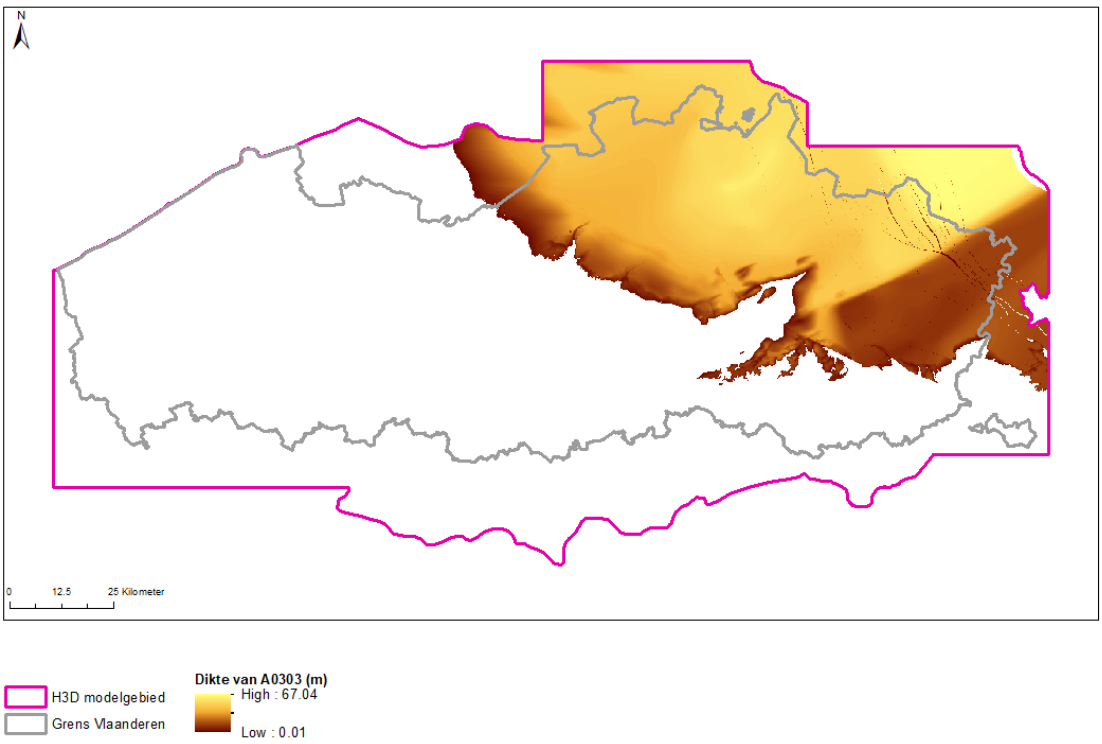


Dikte Klei-silt van Boeretang (A0302)

Bijlage G2.3.1.3 A0303 Klei van Putte

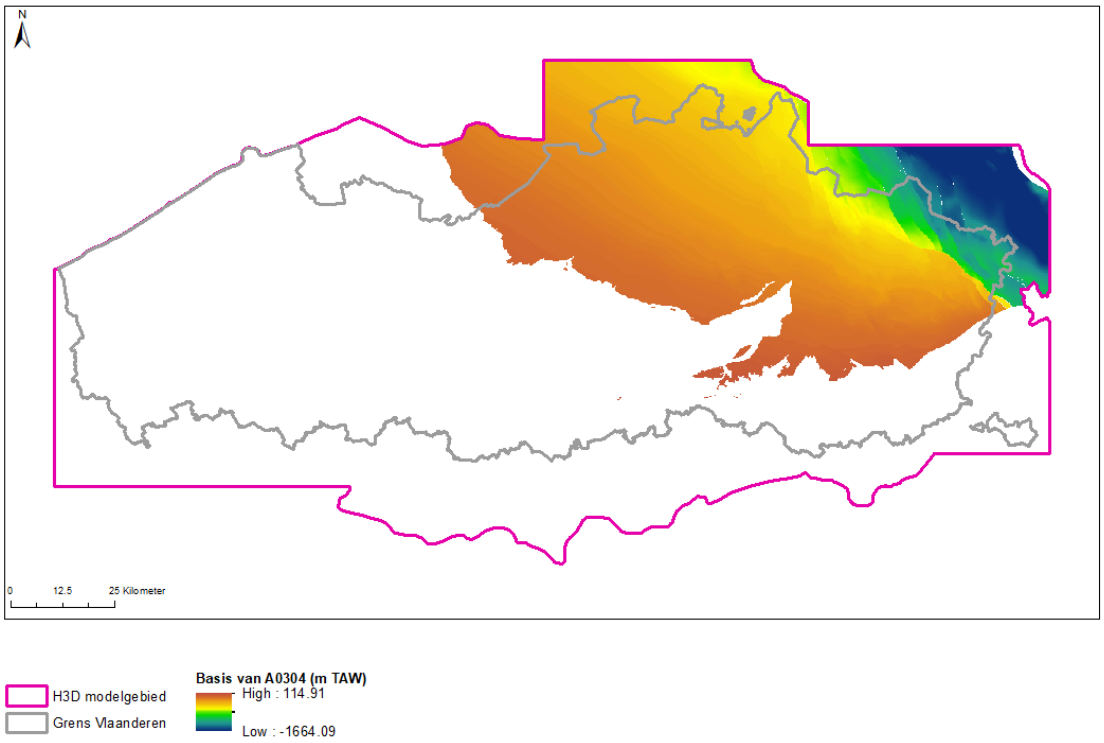


Basis Klei van Putte (A0303)

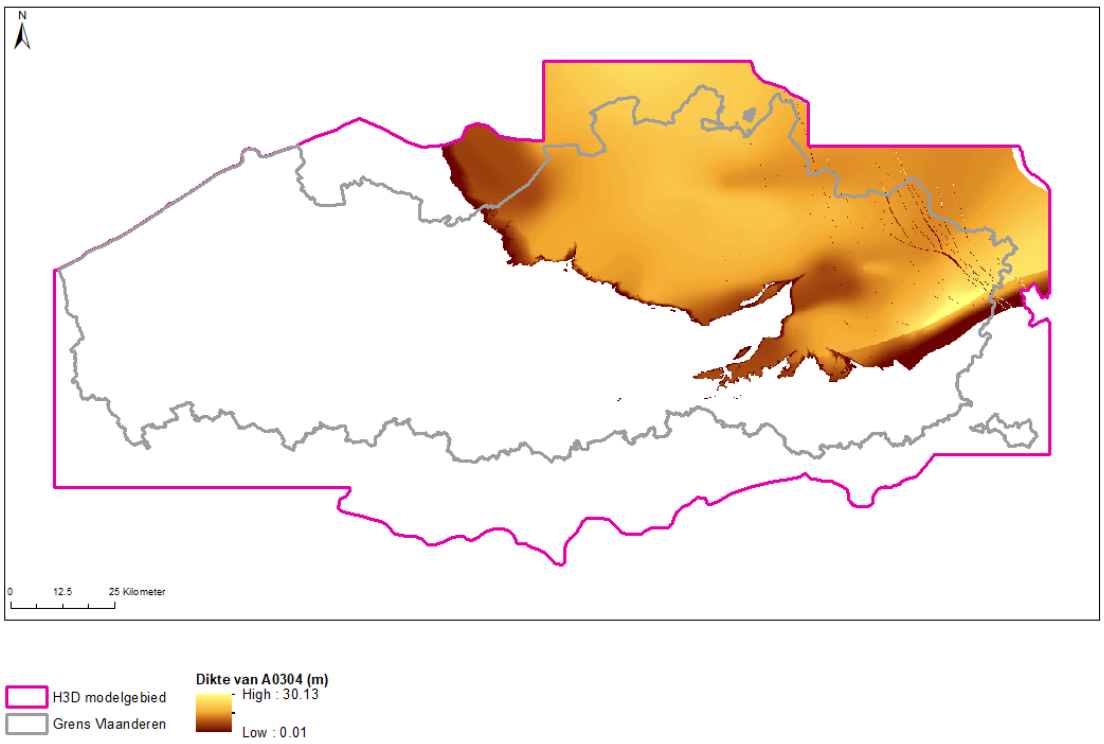


Dikte Klei van Putte (A0303)

Bijlage G2.3.1.4 A0304 Klei van Terhagen

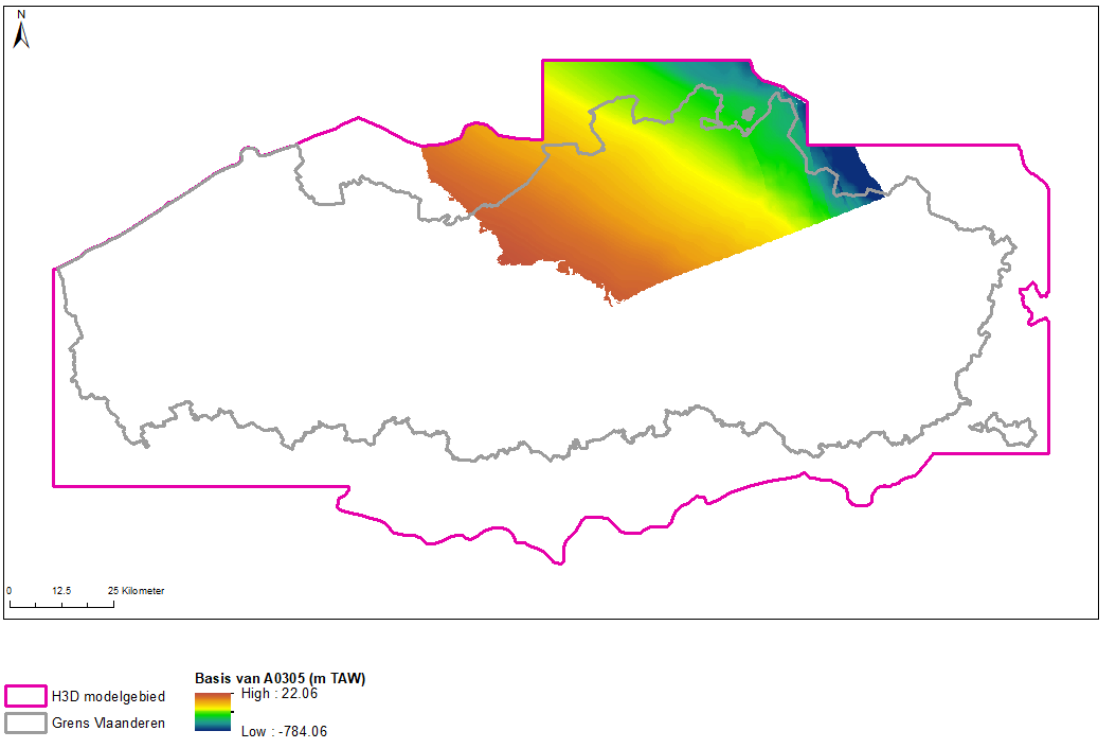


Basis Klei van Terhagen (A0304)

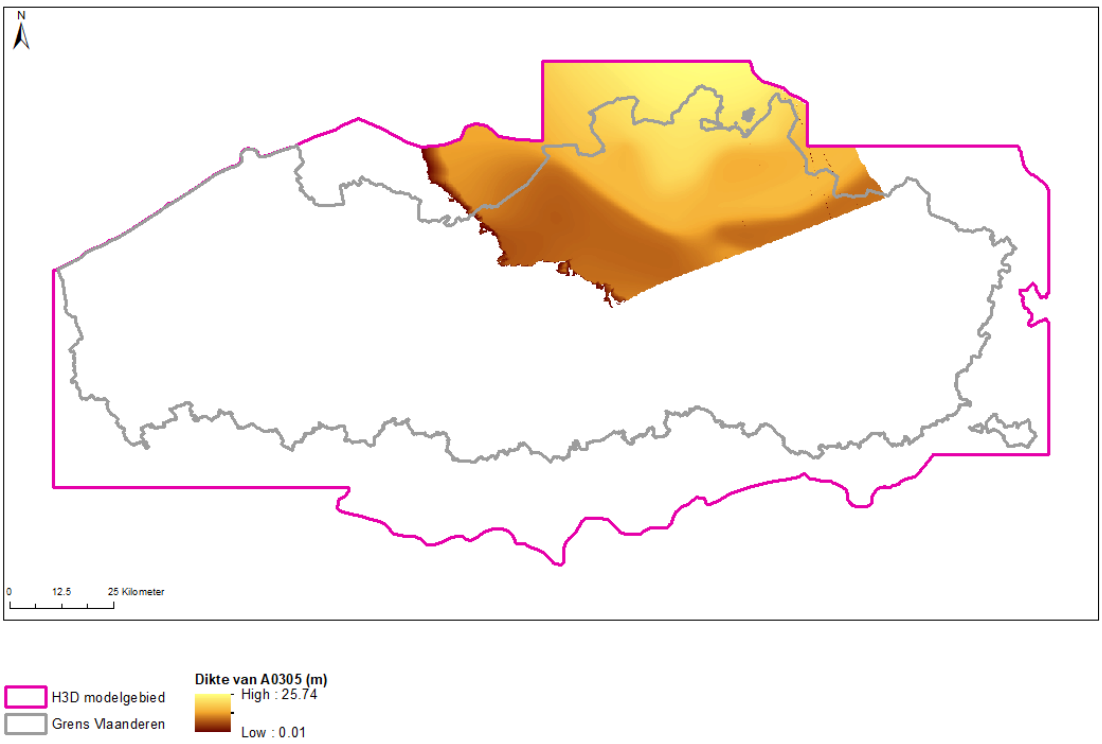


Dikte Klei van Terhagen (A0304)

Bijlage G2.3.1.5 A0305 Silt van Belsele-Waas

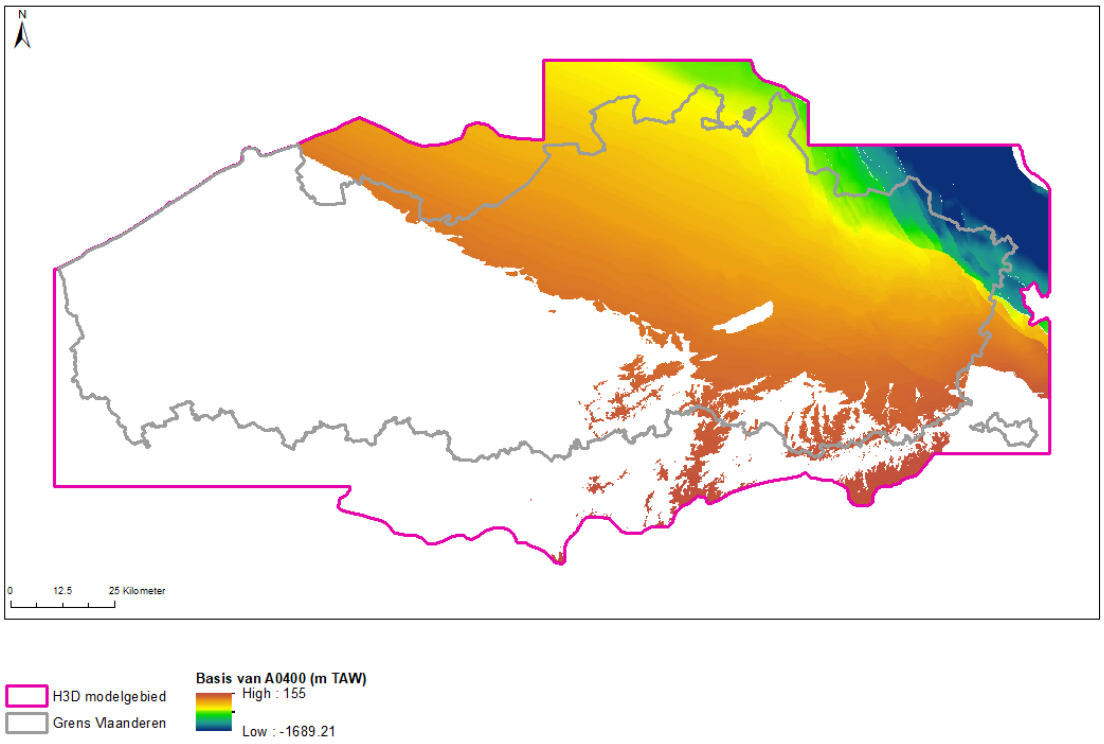


Basis Silt van Belsele-Waas (A0305)

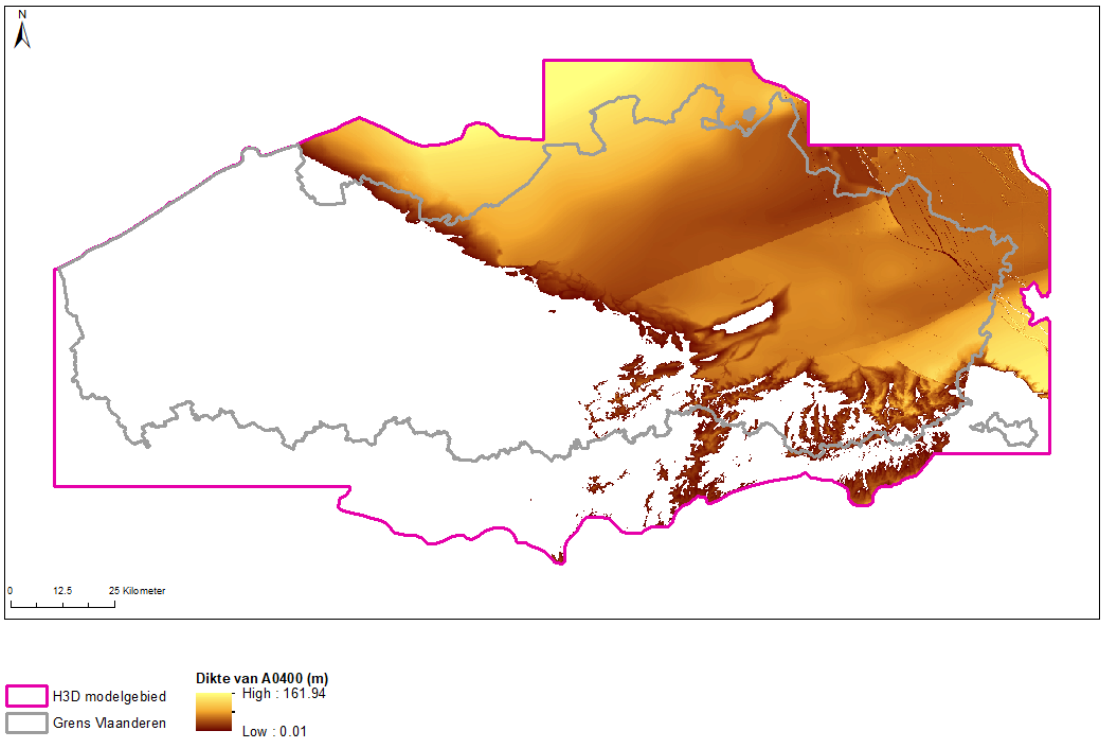


Dikte Silt van Belsele-Waas (A0305)

Bijlage G2.4 A0400 Oligoceen Aquifersysteem

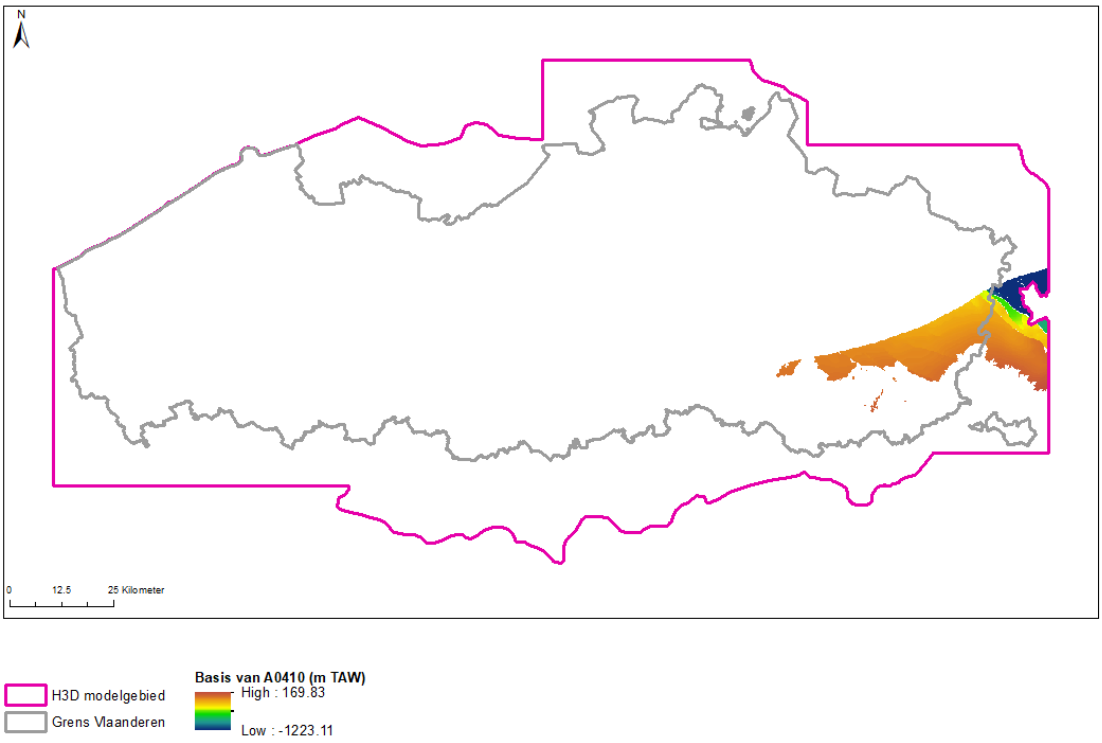


Basis Oligoceen Aquifersysteem (A0400)

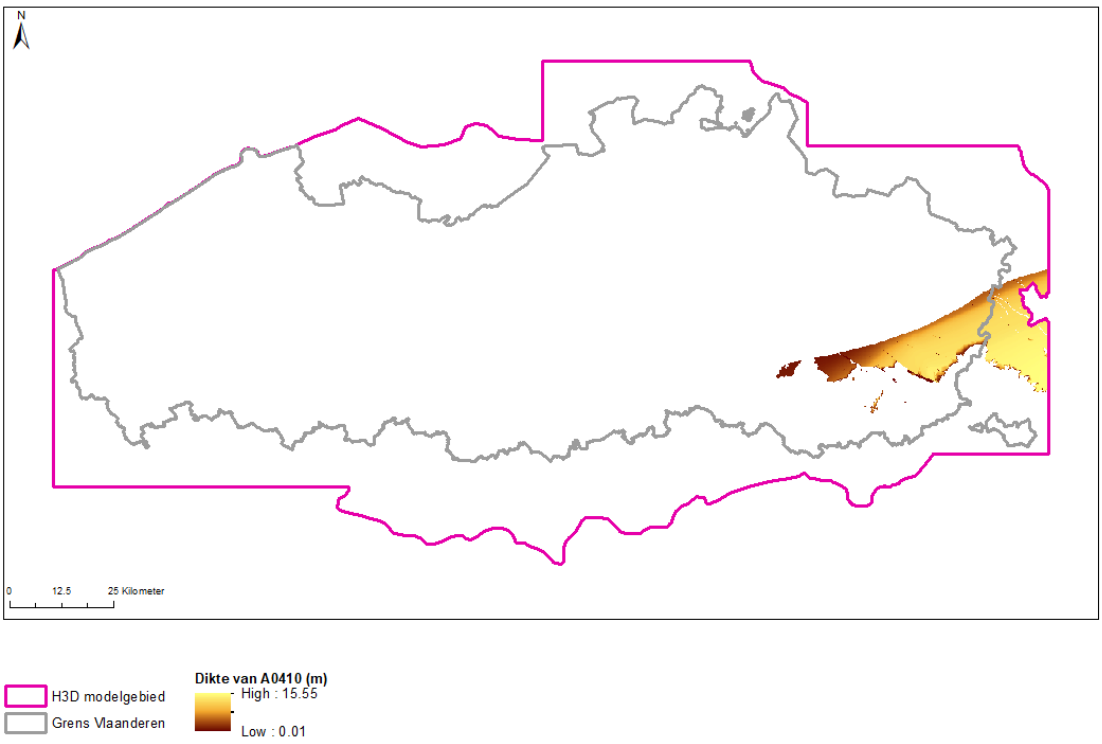


Dikte Oligoceen Aquifersysteem (A0400)

Bijlage G2.4.1 A0410 Zand van Kerniel

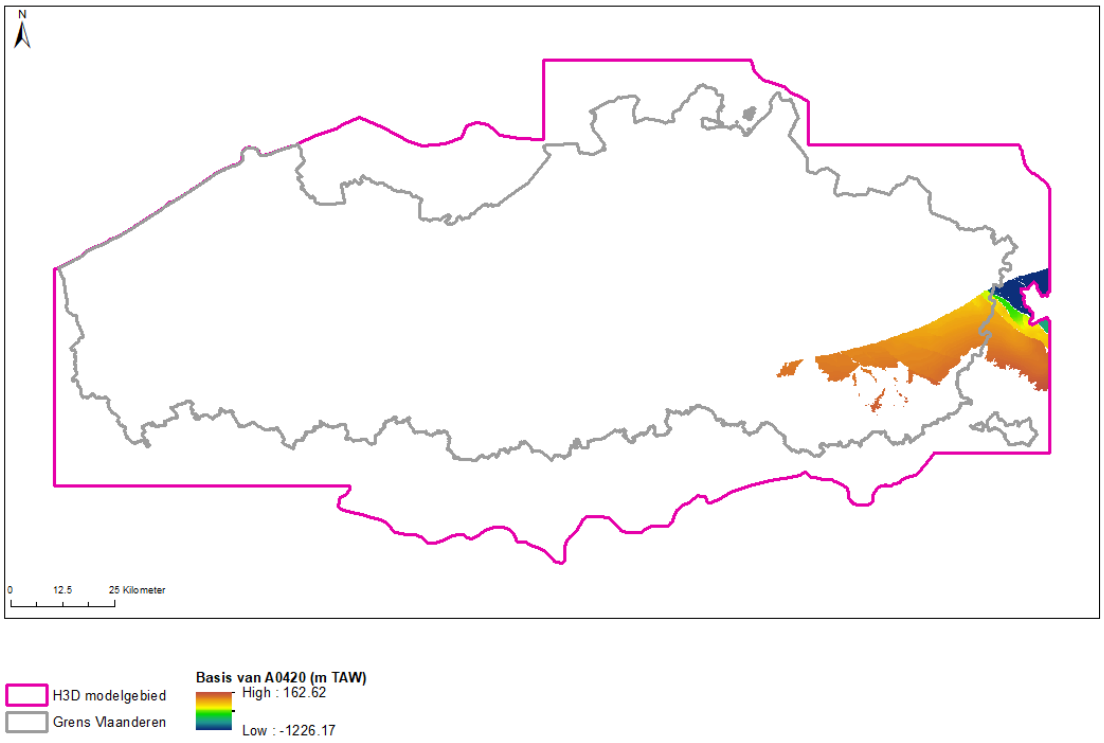


Basis Zand van Kerniel (A410)

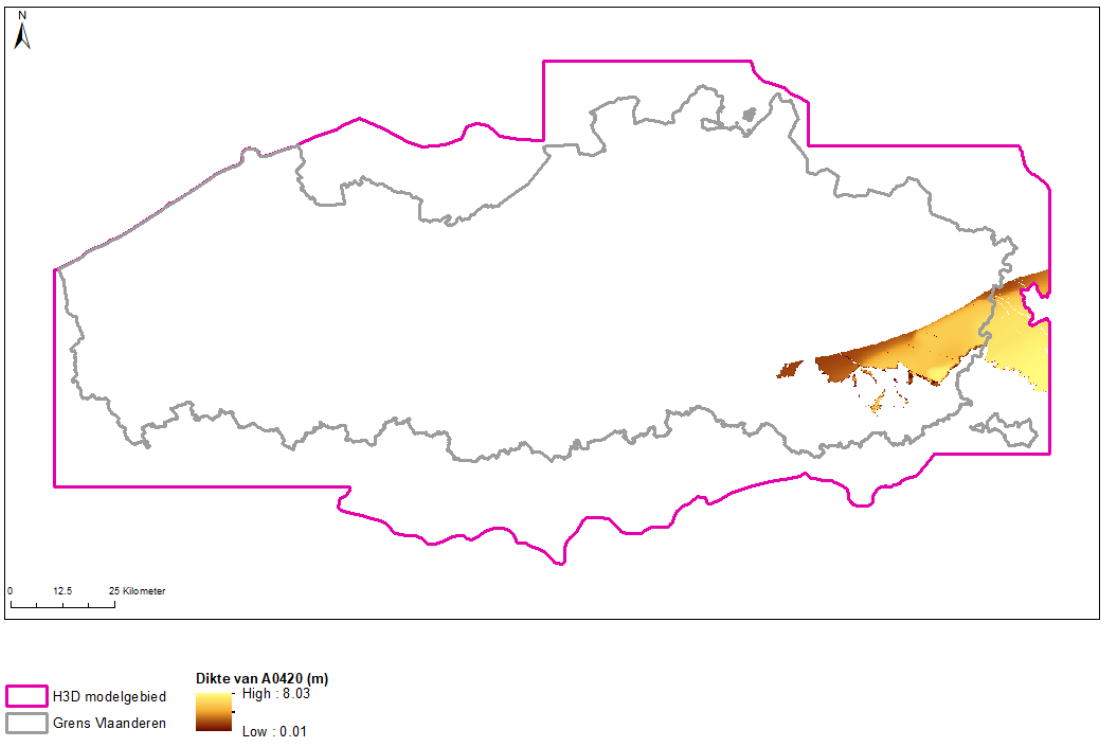


Dikte Zand van Kerniel (A410)

Bijlage G2.4.2 A0420 Klei van Kleine-Spouwen

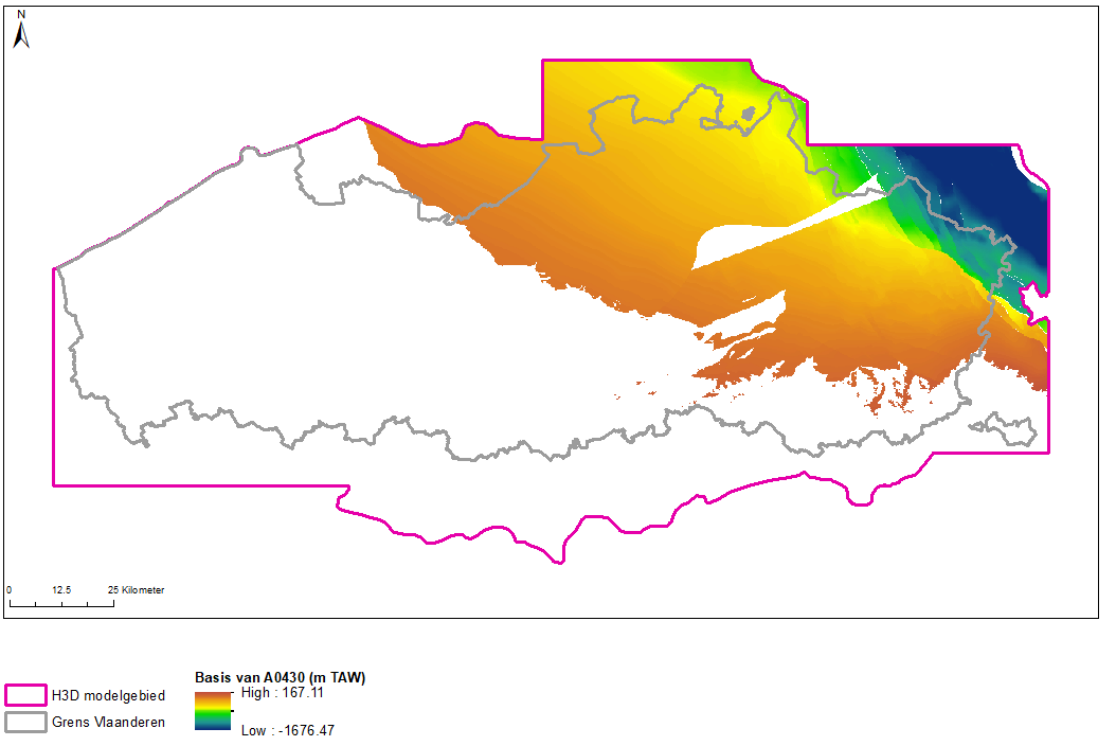


Basis Klei van Kleine-Spouwen (A0420)

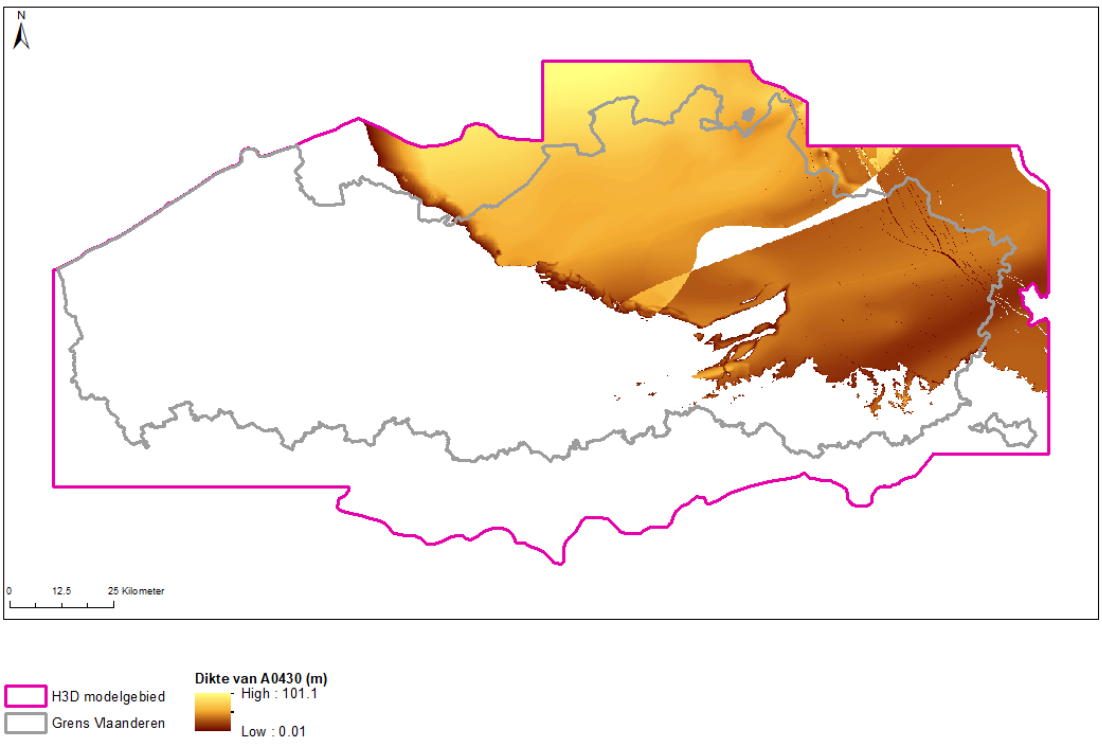


Dikte Klei van Kleine-Spouwen (A0420)

Bijlage G2.4.3 A0430 Ruisbroek-Berg Aquifer

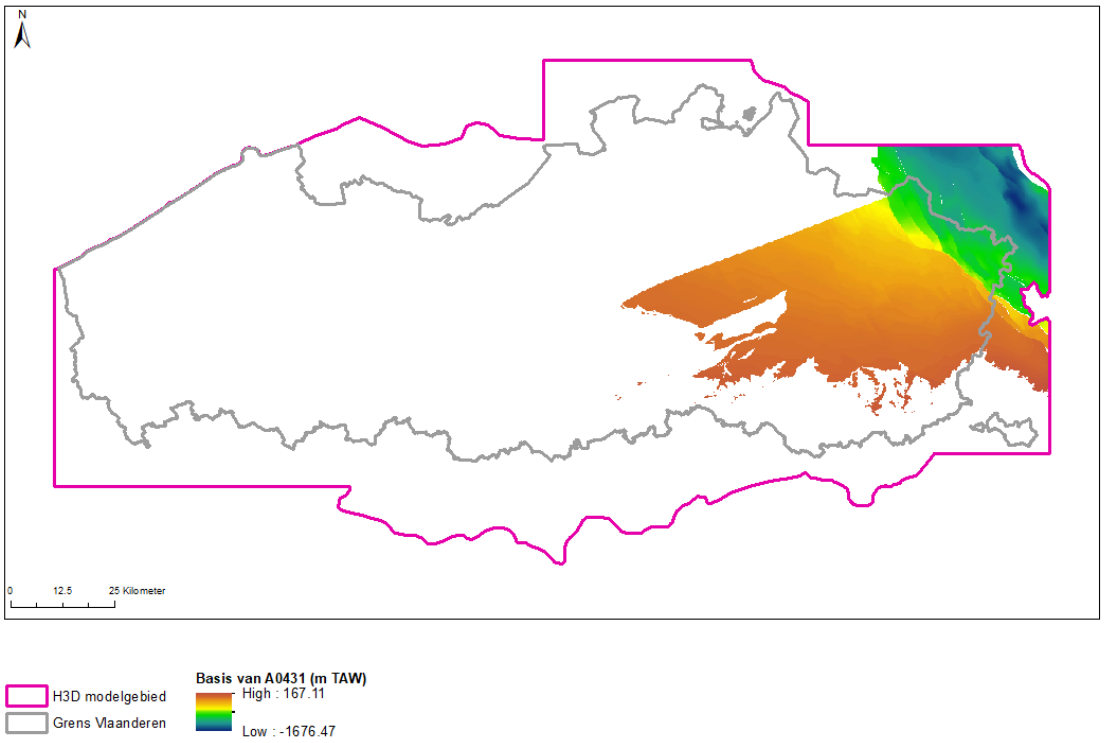


Basis Ruisbroek-Berg Aquifer (A0430)

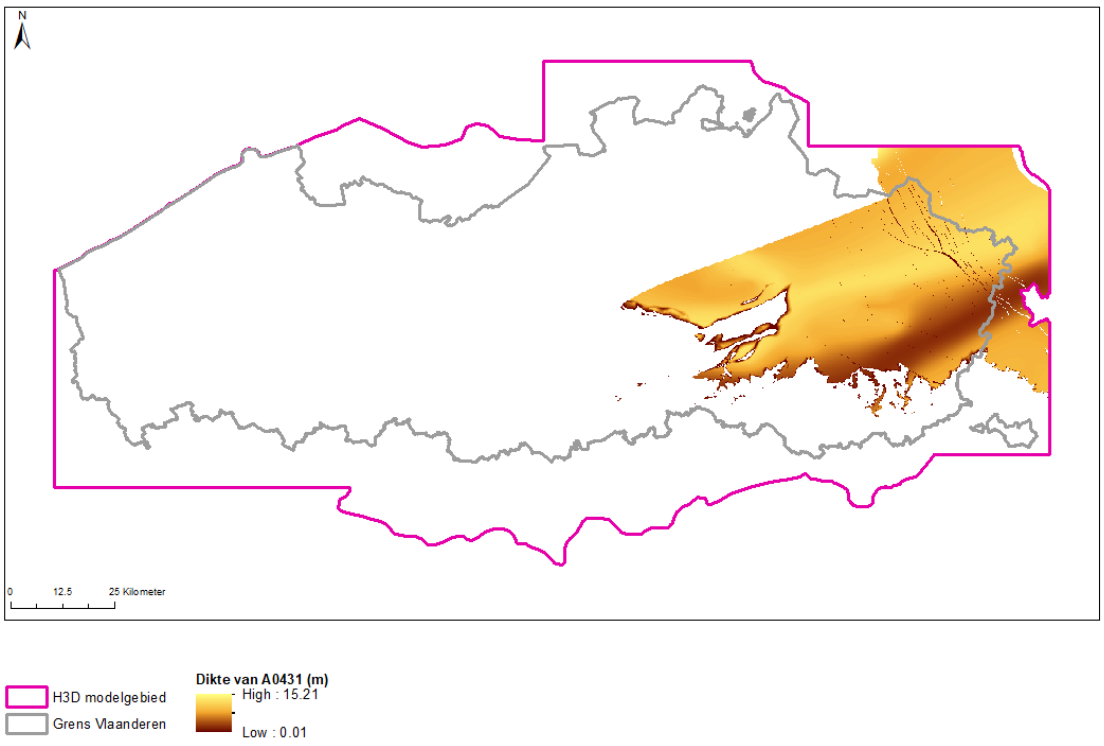


Dikte Ruisbroek-Berg Aquifer (A0430)

Bijlage G2.4.3.1 A0431 Zand van Berg

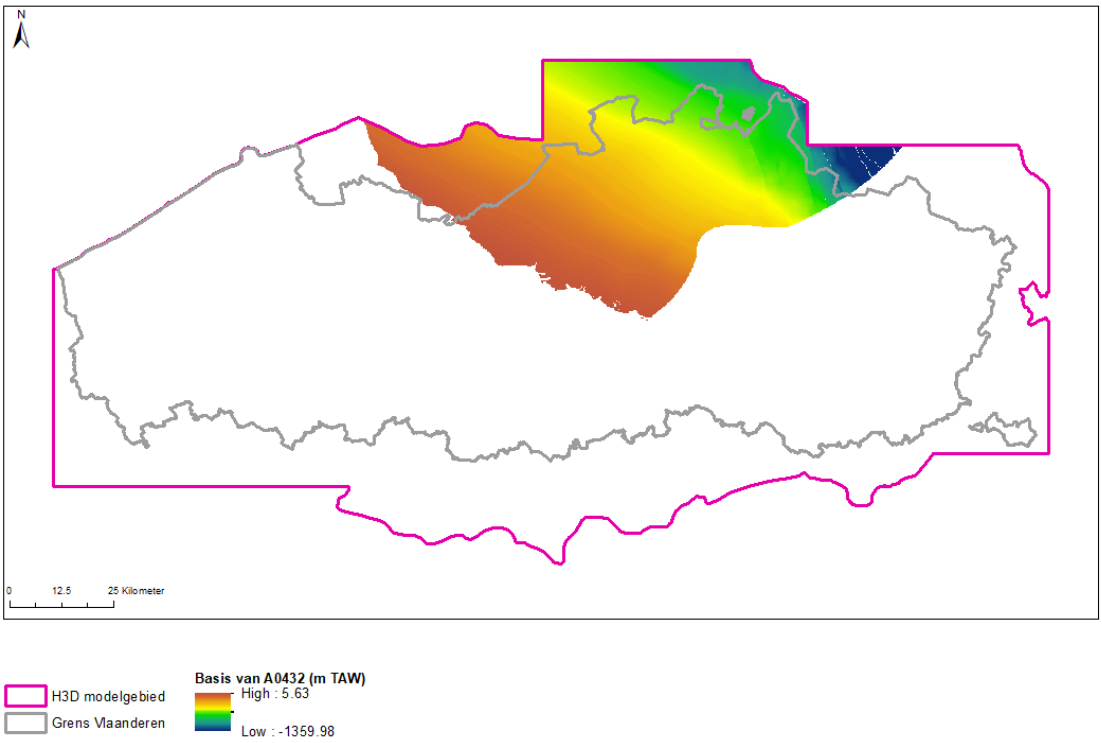


Basis Zand van Berg (A0431)

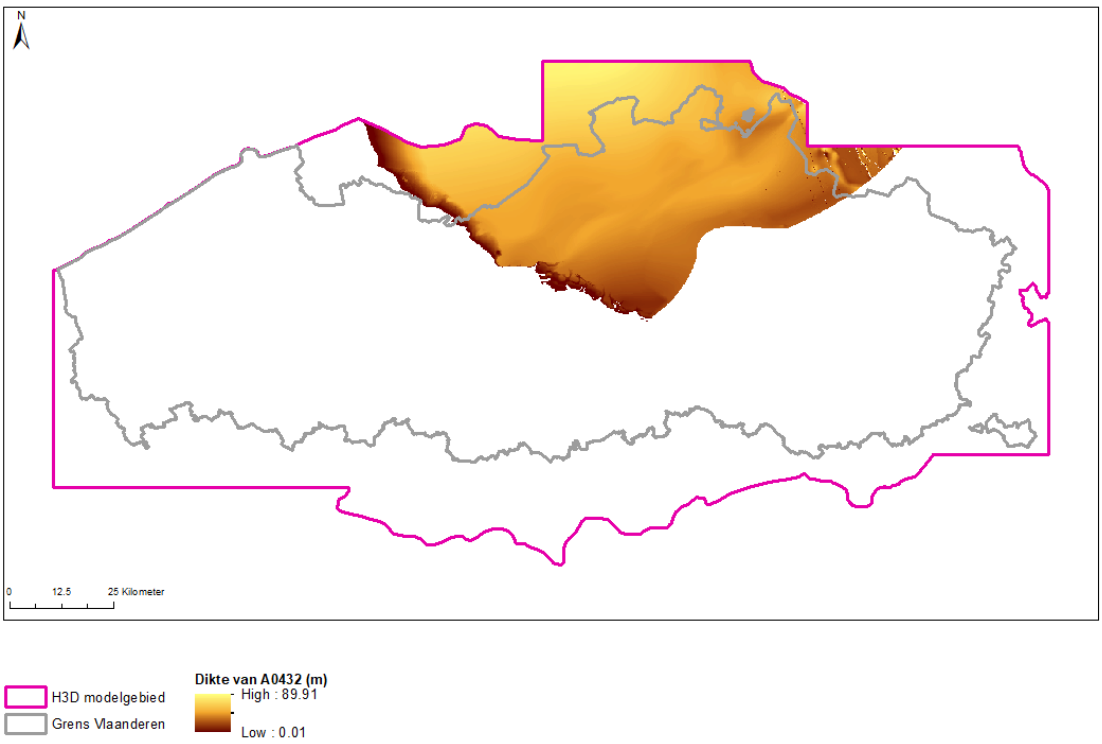


Dikte Zand van Berg (A0431)

Bijlage G2.4.3.2 A0432 Zand van Ruisbroek

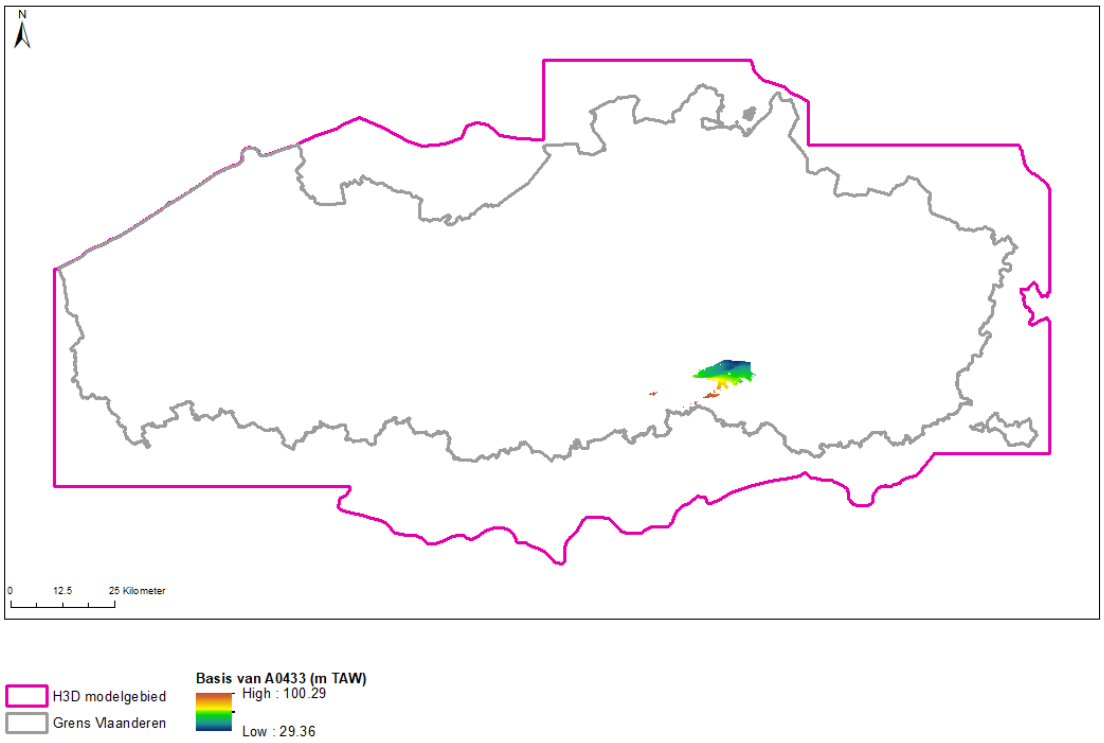


Basis Zand van Ruisbroek (A0432)

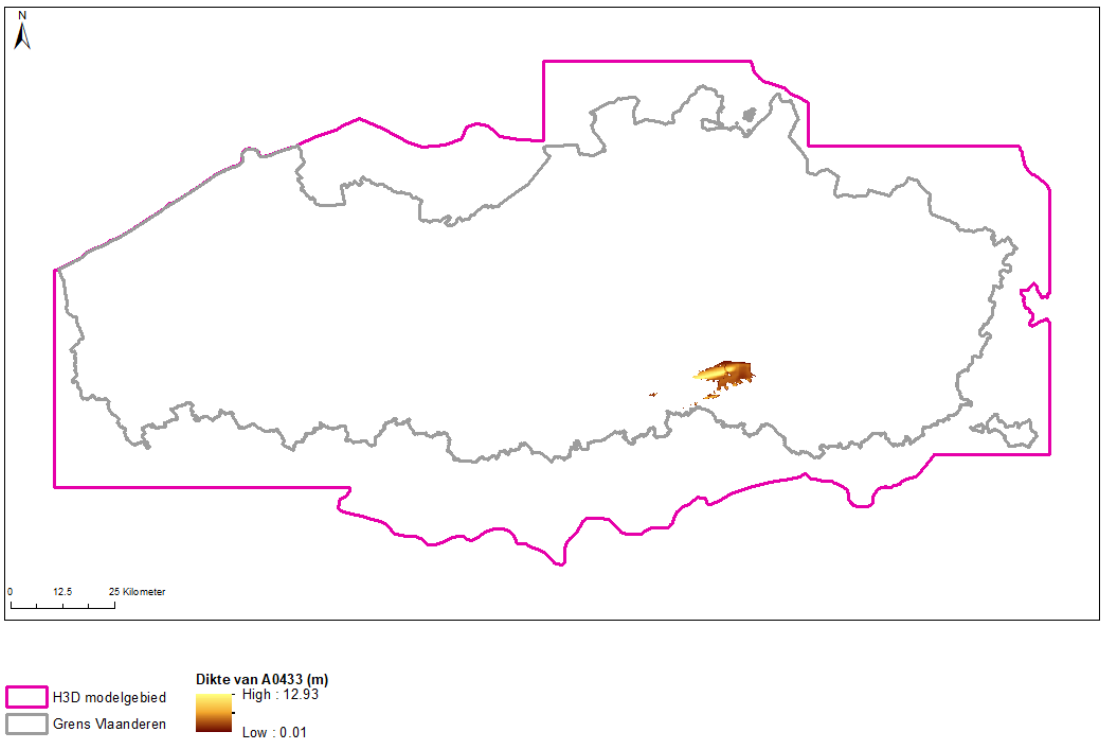


Dikte Zand van Ruisbroek (A0432)

Bijlage G2.4.3.3 A0433 Zand van Kerkom

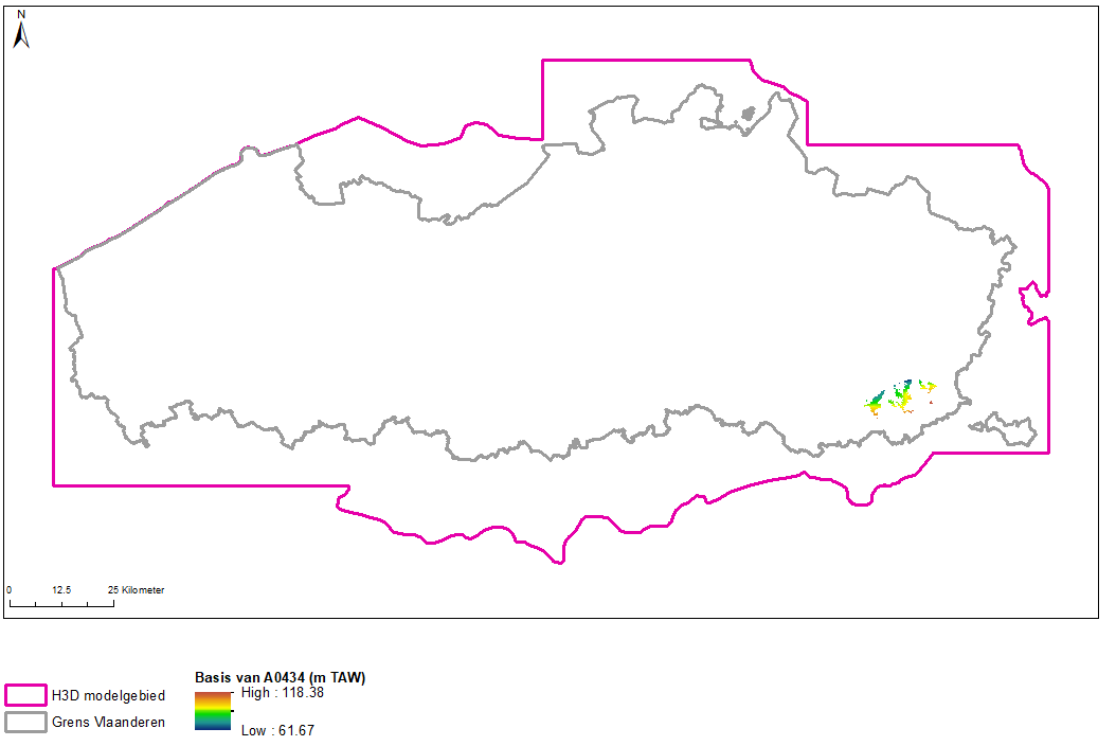


Basis Zand van Kerkom (A0433)

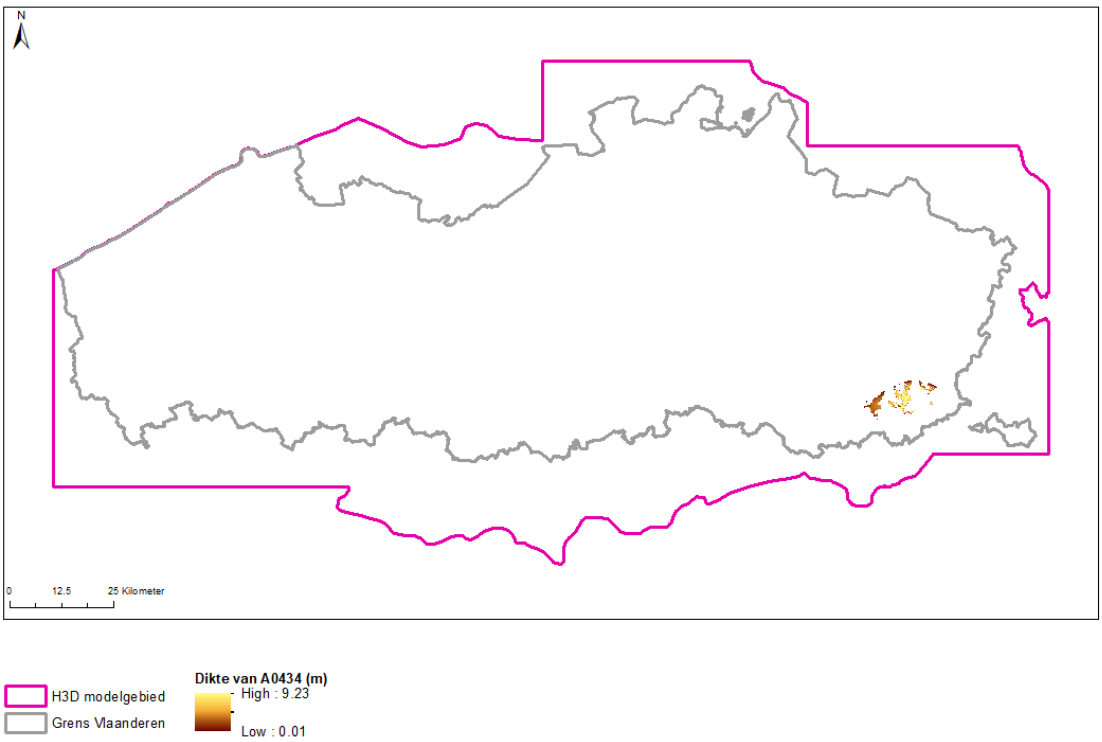


Dikte Zand van Kerkom (A0433)

Bijlage G2.4.3.4 A0434 Kleiig zand van Alden Biesen

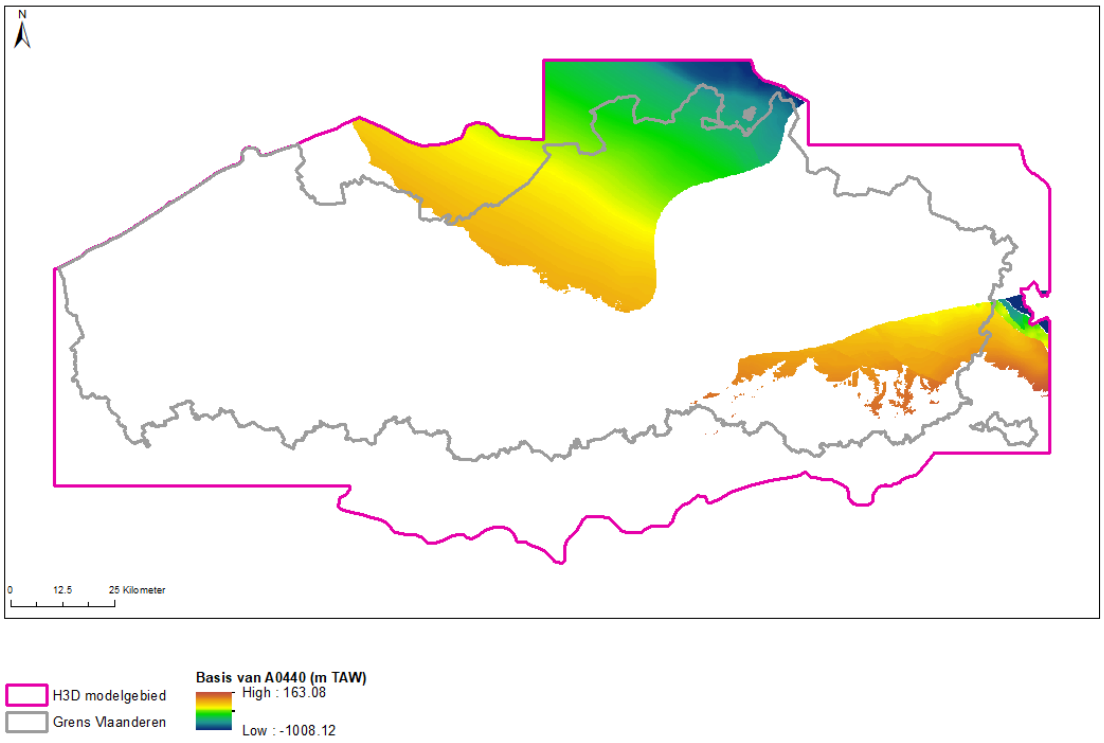


Basis Kleiig zand van Alden Biesen (A0434)

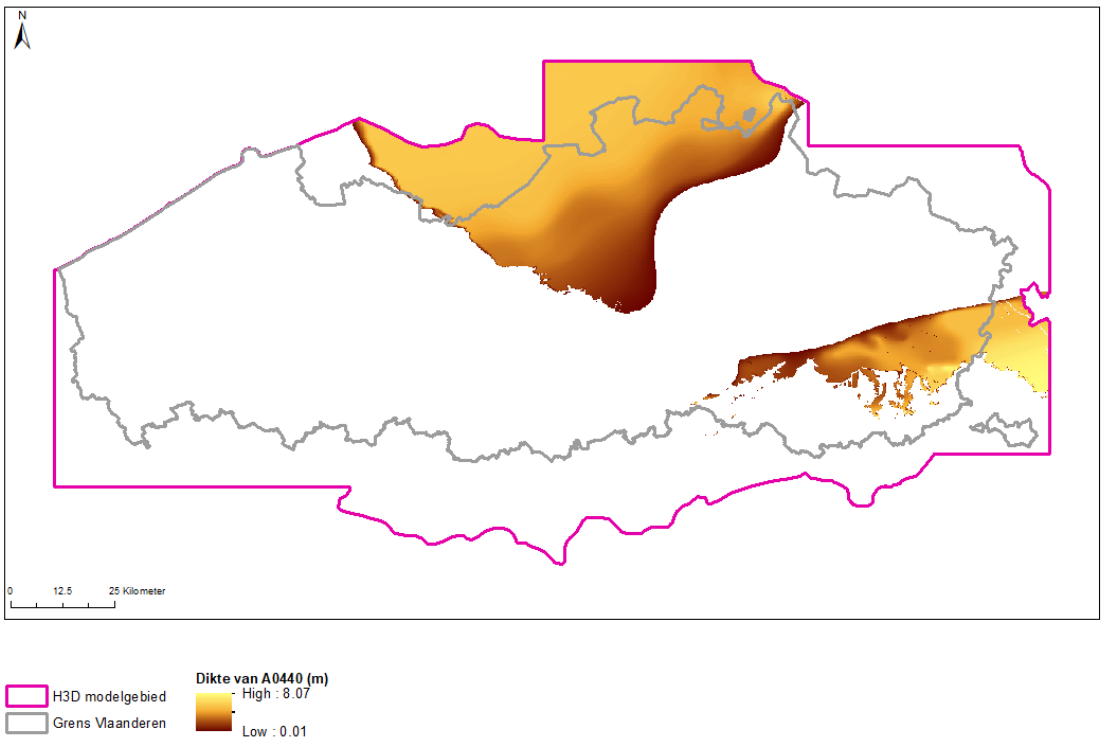


Dikte Kleiig zand van Alden Biesen (A0434)

Bijlage G2.4.4 A0440 Tongeren Aquitard

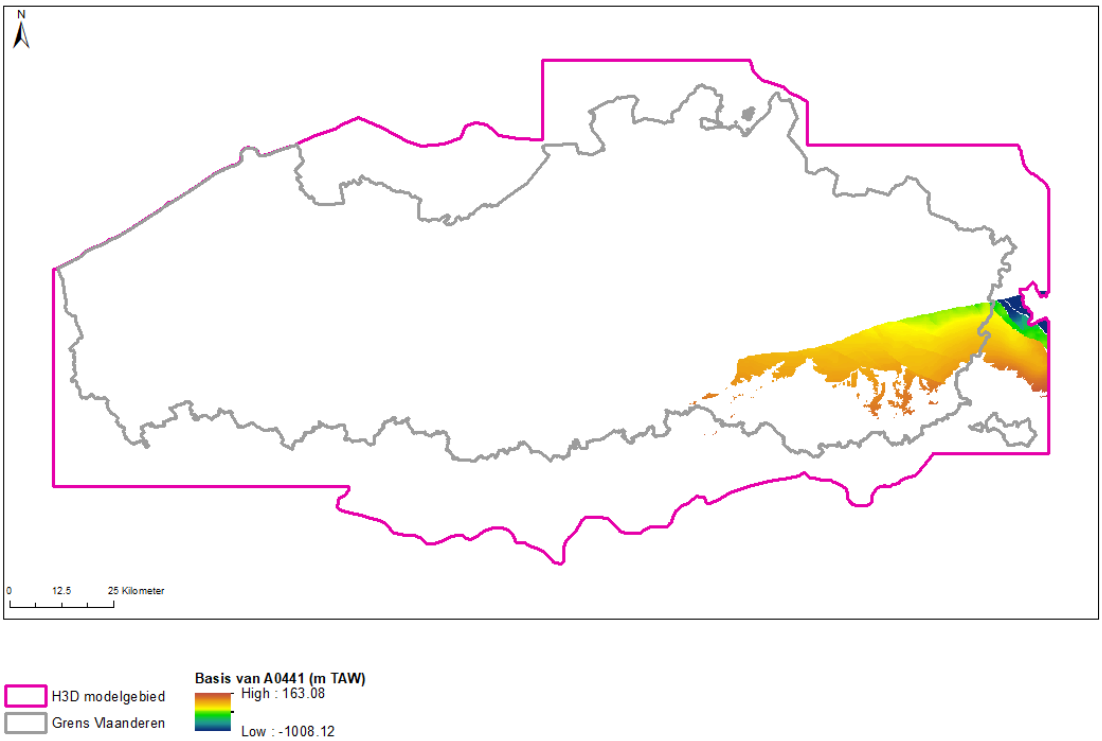


Basis Tongeren Aquitard (A0440)

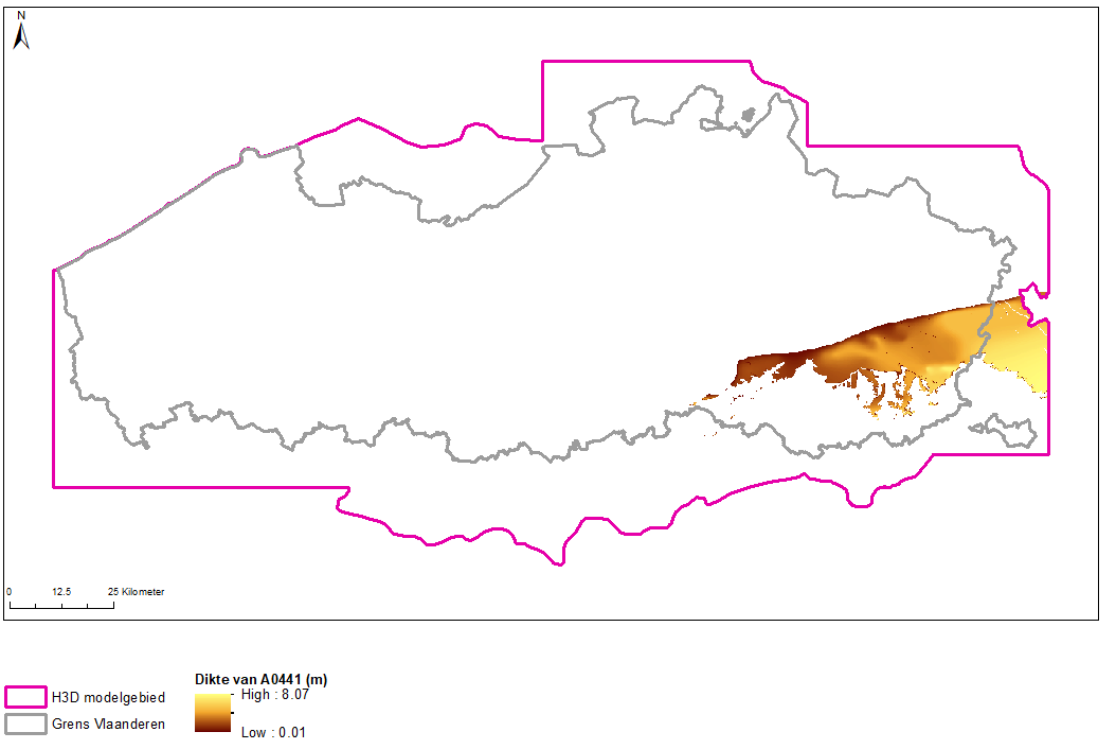


Dikte Tongeren Aquitard (A0440)

Bijlage G2.4.4.1 A0441 Klei van Henis

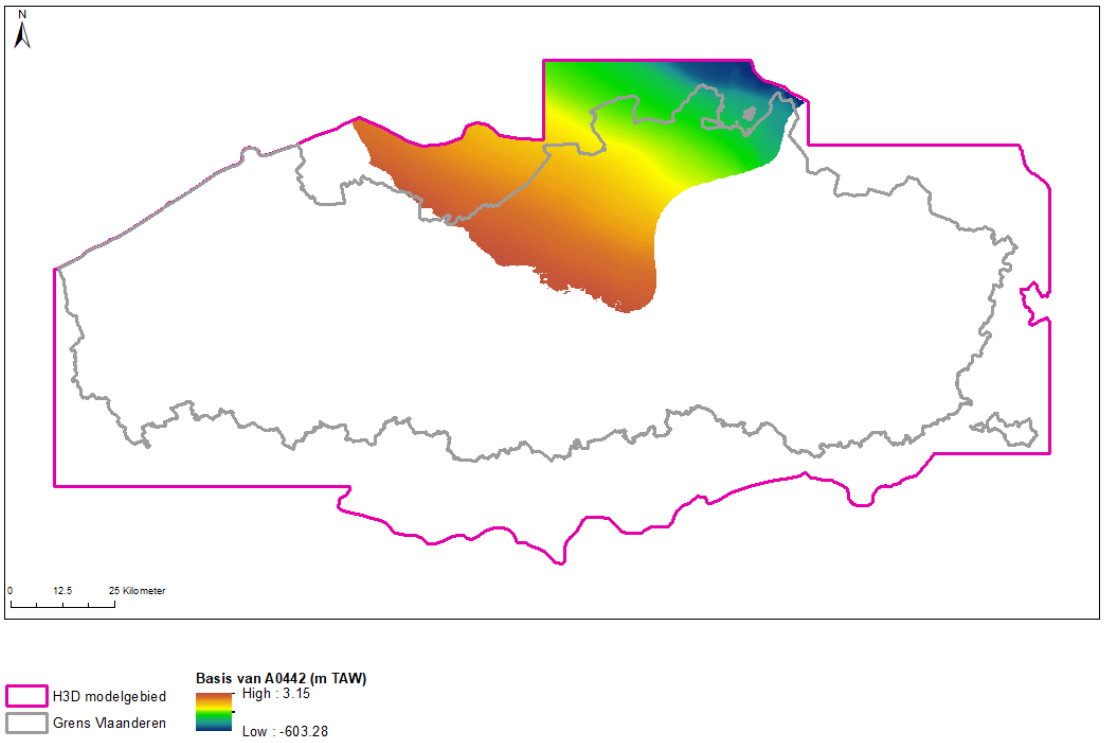


Basis Klei van Henis (A0441)

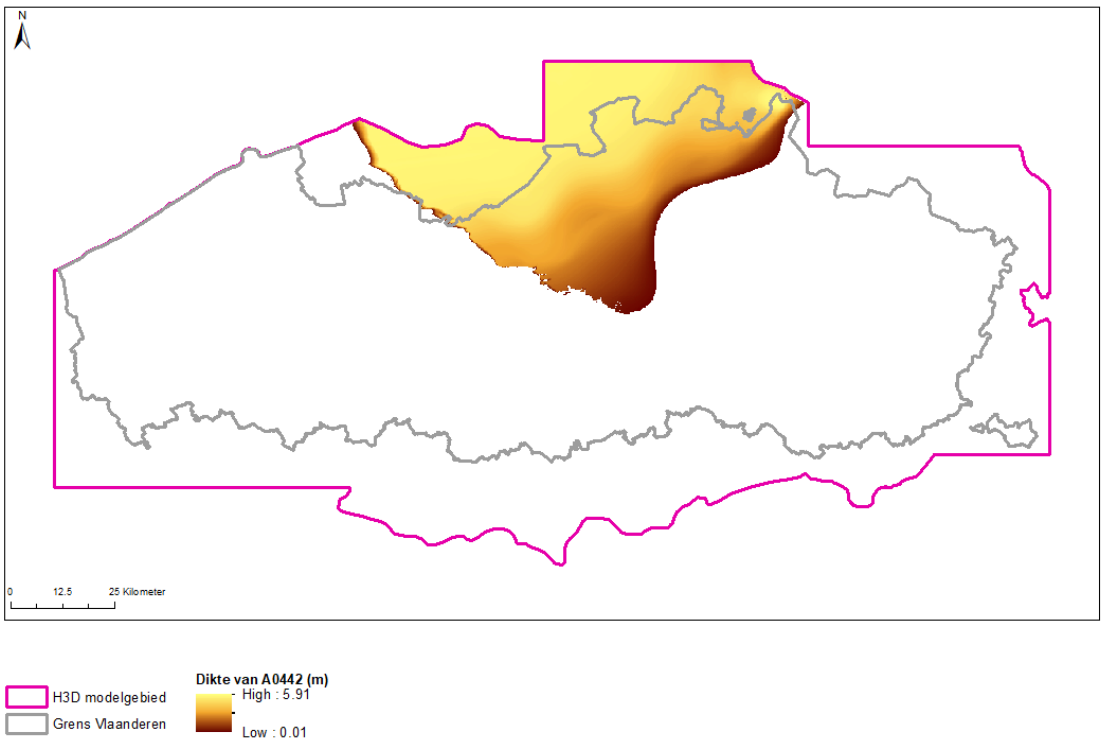


Dikte Klei van Henis (A0441)

Bijlage G2.4.4.2 A0442 Zandige klei van Watervliet

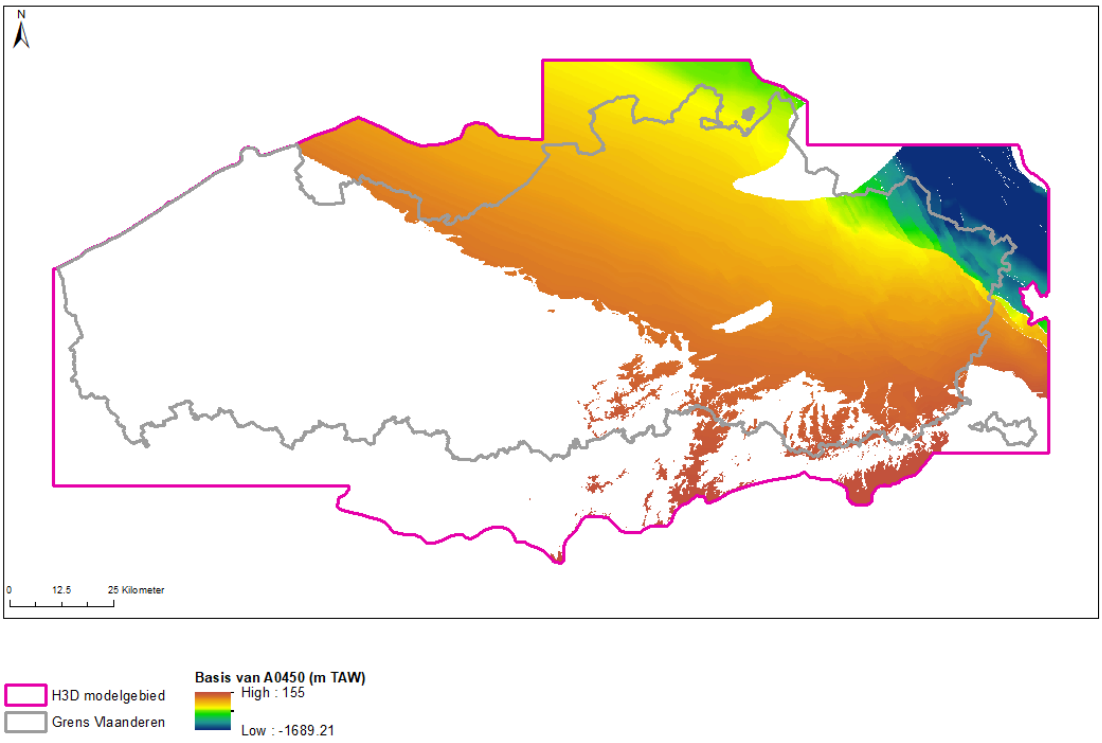


Basis Zandige klei van Watervliet (A0442)

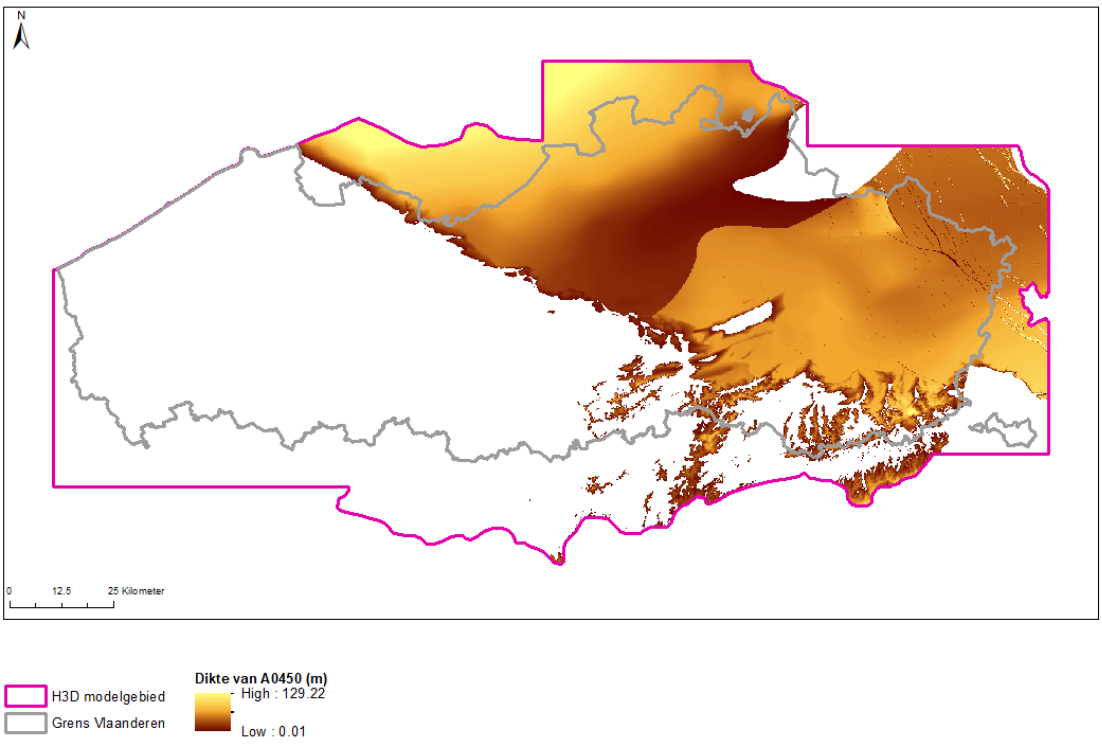


Dikte Zandige klei van Watervliet (A0442)

Bijlage G2.4.5 A0450 Onder-Oligoceen Aquifersysteem

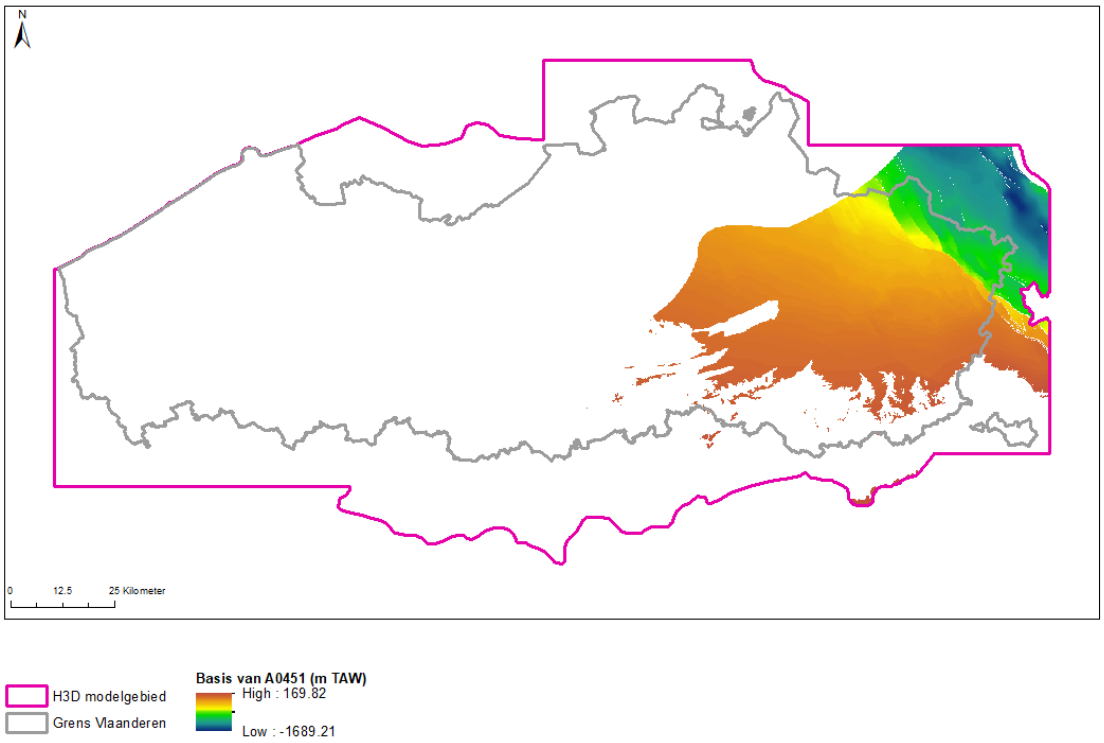


Basis Onder-Oligoceen Aquifersysteem (A0450)

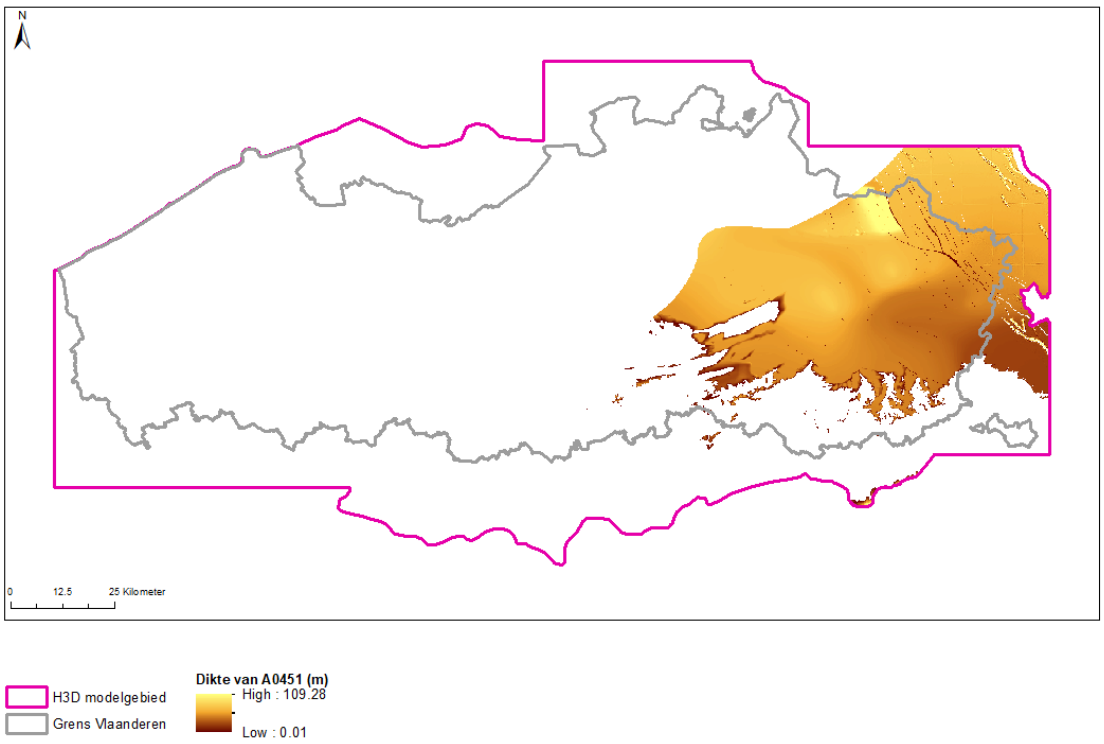


Dikte Onder-Oligoceen Aquifersysteem (A0450)

Bijlage G2.4.5.1 A0451 Zand van Neerrepen

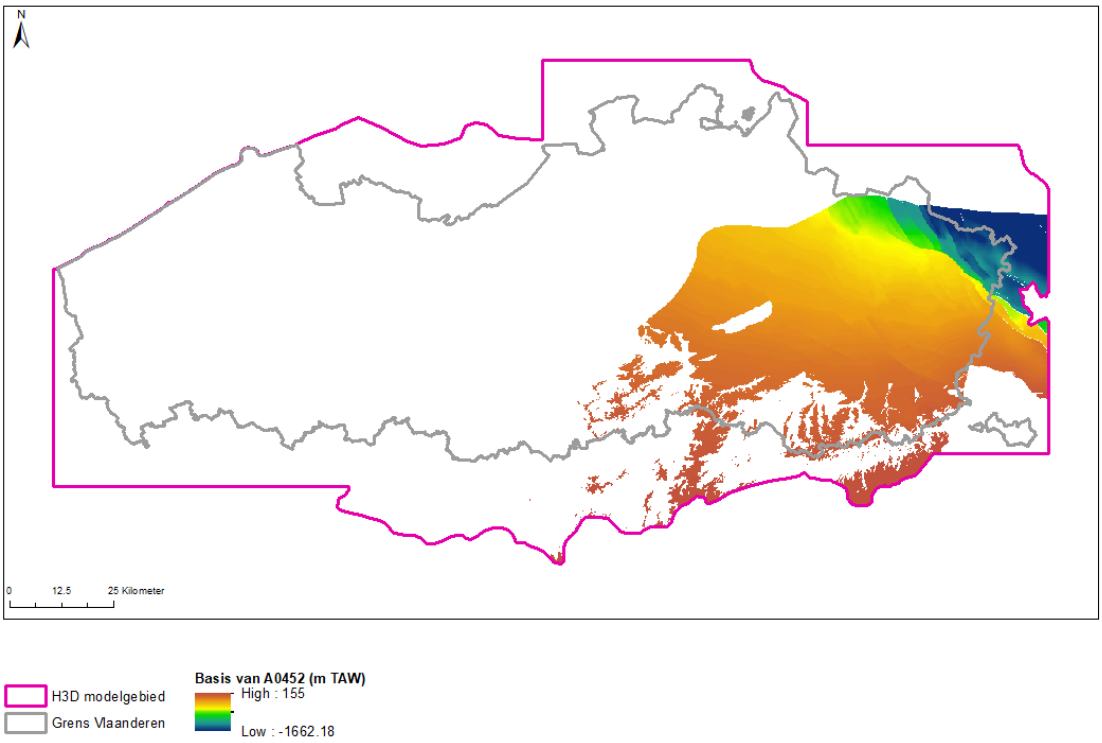


Basis Zand van Neerrepen (A0451)

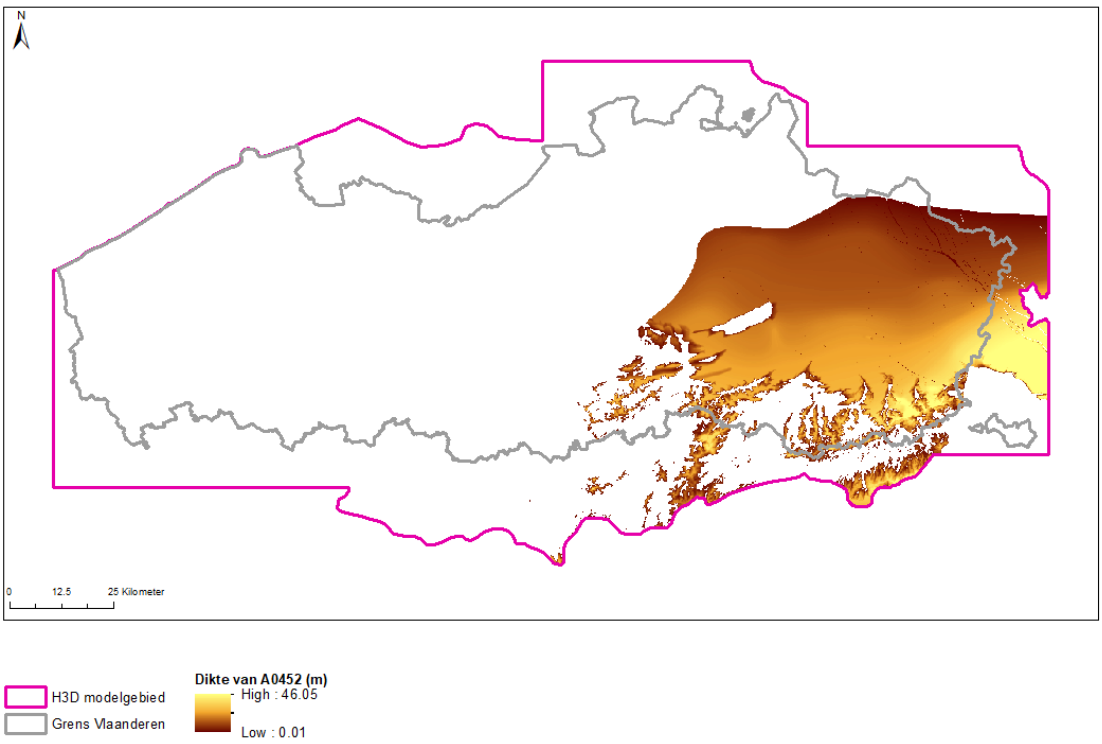


Dikte Zand van Neerrepen (A0451)

Bijlage G2.4.5.2 A0452 Kleiig zand van Grimmertingen

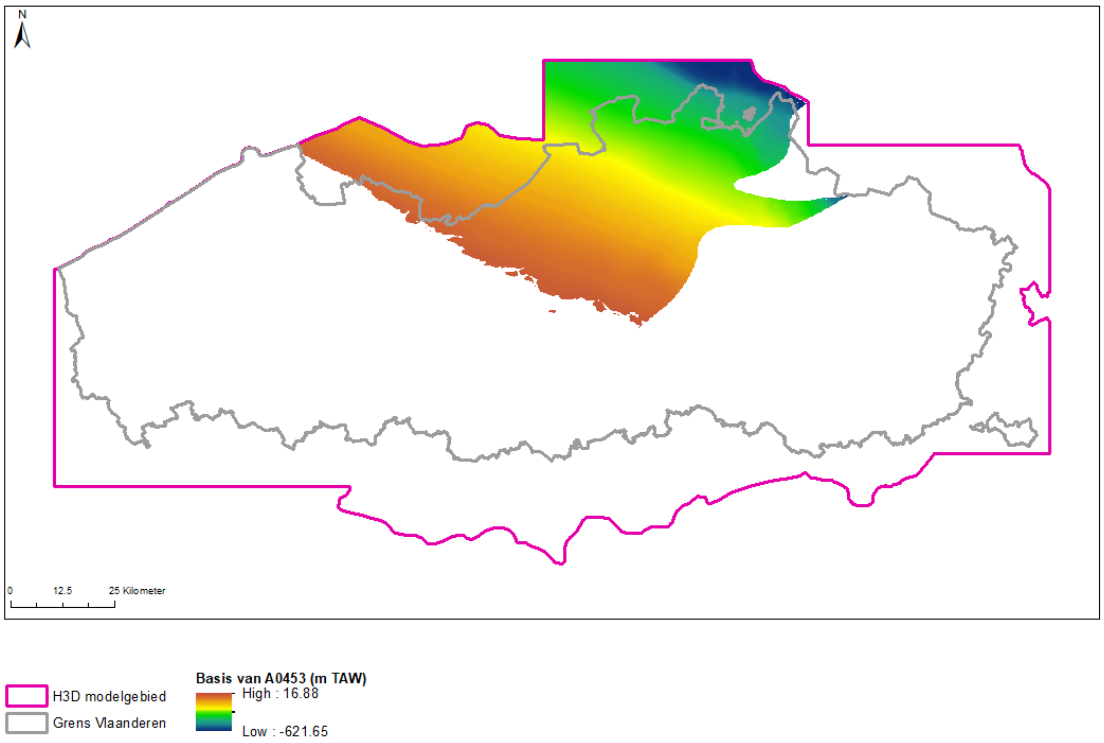


Basis Kleiig zand van Grimmertingen (A0452)

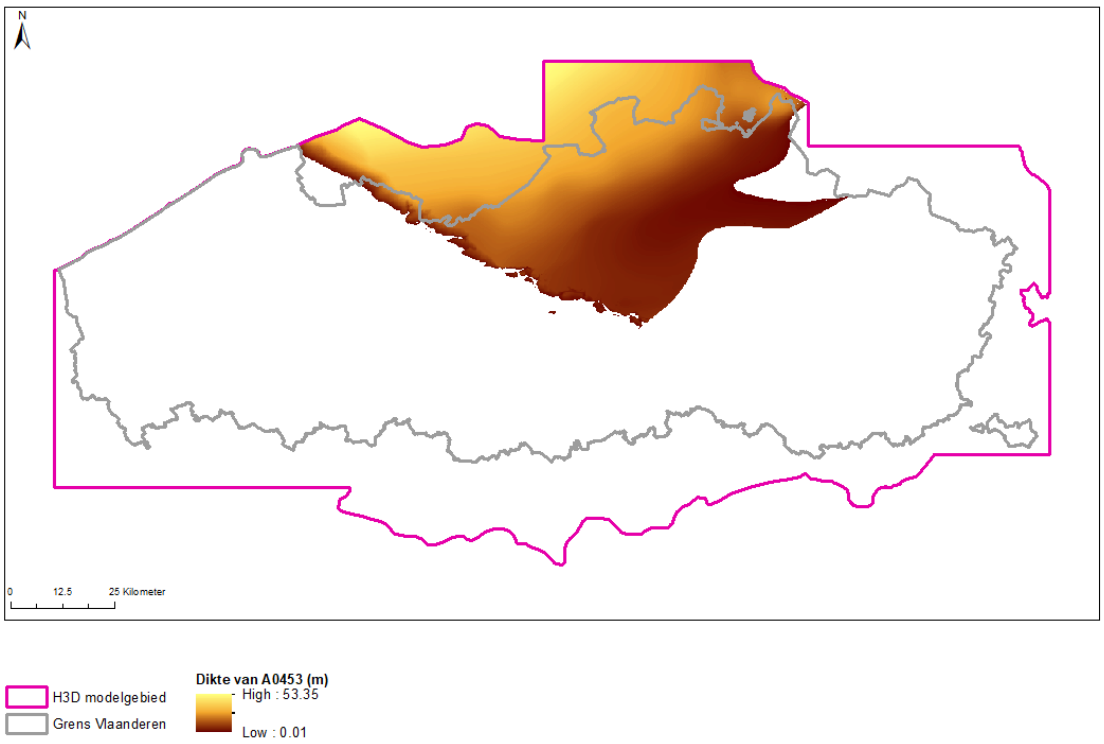


Dikte Kleiig zand van Grimmertingen (A0452)

Bijlage G2.4.5.3 A0453 Kleiig zand van Bassevelde

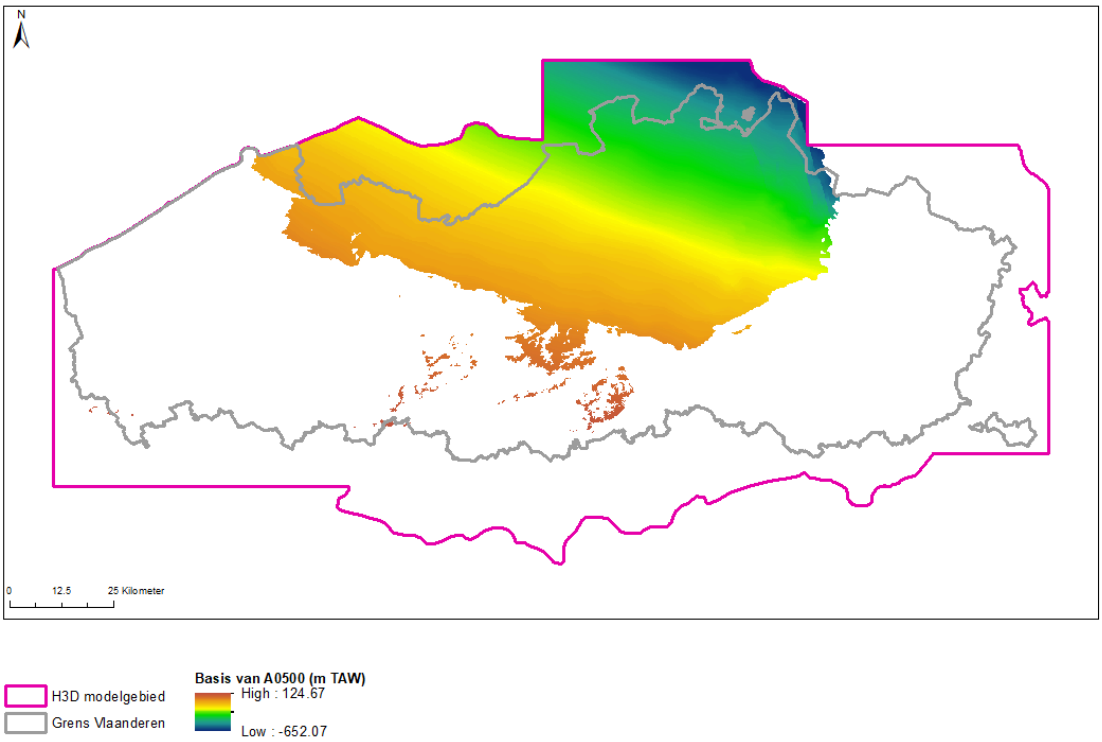


Basis Kleiig zand van Bassevelde (A0453)

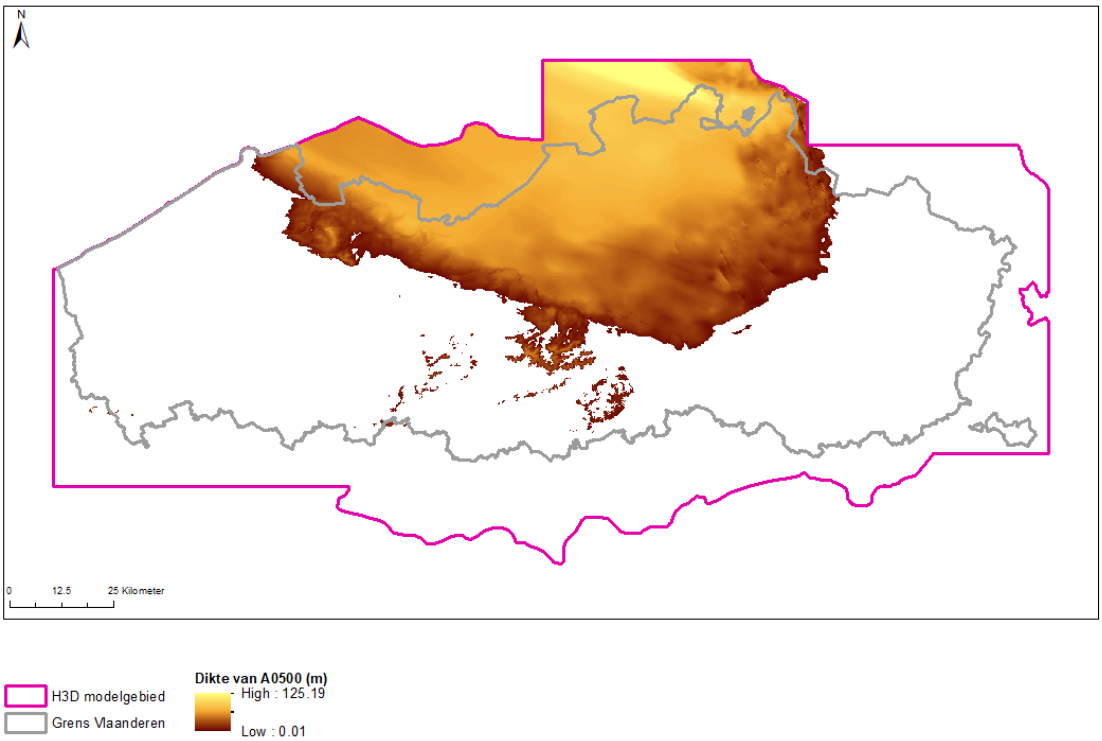


Dikte Kleiig zand van Bassevelde (A0453)

Bijlage G2.5 A0500 Bartoon Aquitardsysteem

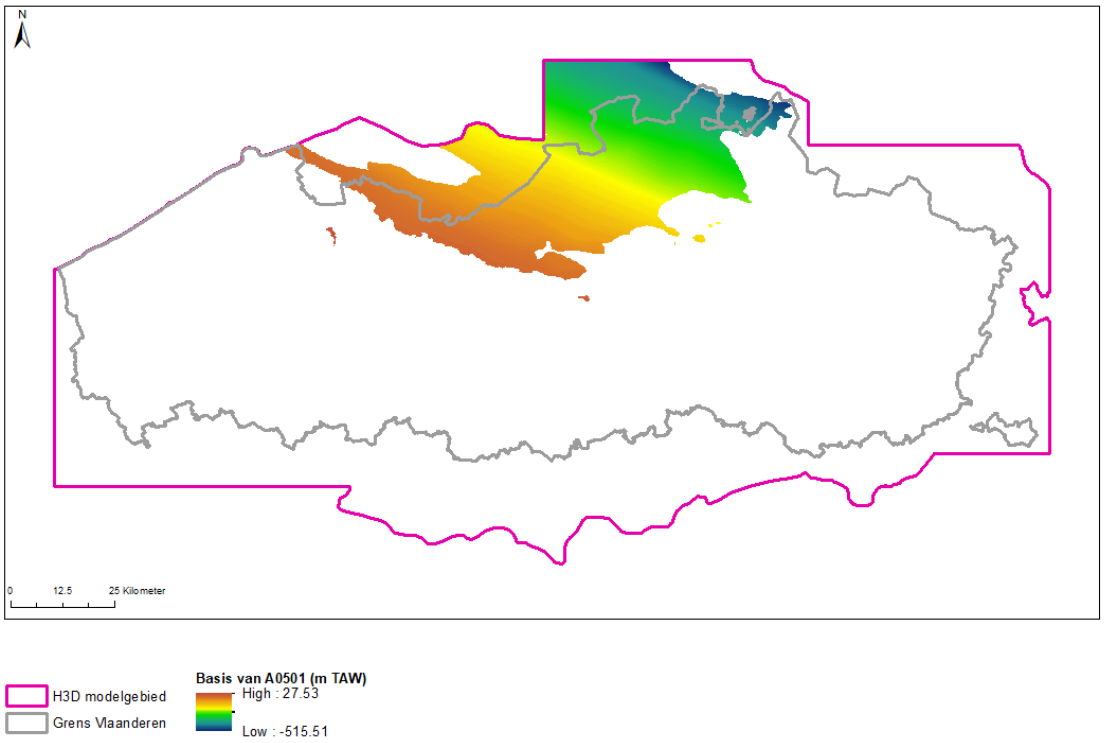


Basis Bartoon Aquitardsysteem (A0500)

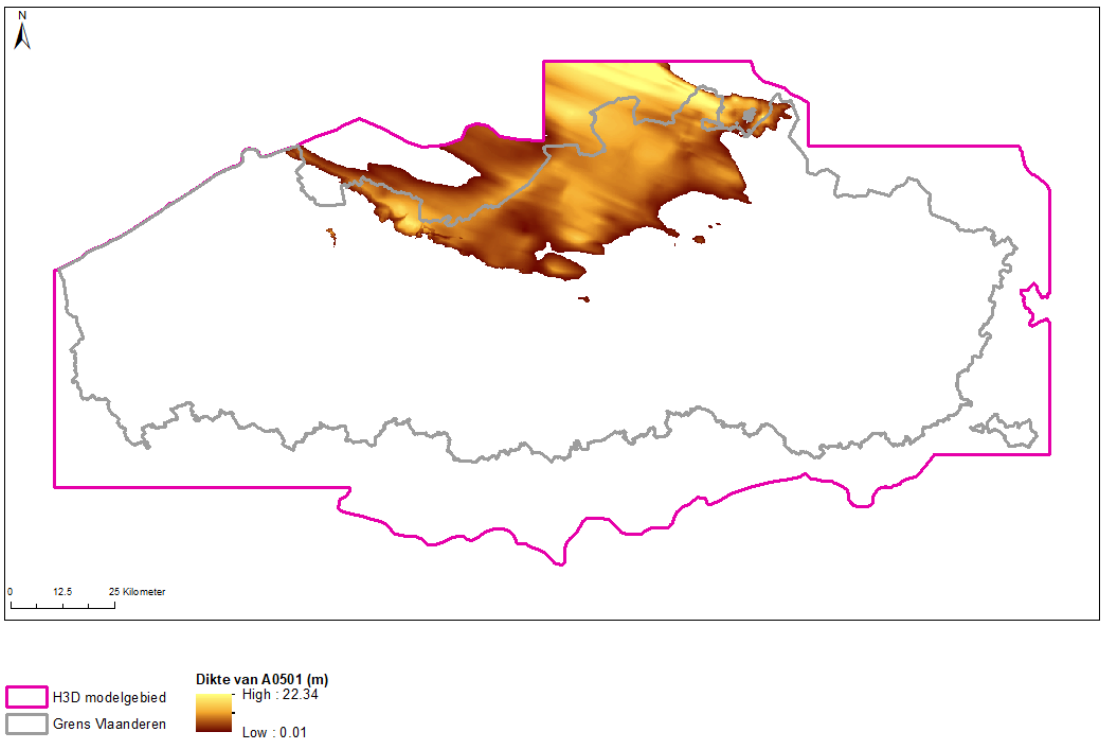


Dikte Bartoon Aquitardsysteem (A0500)

Bijlage G2.5.1.1 A0501 Bartoon klei 1

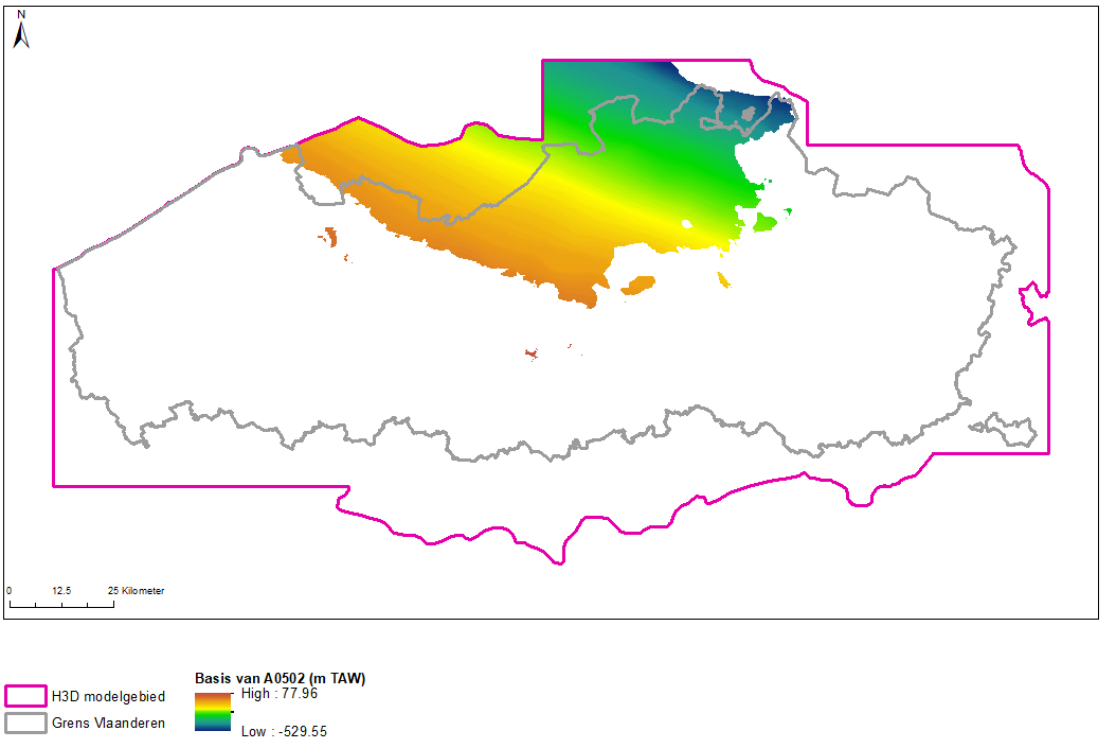


Basis Bartoon klei 1 (A0501)

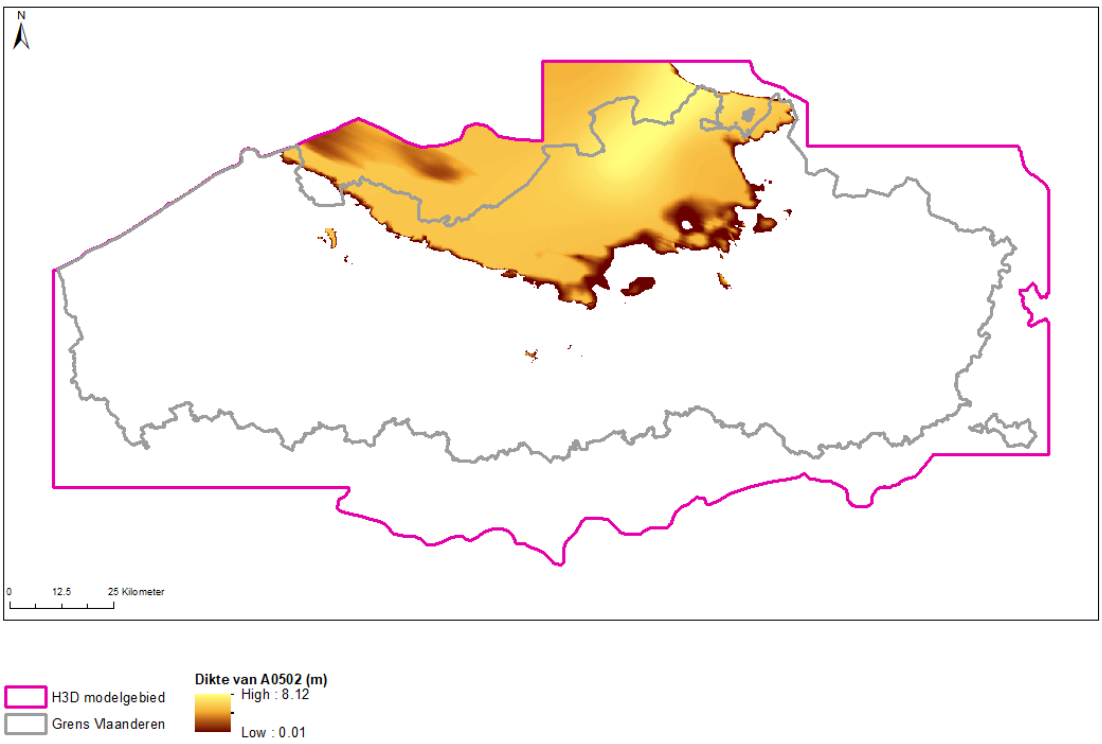


Dikte Bartoon klei 1 (A0501)

Bijlage G2.5.1.2 A0502 Bartoon zand 1

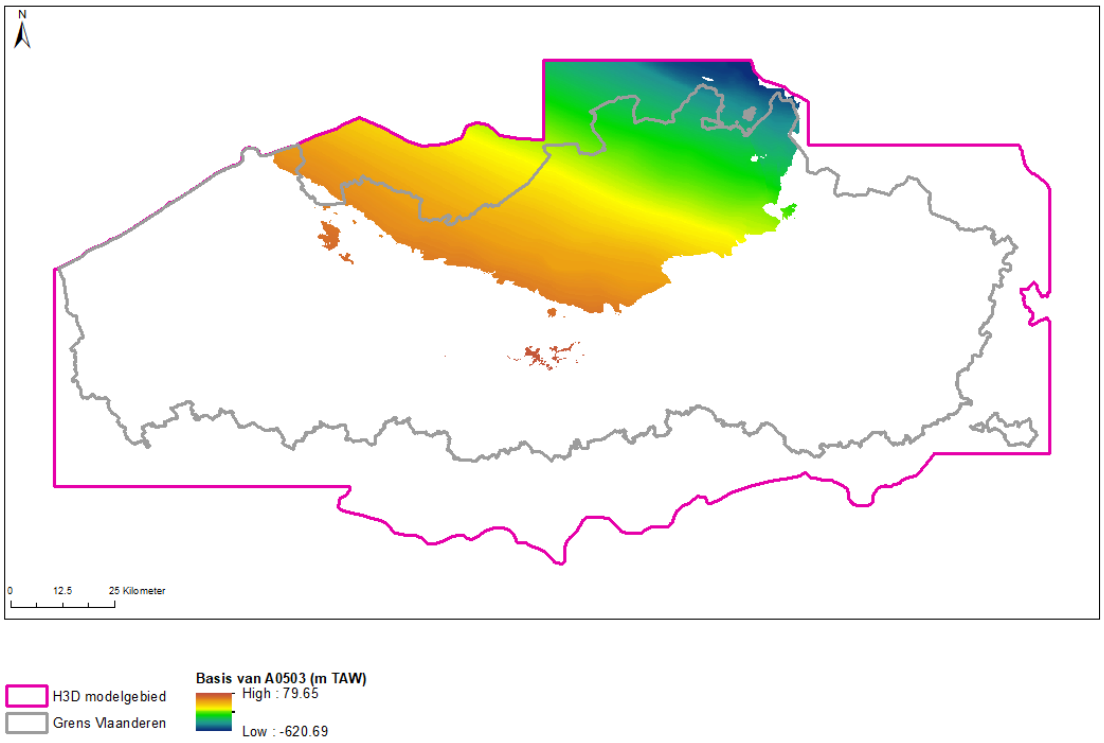


Basis Bartoon zand 1 (A0502)

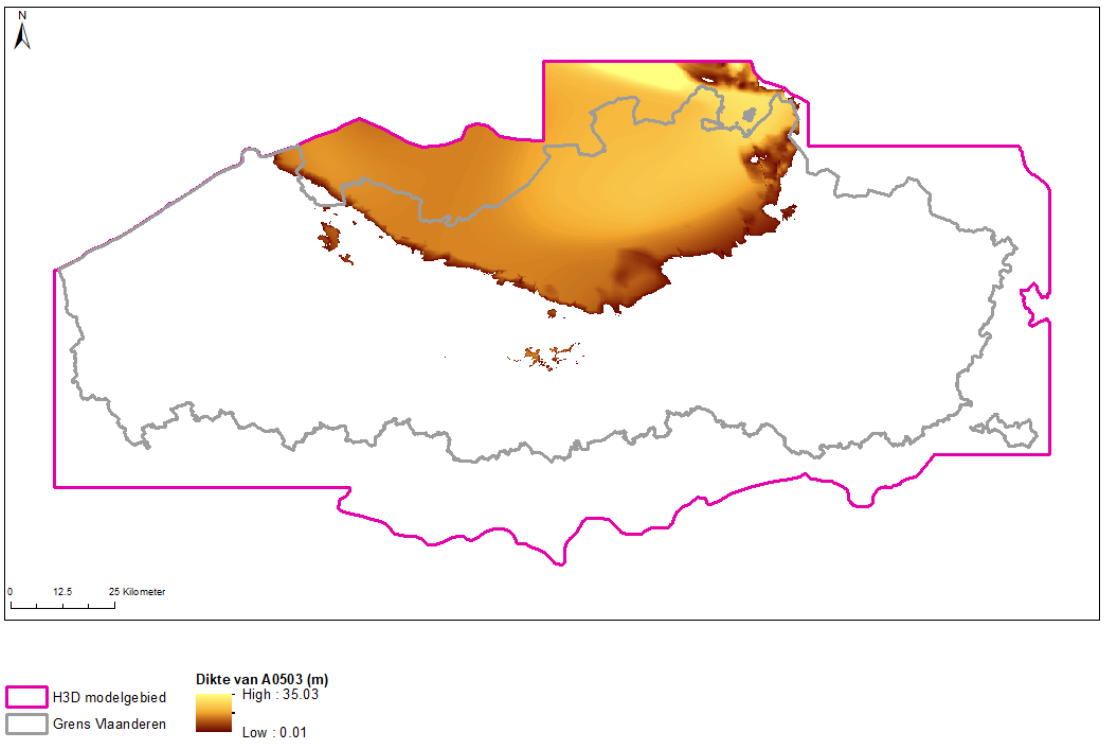


Dikte Bartoon zand 1 (A0502)

Bijlage G2.5.1.3 A0503 Bartoon klei 2

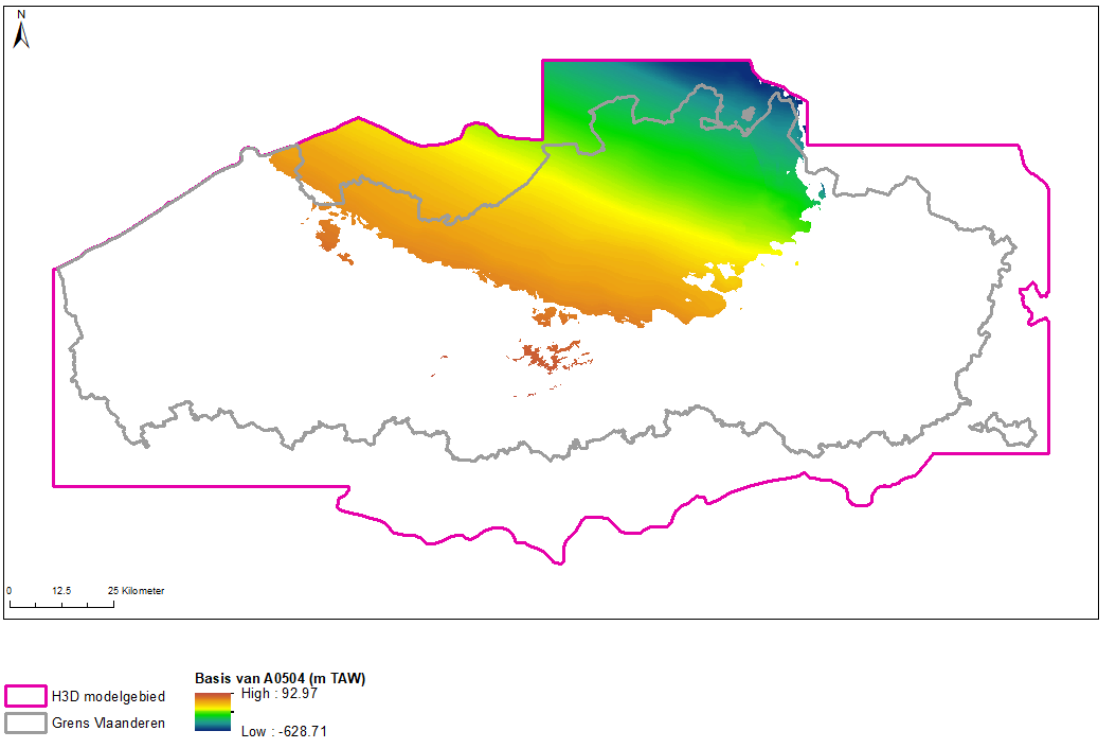


Basis Bartoon klei 2 (A0503)

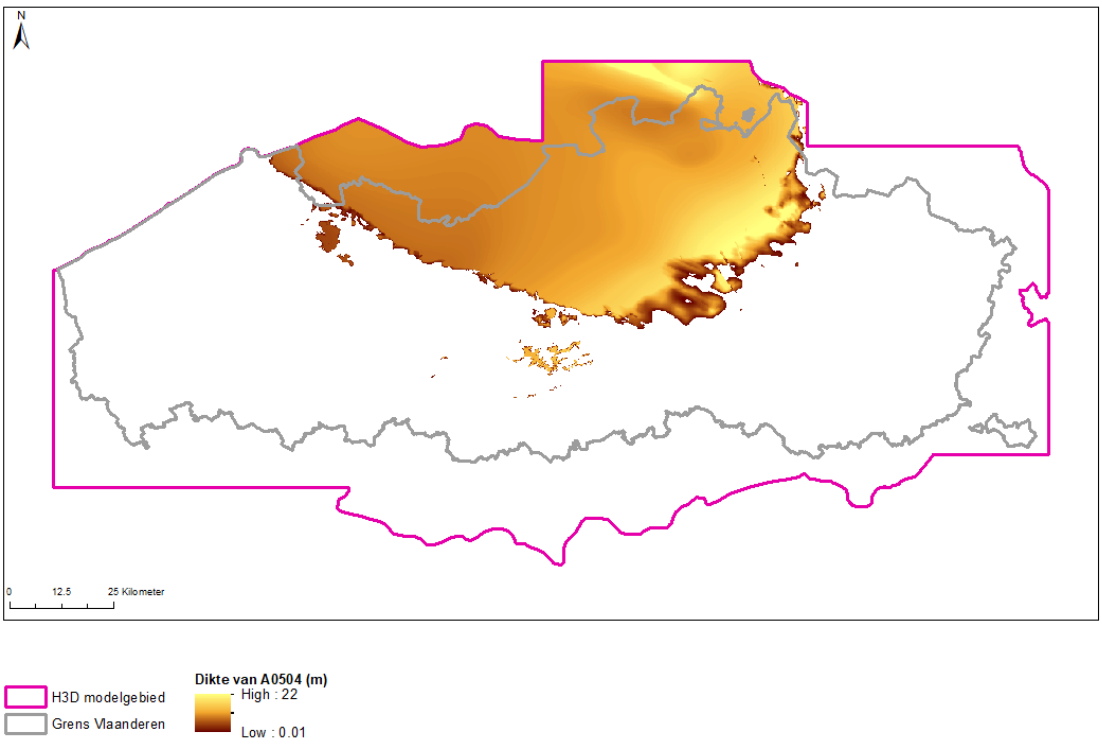


Dikte Bartoon klei 2 (A0503)

Bijlage G2.5.1.4 A0504 Bartoon zand 2

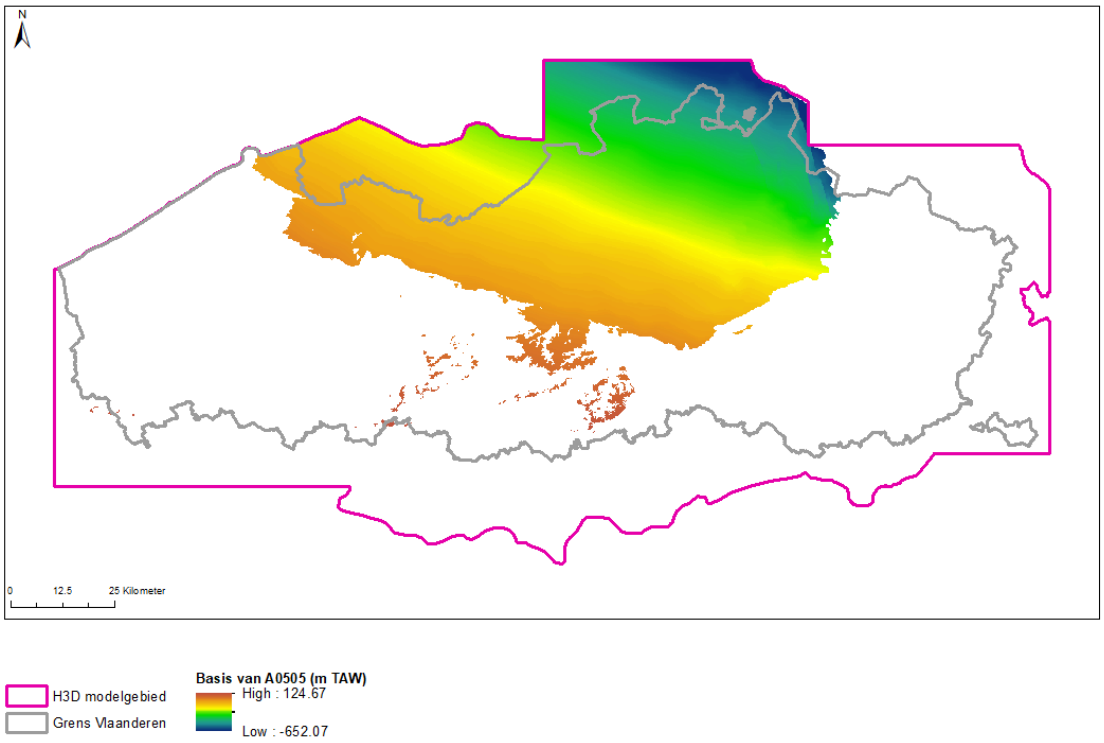


Basis Bartoon zand 2 (A0504)

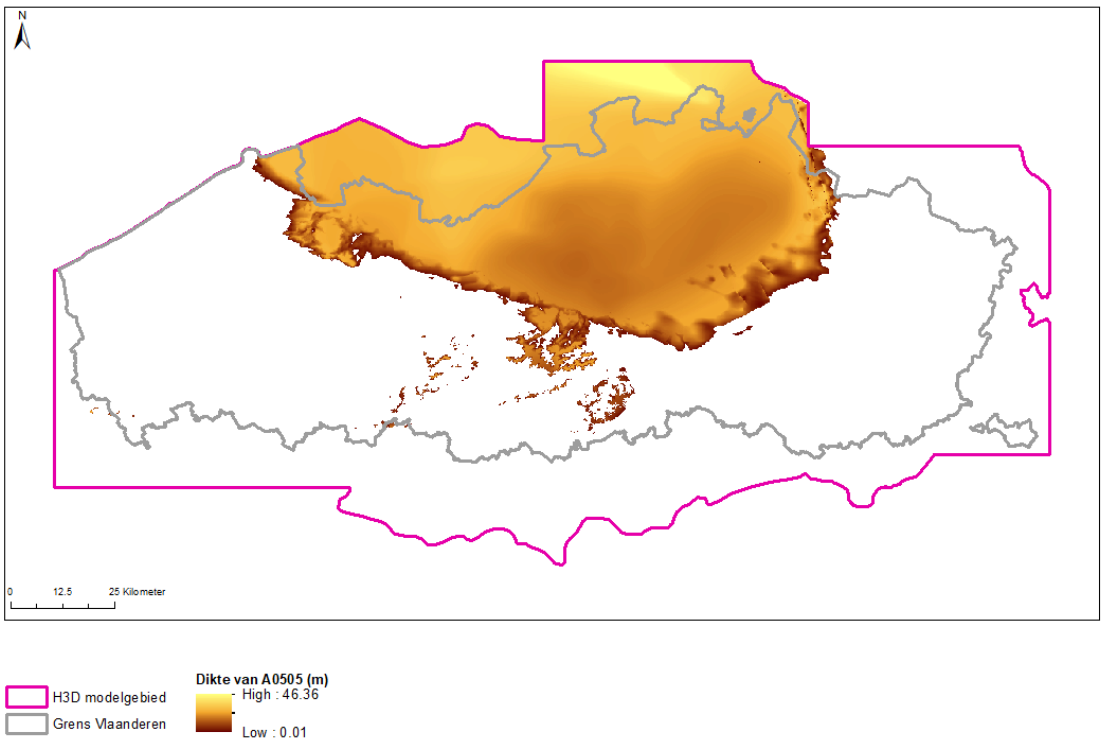


Dikte Bartoon zand 2 (A0504)

Bijlage G2.5.1.5 A0505 Bartoon klei 3

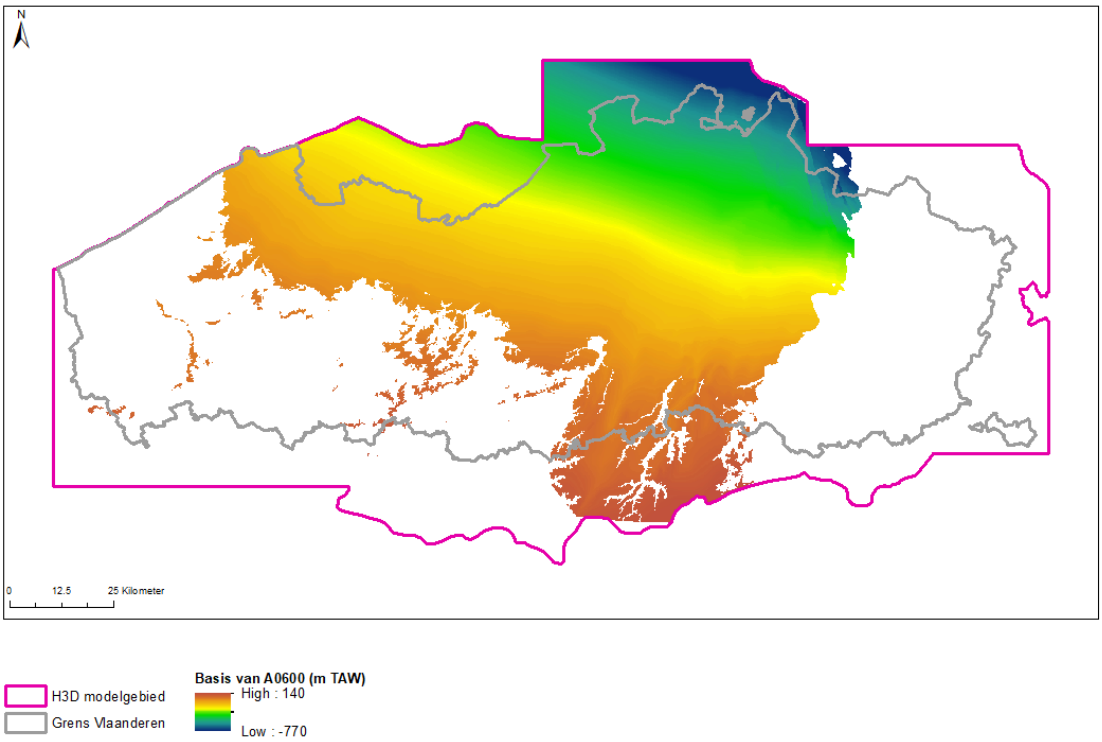


Basis Bartoon klei 3 (A0505)

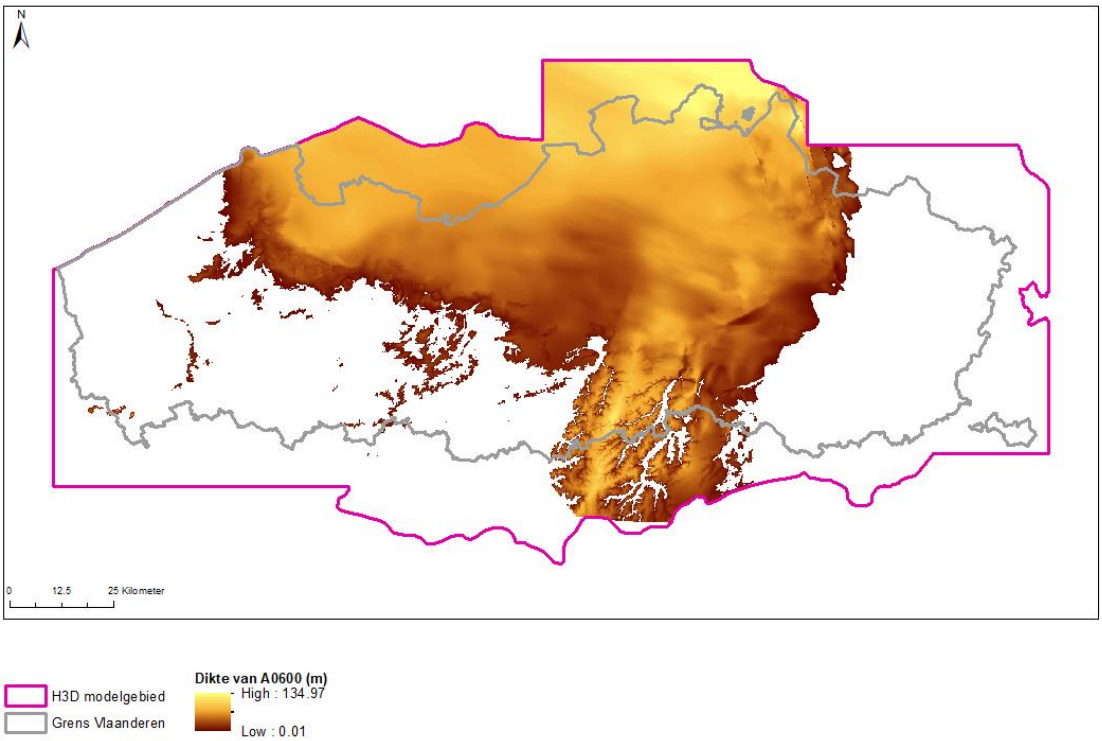


Dikte Bartoon klei 3 (A0505)

Bijlage G2.6 A0600 Ledo Paniseliaan Brusseliaan Aquifersysteem

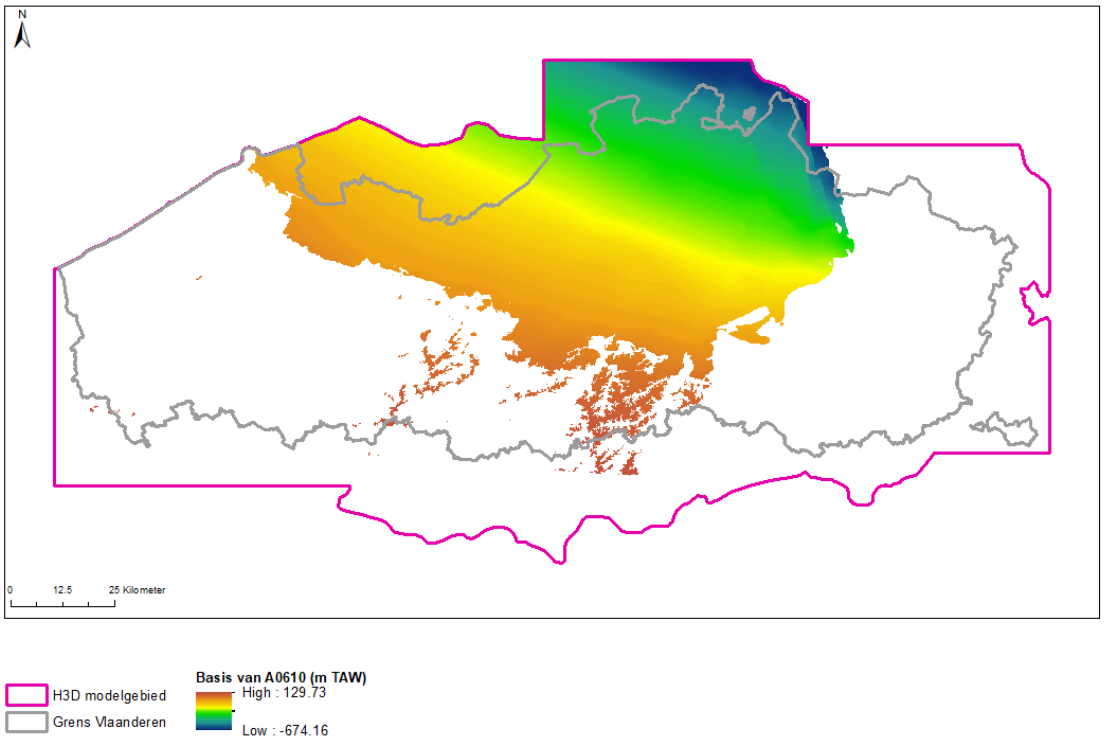


Basis Ledo Paniseliaan Brusseliaan Aquifersysteem (A0600)

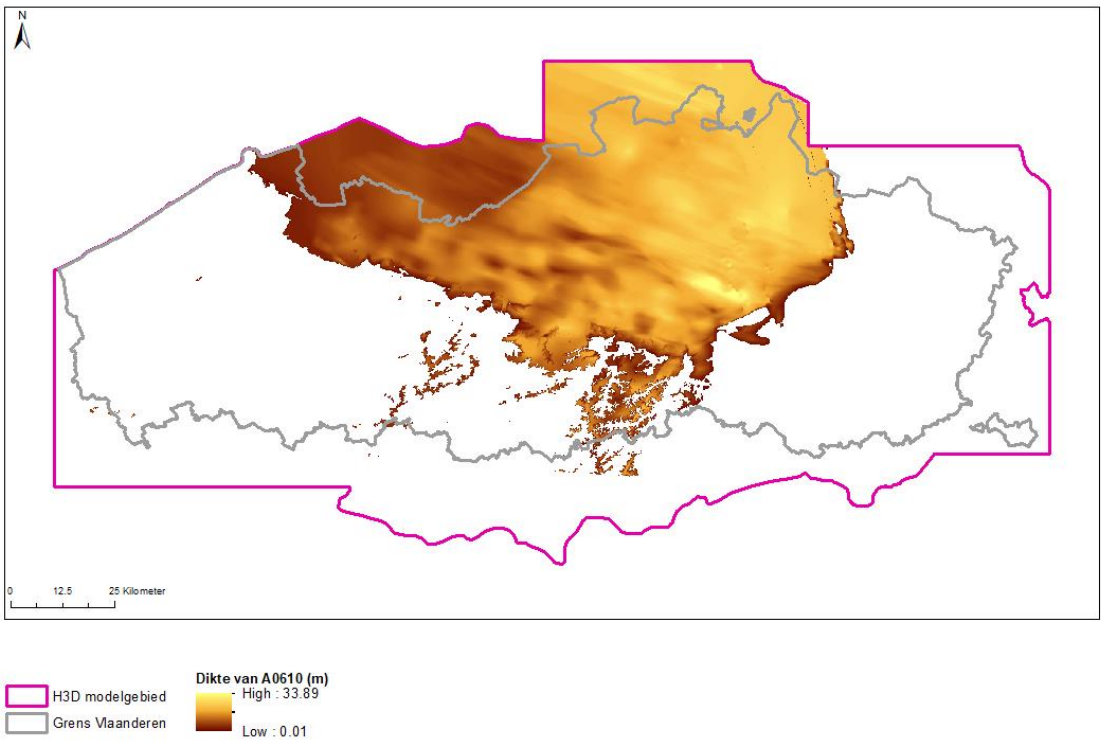


Dikte Ledo Paniseliaan Brusseliaan Aquifersysteem (A0600)

Bijlage G2.6.1 A0610 Wemmel-Lede Aquifer

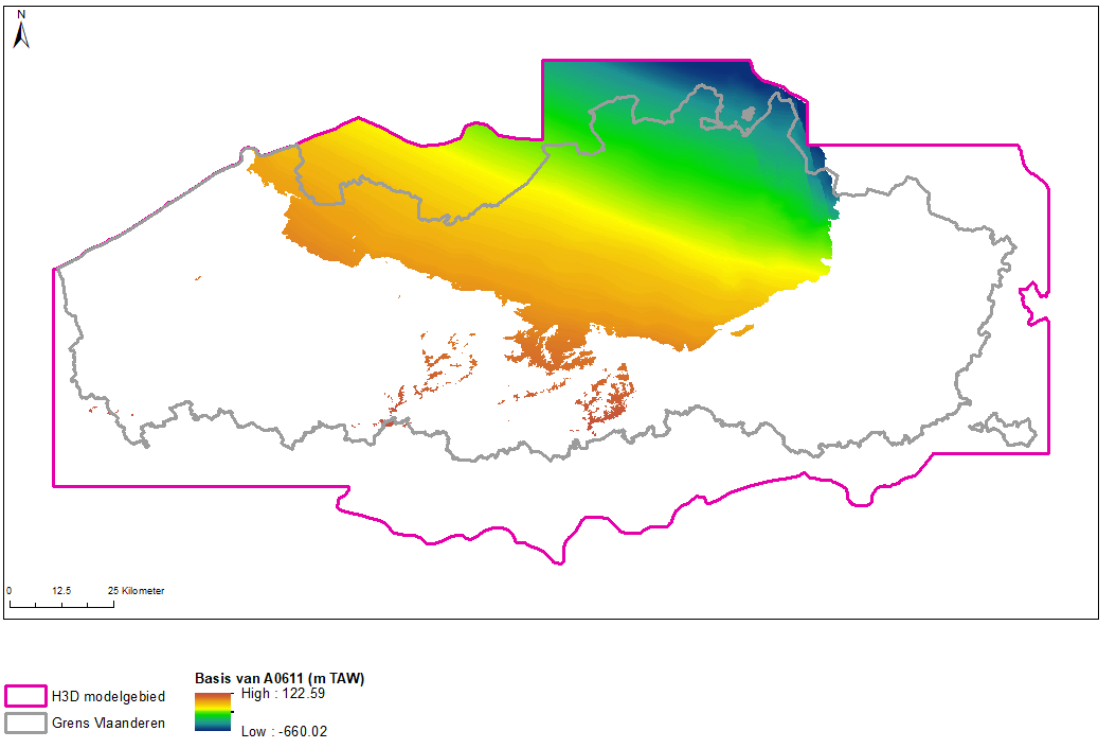


Basis Wemmel-Lede Aquifer (A0610)

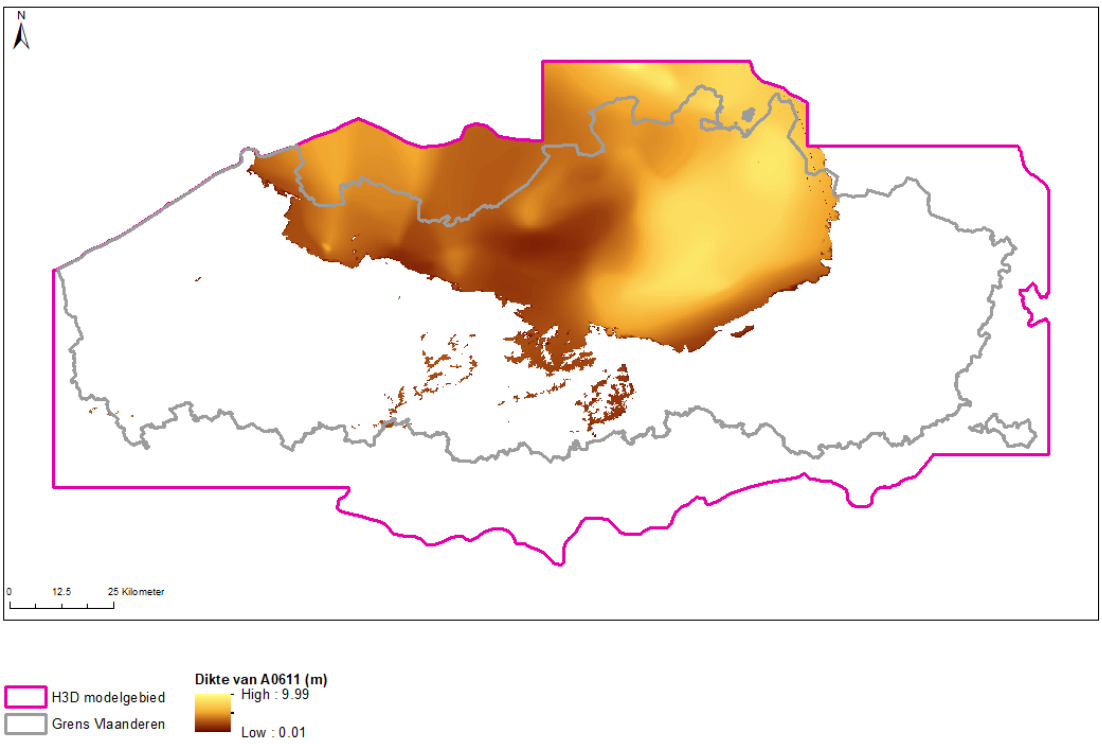


Dikte Wemmel-Lede Aquifer (A0610)

Bijlage G2.6.1.1 A0611 Zand van Wemmel

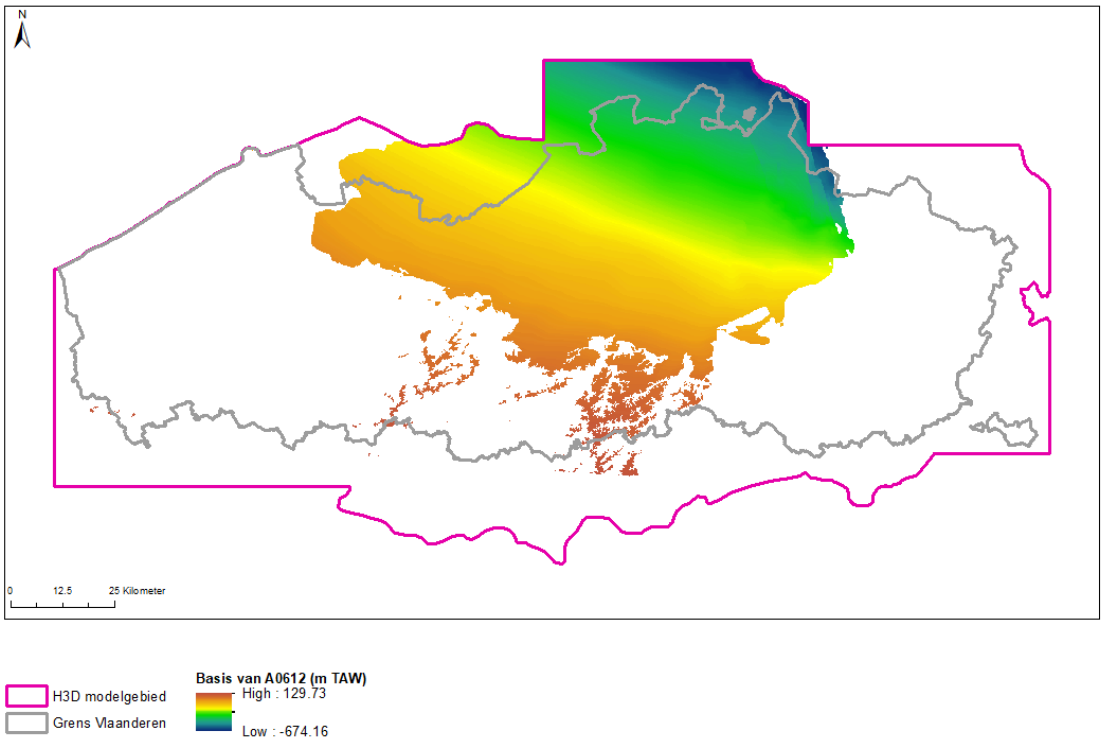


Basis Zand van Wemmel (A0611)

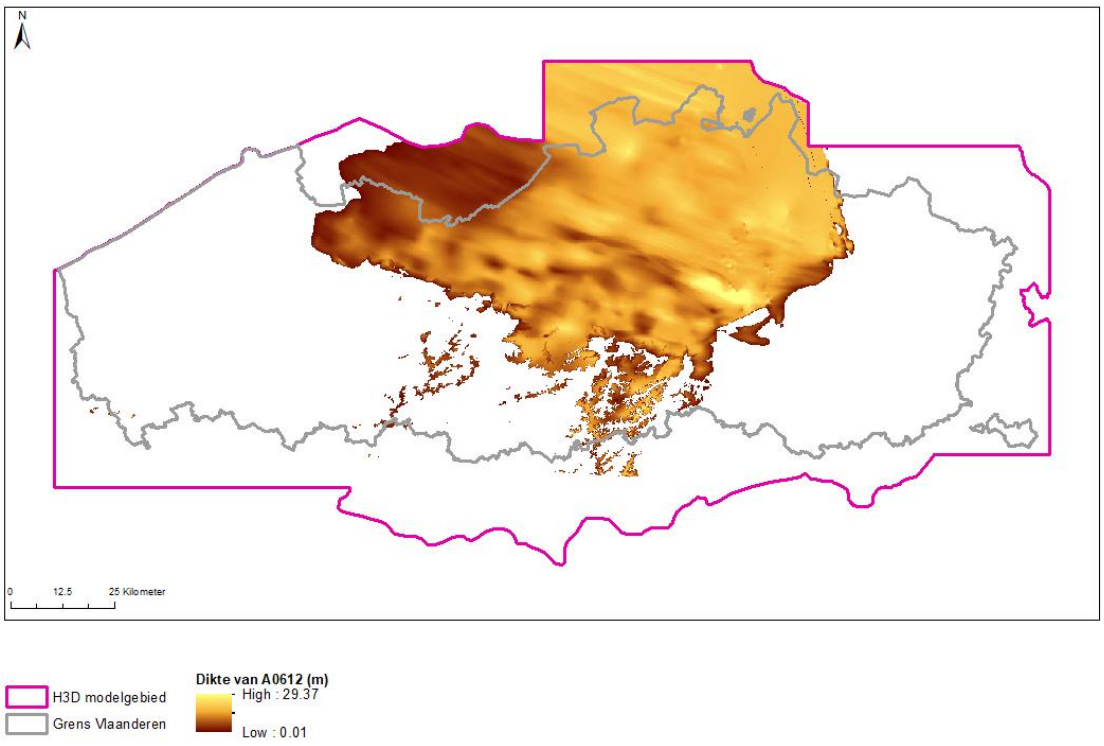


Dikte Zand van Wemmel (A0611)

Bijlage G2.6.1.2 A0612 Zand van Lede

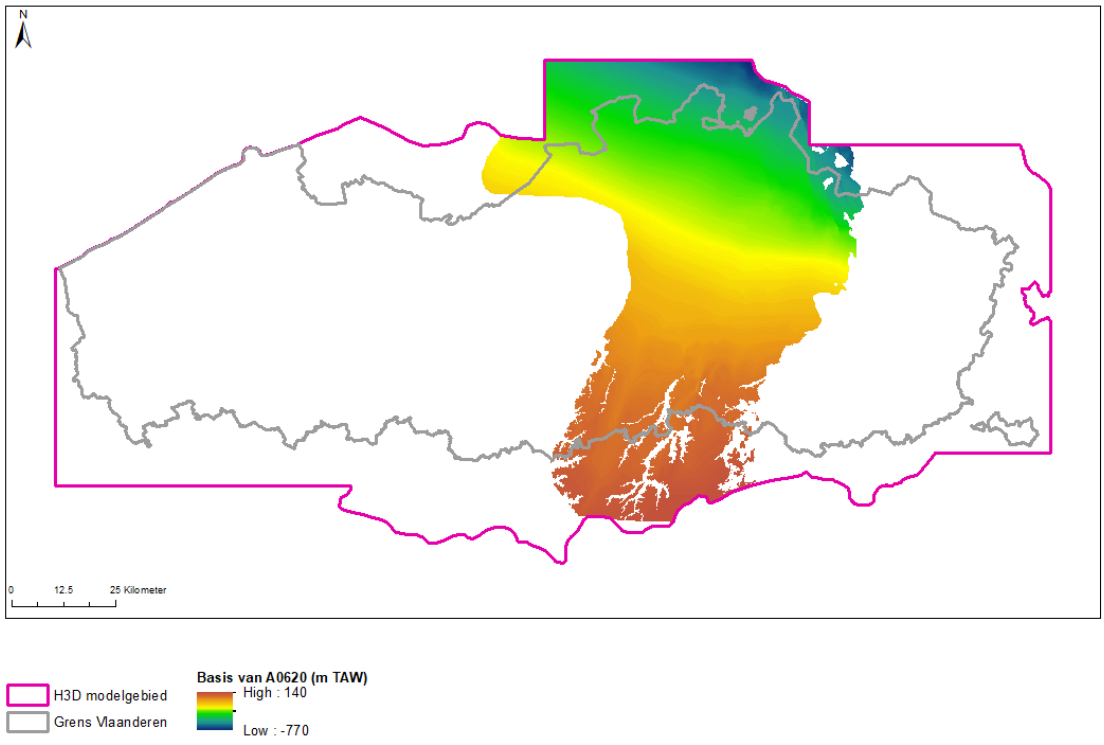


Basis Zand van Lede (A0612).

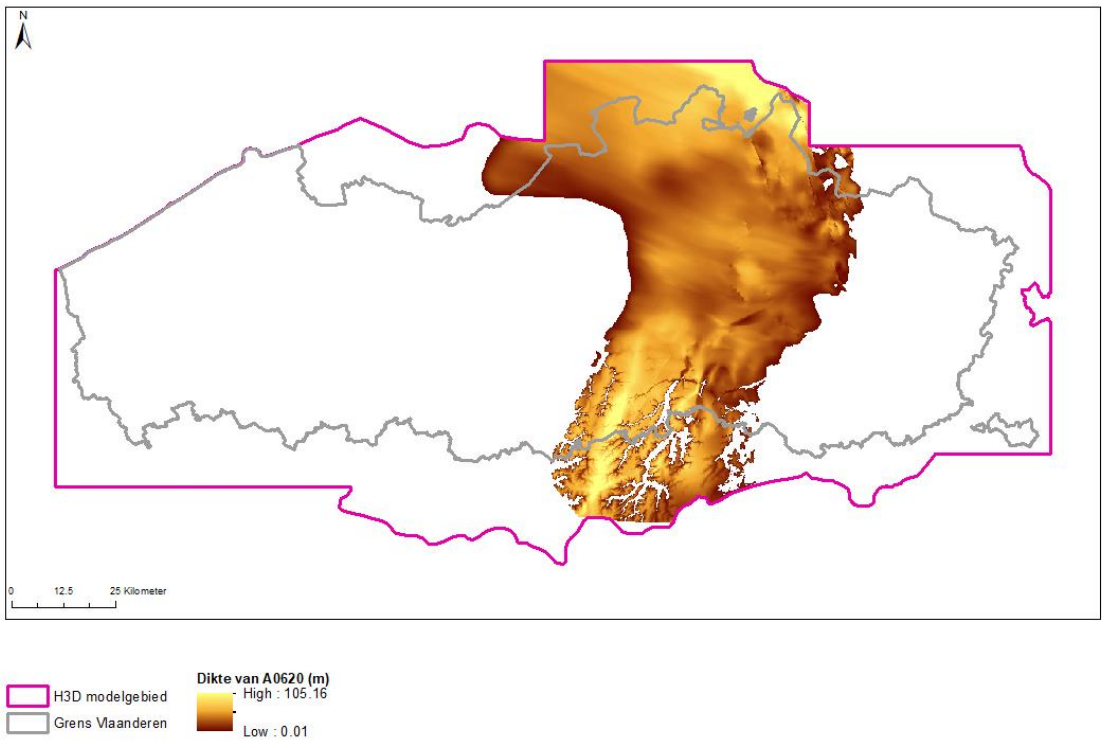


Dikte Zand van Lede (A0612)

Bijlage G2.6.2 A0620 Zand van Brussel

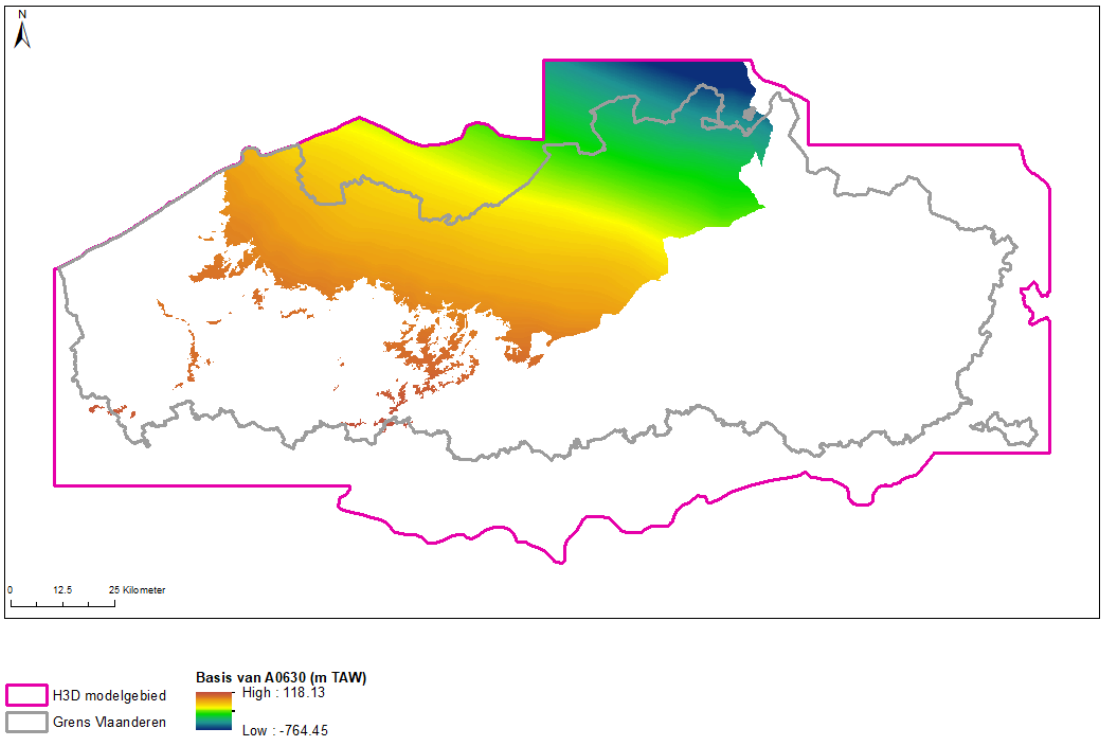


Basis Zand van Brussel (A0620)

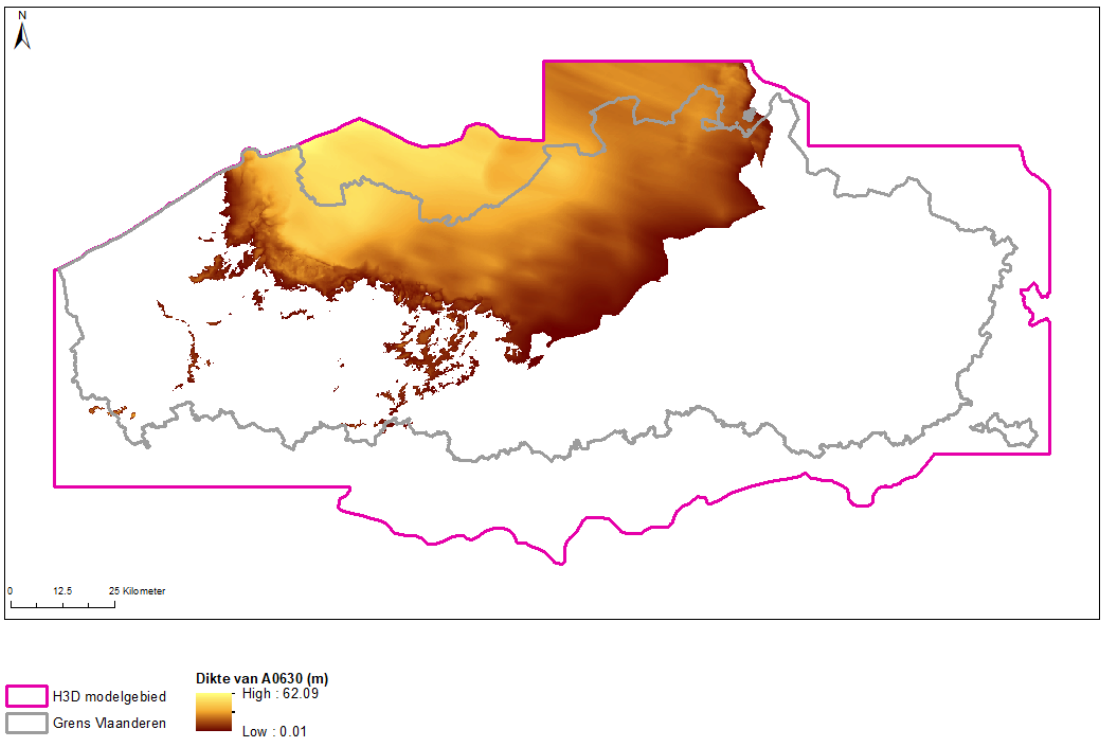


Dikte Zand van Brussel (A0620)

Bijlage G2.6.3 A0630 Afzettingen van het Paniseliaan

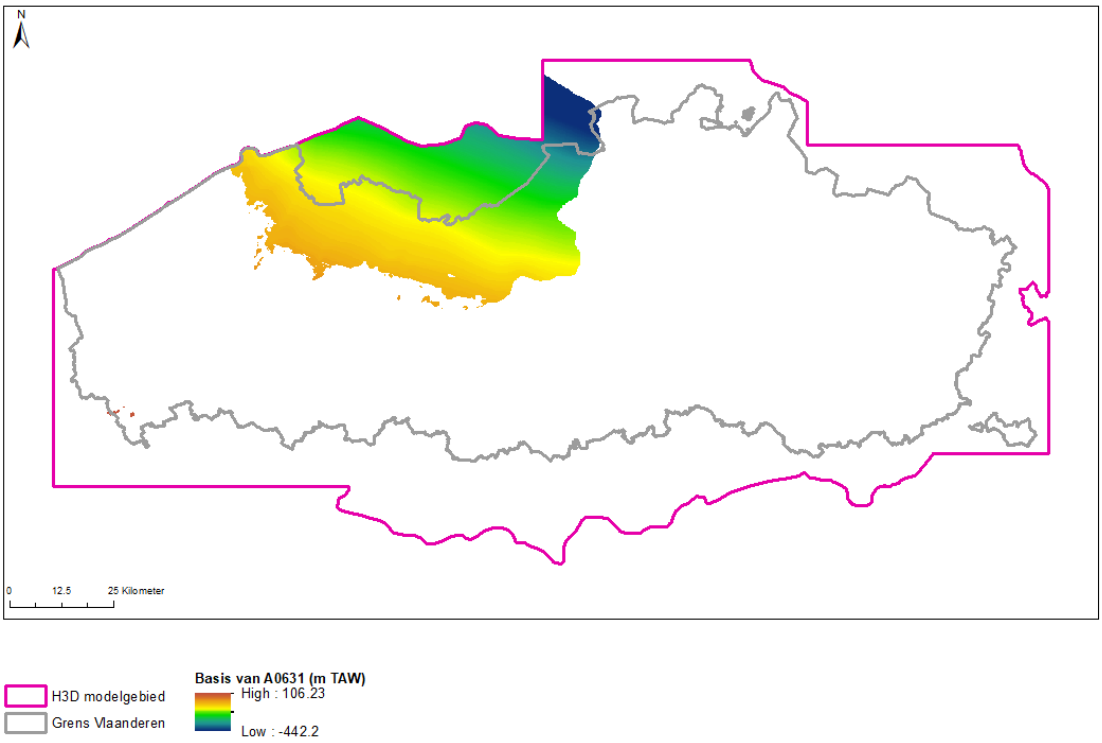


Basis Afzettingen van het Paniseliaan (A0630)

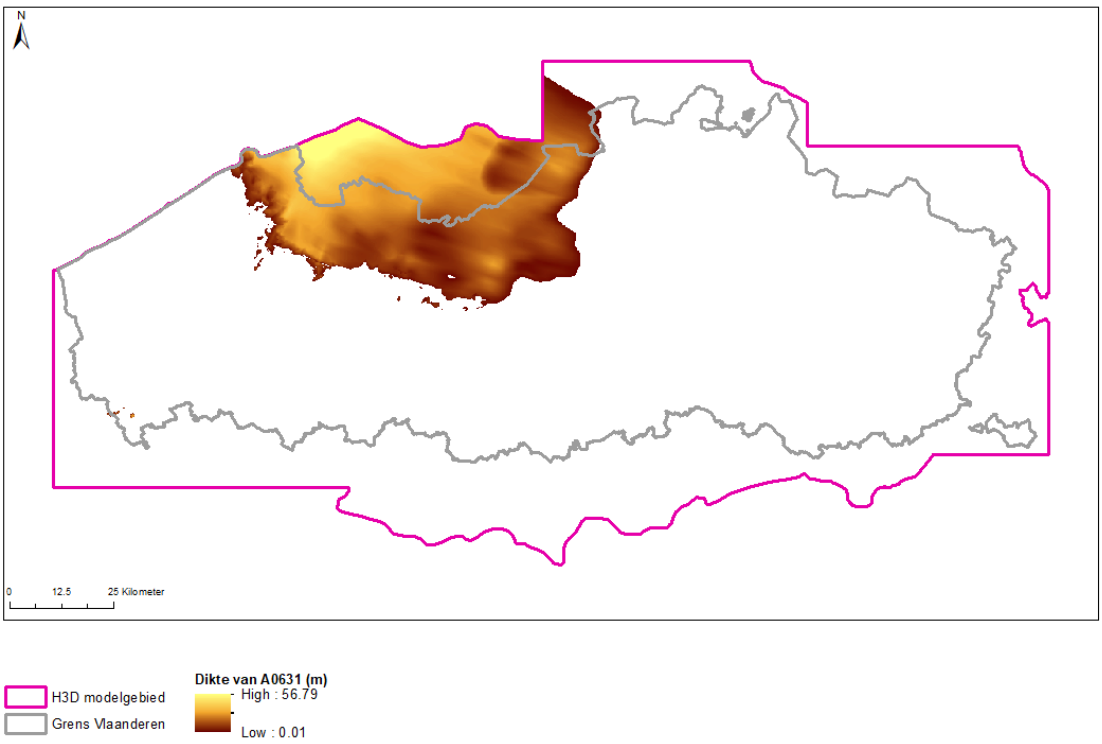


Dikte Afzettingen van het Paniseliaan (A0630)

Bijlage G2.6.3.1 A0631 Zand van Oedelem

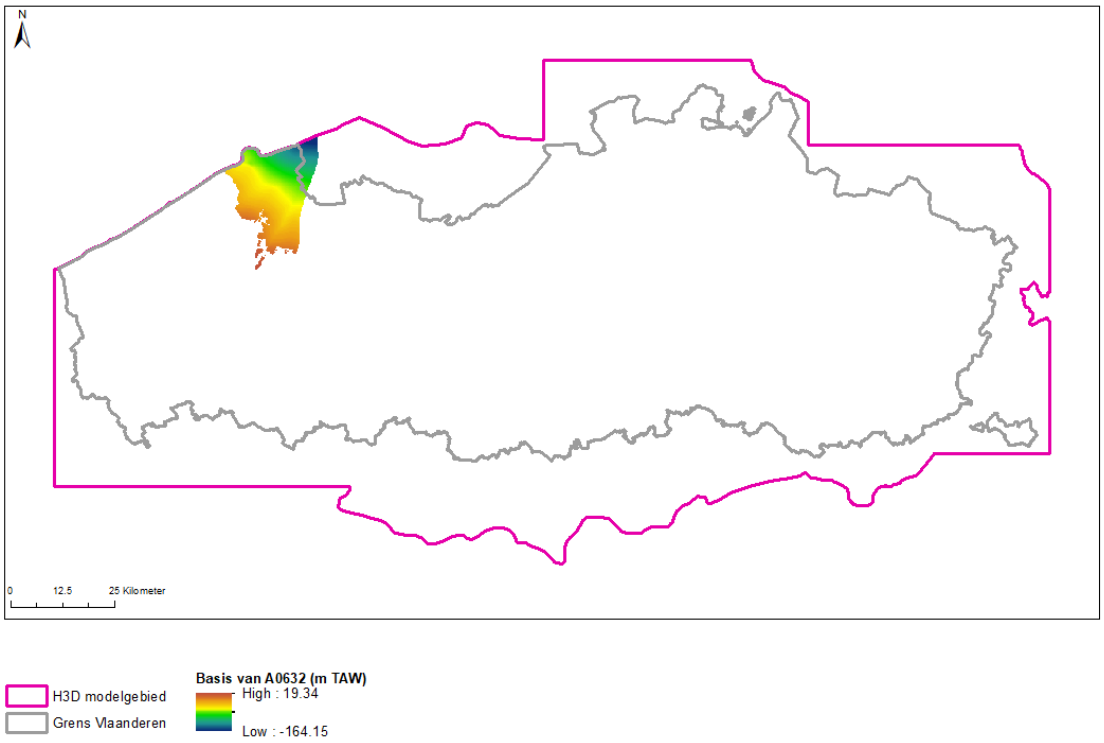


Basis Zand van Oedelem (A0631)

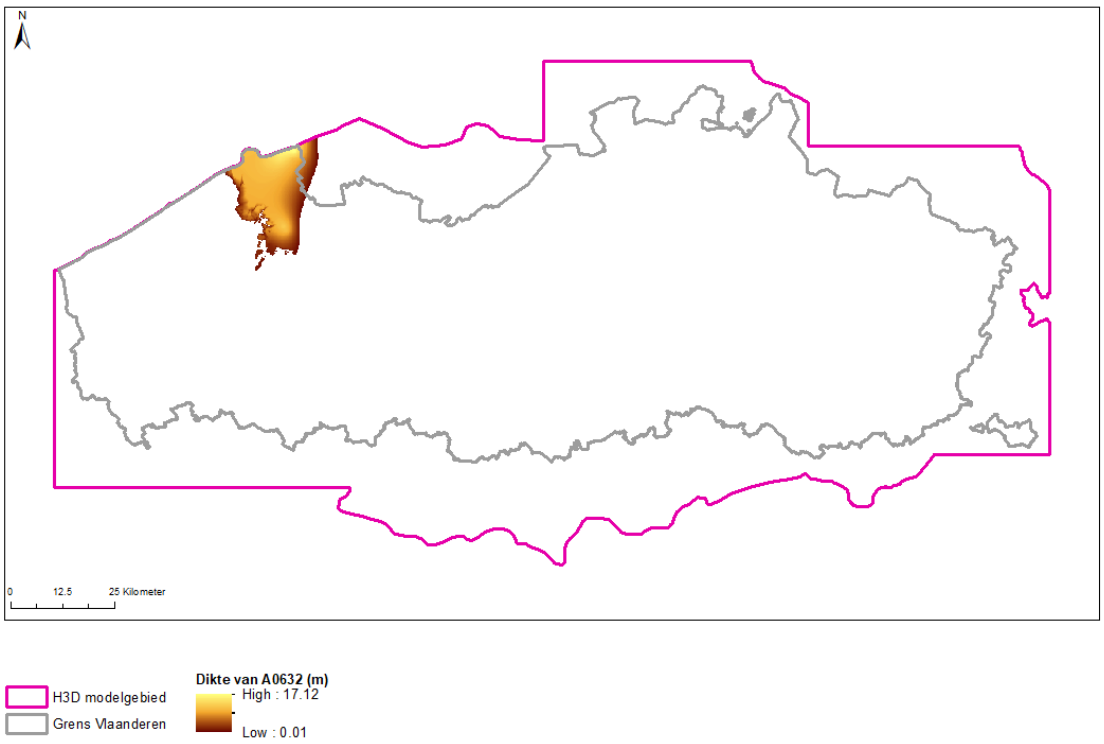


Dikte Zand van Oedelem (A0631)

Bijlage G2.6.3.2 A0632 Zandige klei van Beernem

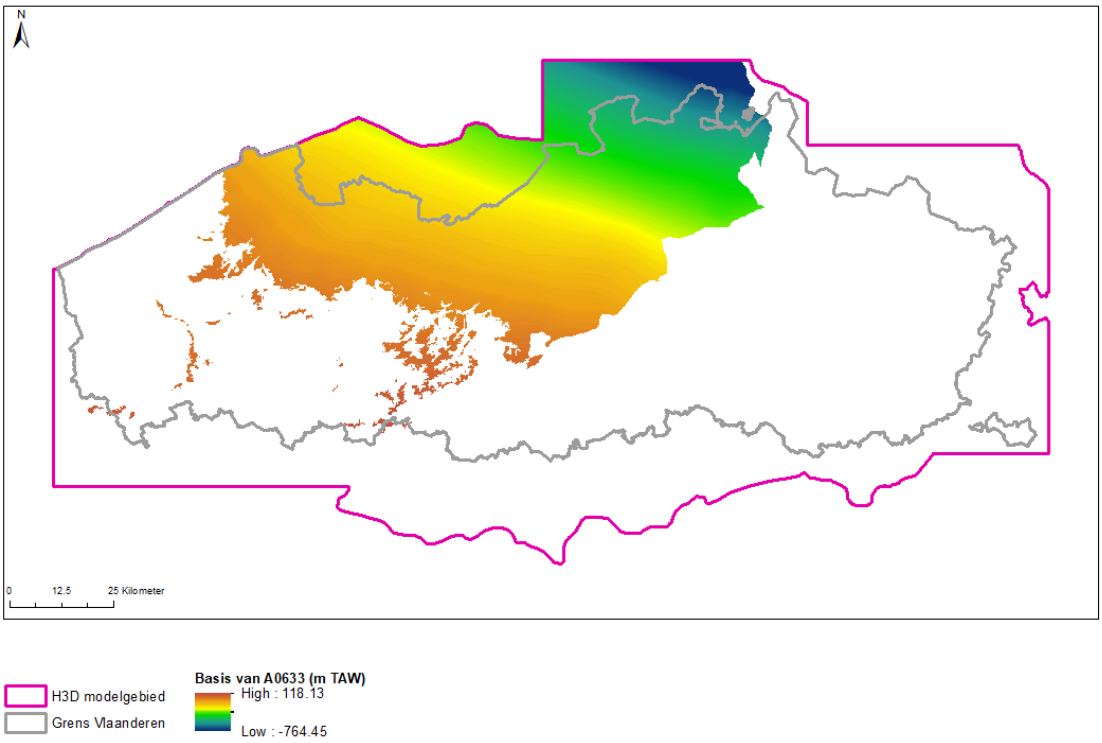


Basis Zandige klei van Beernem (A0632)

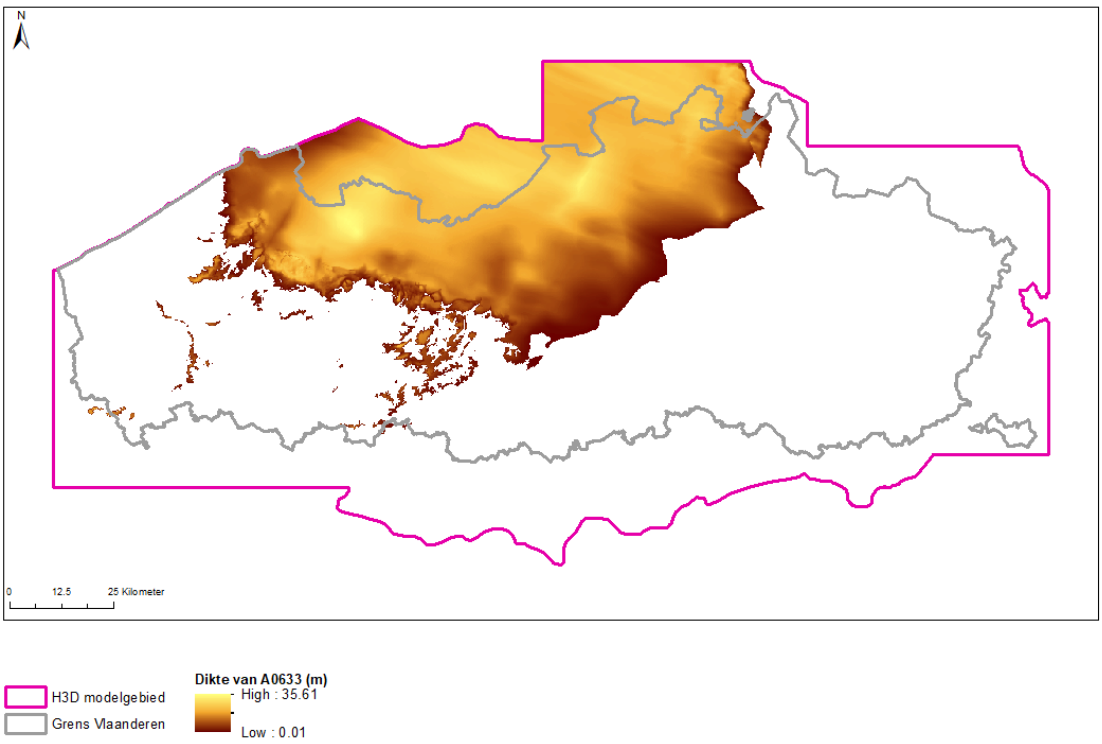


Dikte Zandige klei van Beernem (A0632)

Bijlage G2.6.3.3 A0633 Zanden van Aalterbrugge en Vlierzele

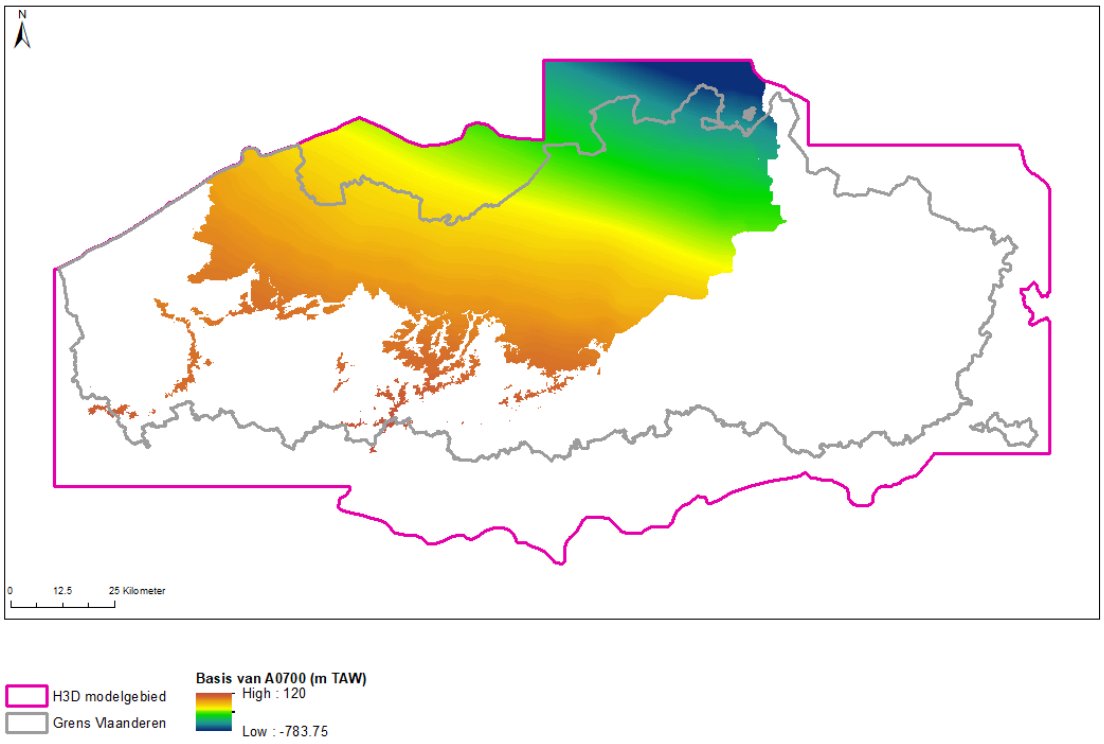


Basis Zanden van Aalterbrugge en Vlierzele (A0633)

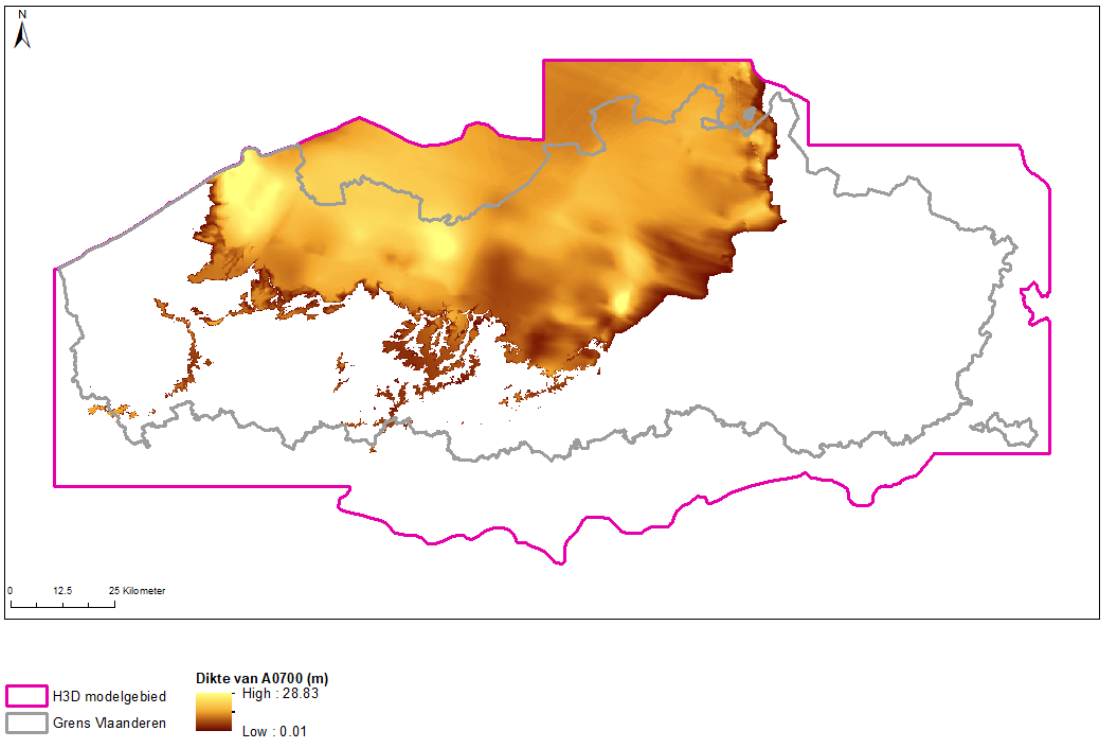


Dikte Zanden van Aalterbrugge en Vlierzele (A0633)

Bijlage G2.7 A0700 Paniseliaan Aquitardsysteem

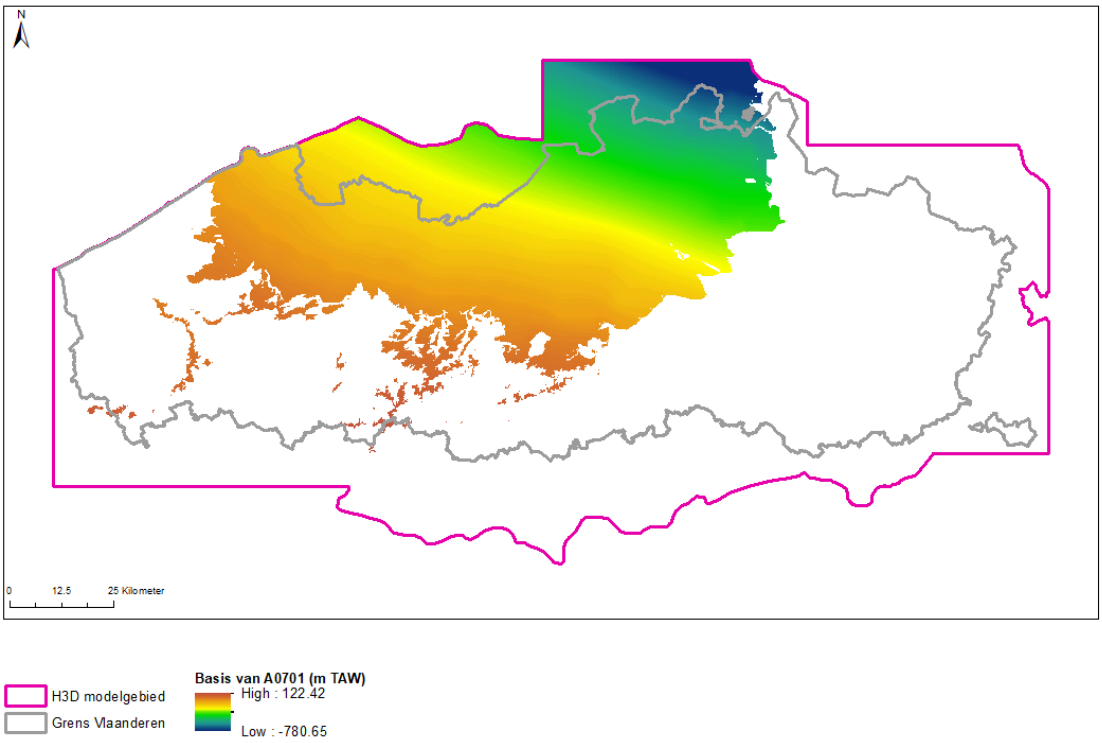


Basis Paniseliaan Aquitardsysteem (A0700)

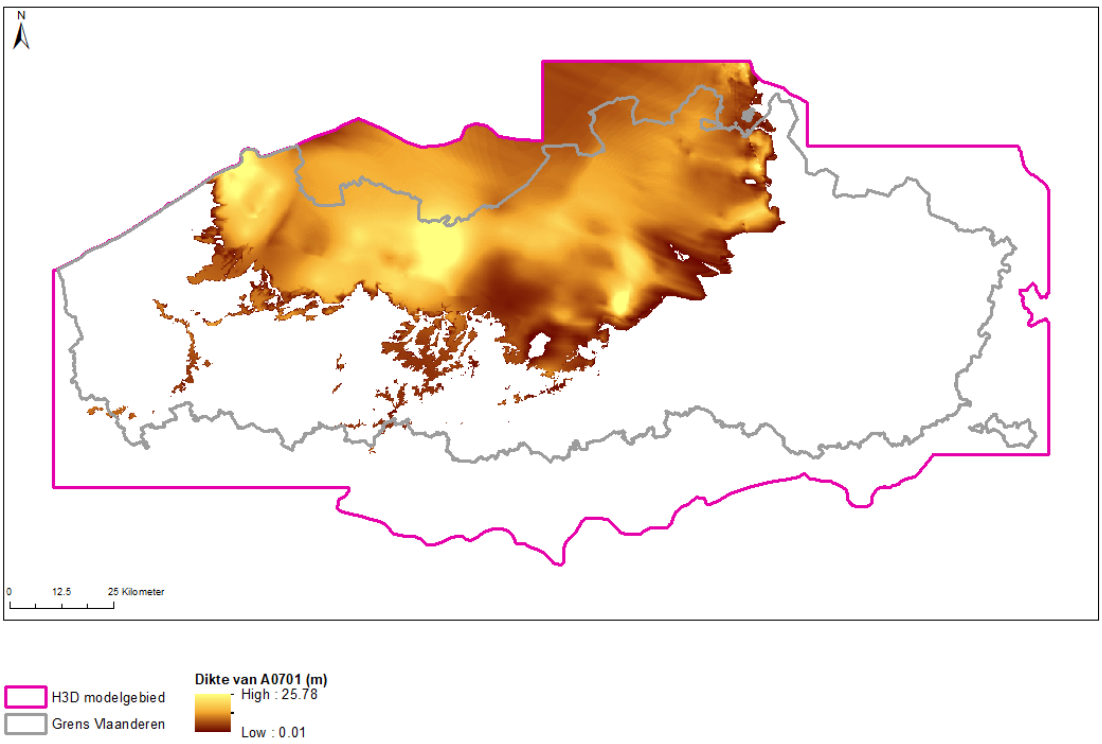


Dikte Paniseliaan Aquitardsysteem (A0700)

Bijlage G2.7.1.1 A0701 Kleiig zand van Pittem

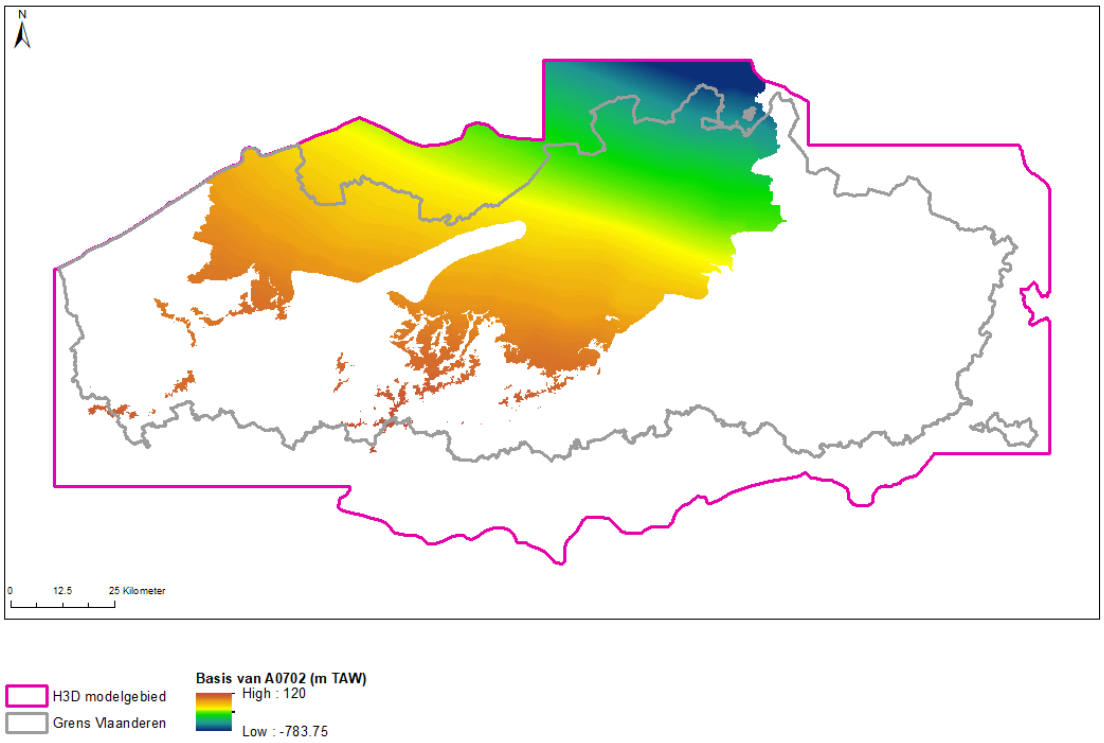


Basis Kleiig zand van Pittem (A0701)

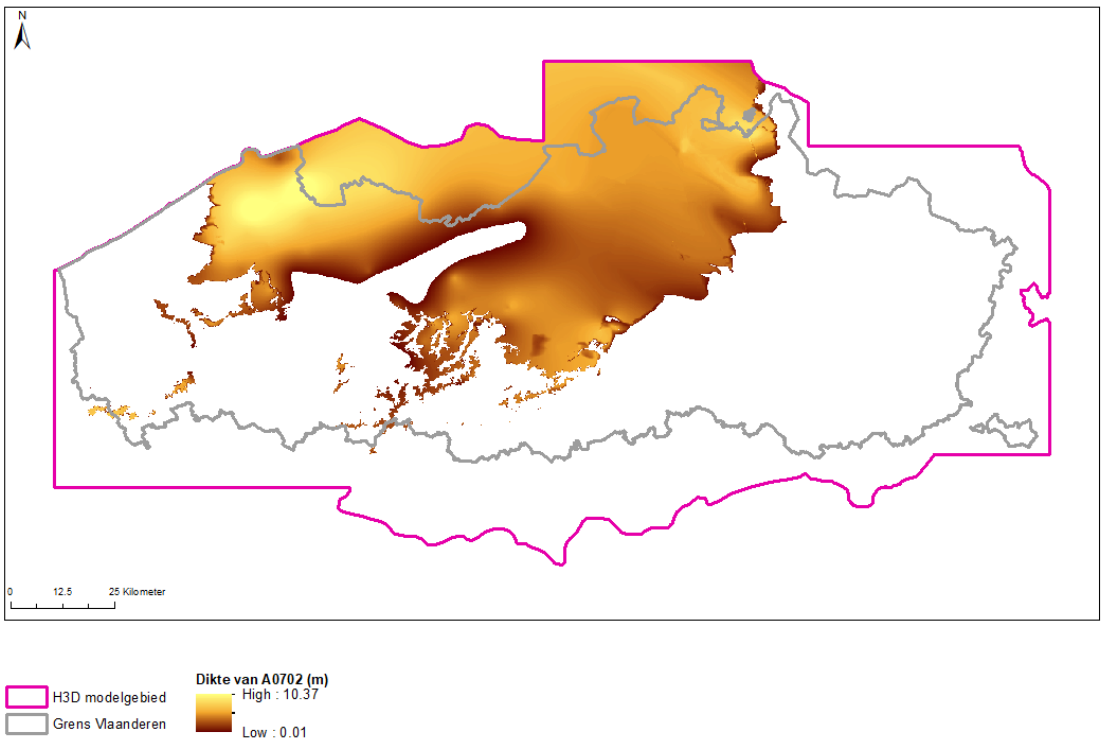


Dikte Kleiig zand van Pittem (A0701)

Bijlage G2.7.1.2 A0702 Klei van Merelbeke

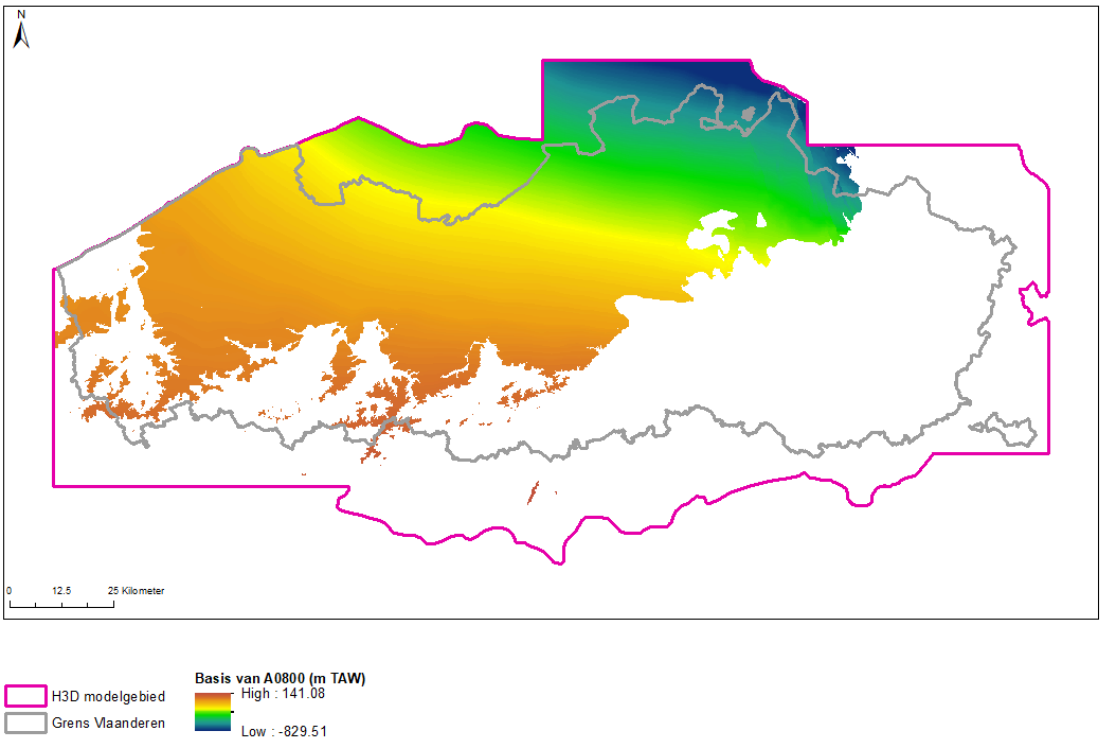


Basis Klei van Merelbeke (A0702)

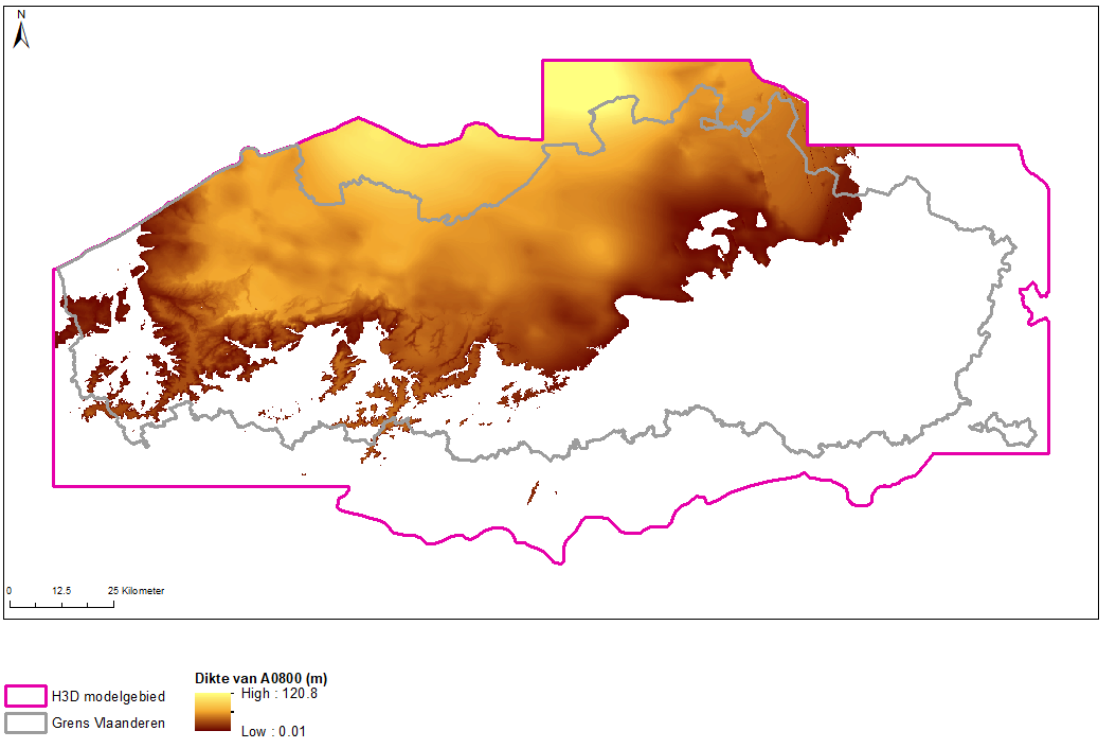


Dikte Klei van Merelbeke (A0702)

Bijlage G2.8 A0800 Ieperiaan Aquifersysteem

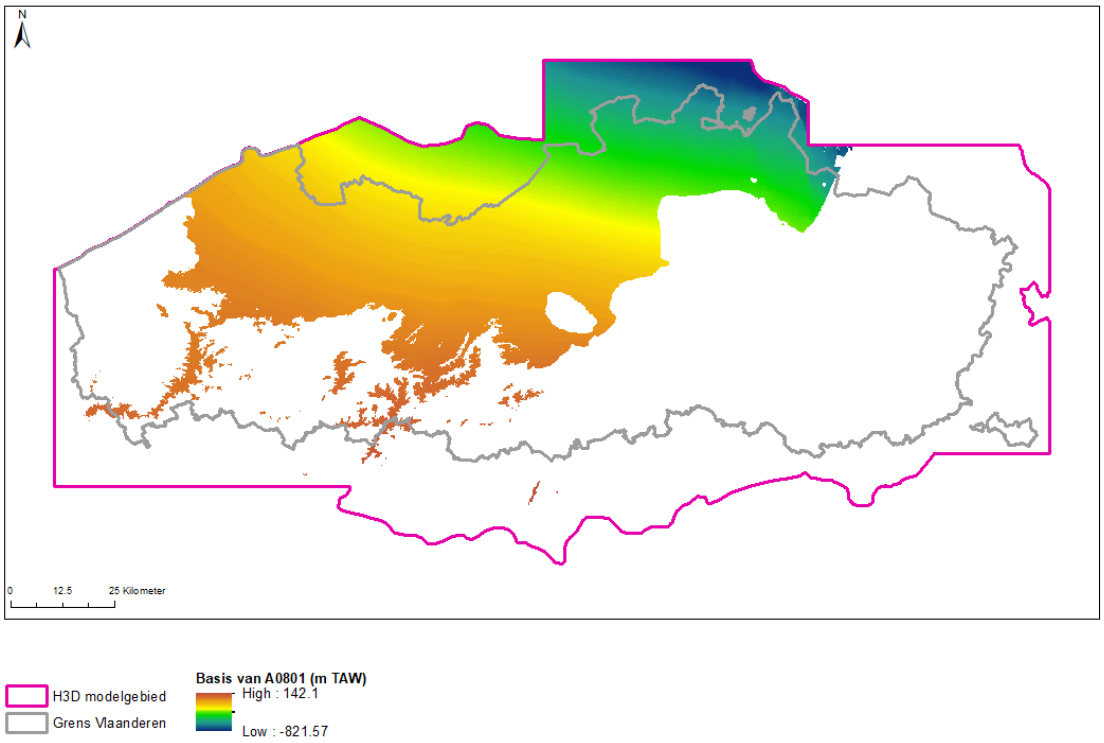


Basis Ieperiaan Aquifersysteem (A0800)

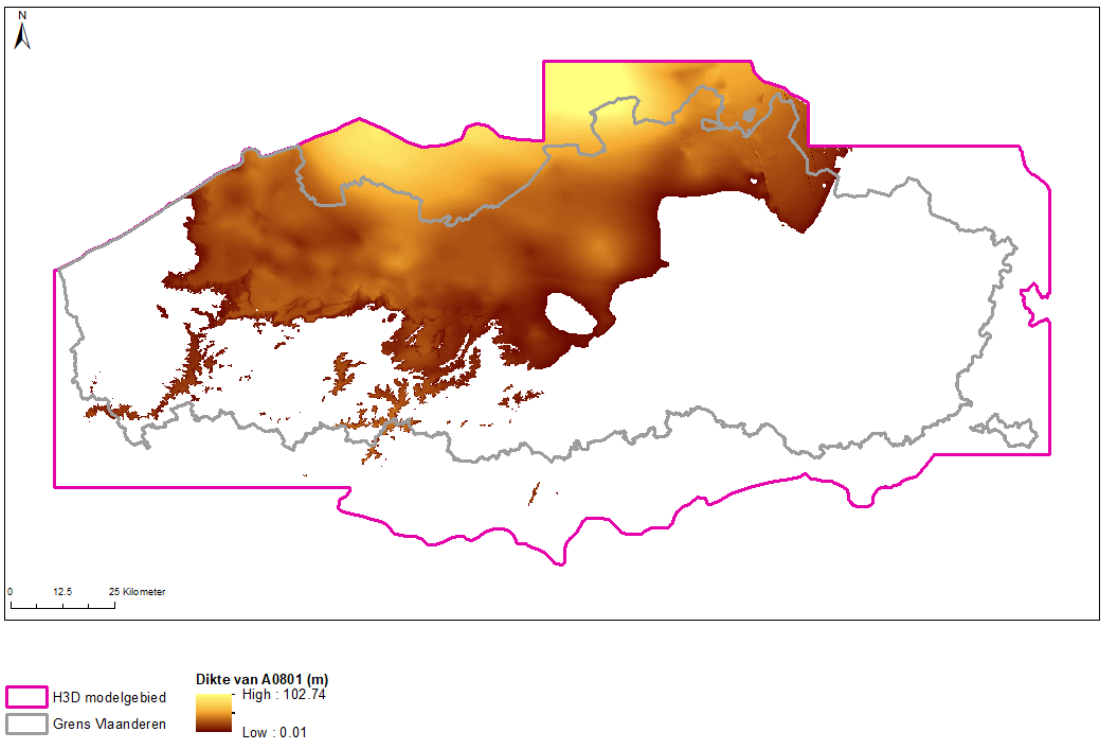


Dikte Ieperiaan Aquifersysteem (A0800)

Bijlage G2.8.1.1 A0801 Zand van Egem

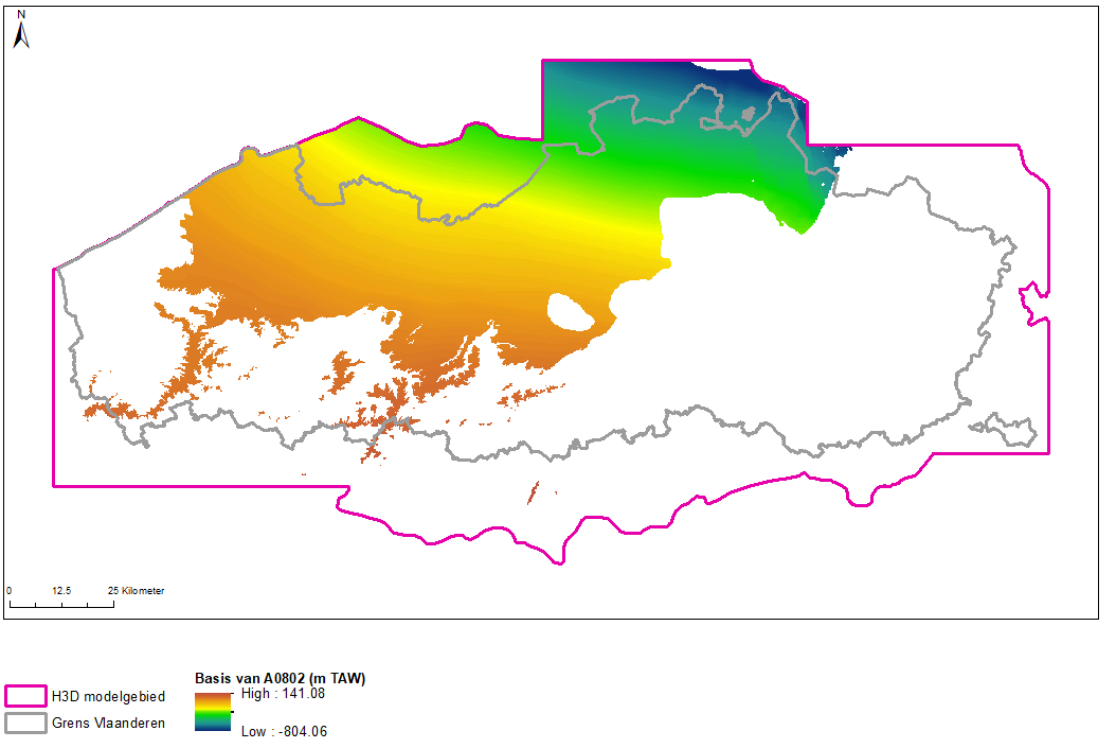


Basis Zand van Egem (A0801)

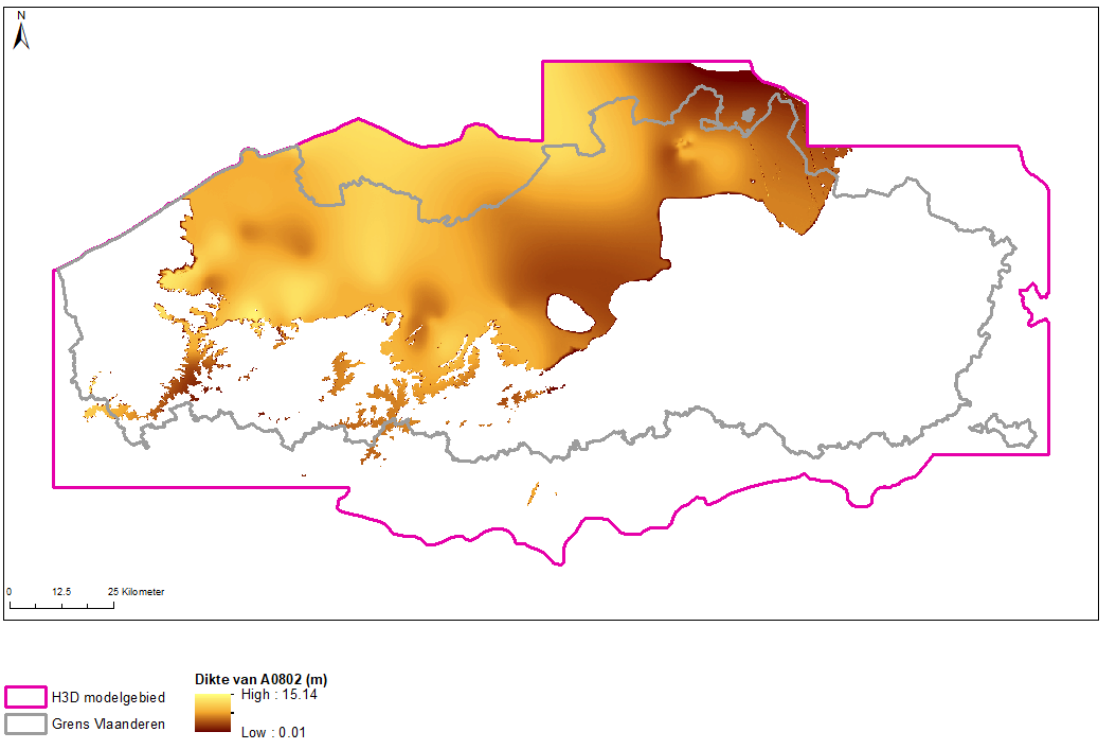


Dikte Zand van Egem (A0801)

Bijlage G2.8.1.2 A0802 Klei van Egemkapel

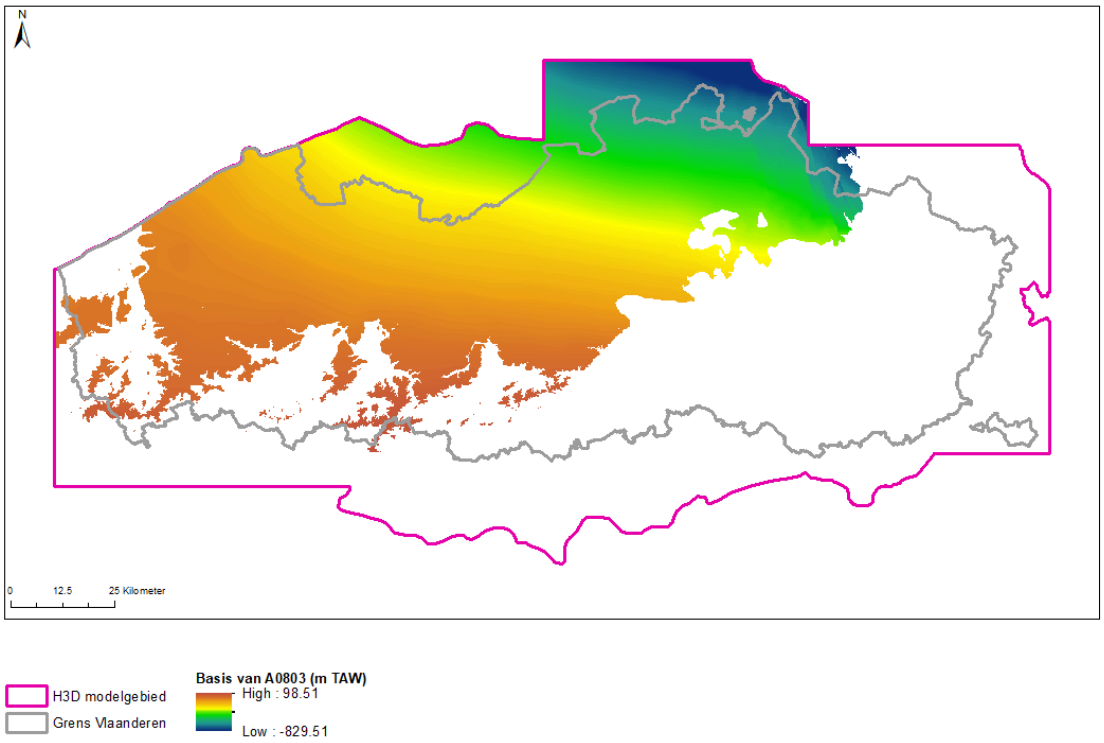


Basis Klei van Egemkapel (A0802)

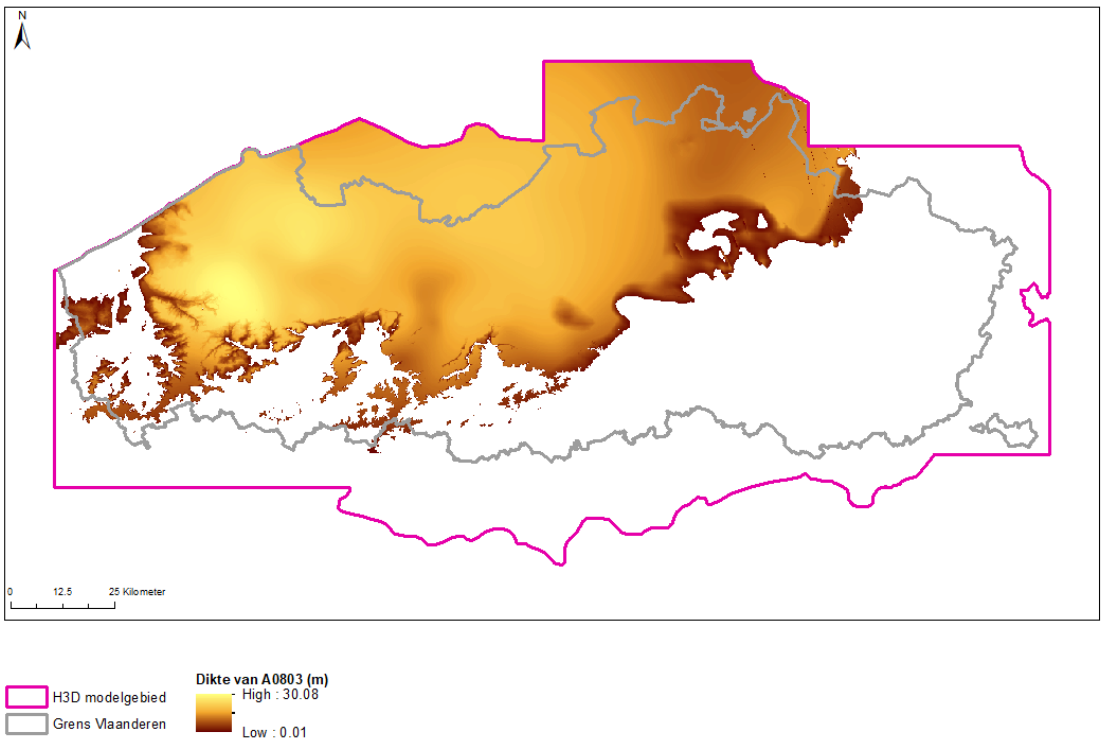


Dikte Klei van Egemkapel (A0802)

Bijlage G2.8.1.3 A0803 Silt van Kortemark en zand van Mont-Panisel

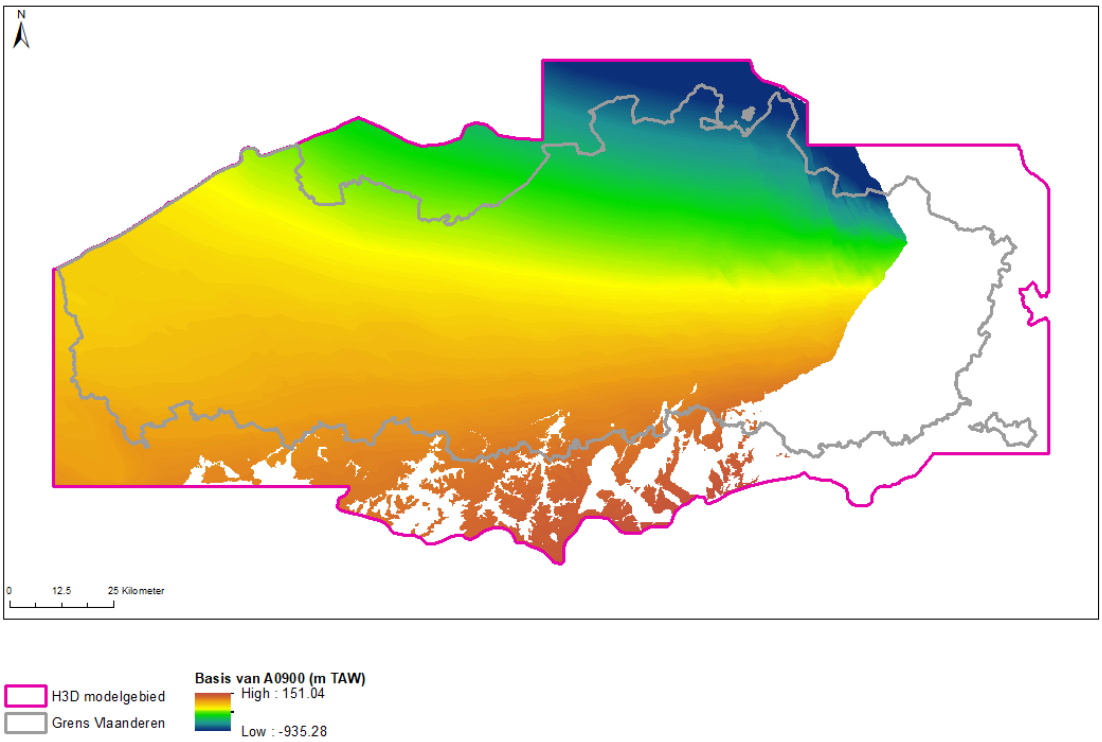


Basis Silt van Kortemark en zand van Mont-Panisel (A0803)

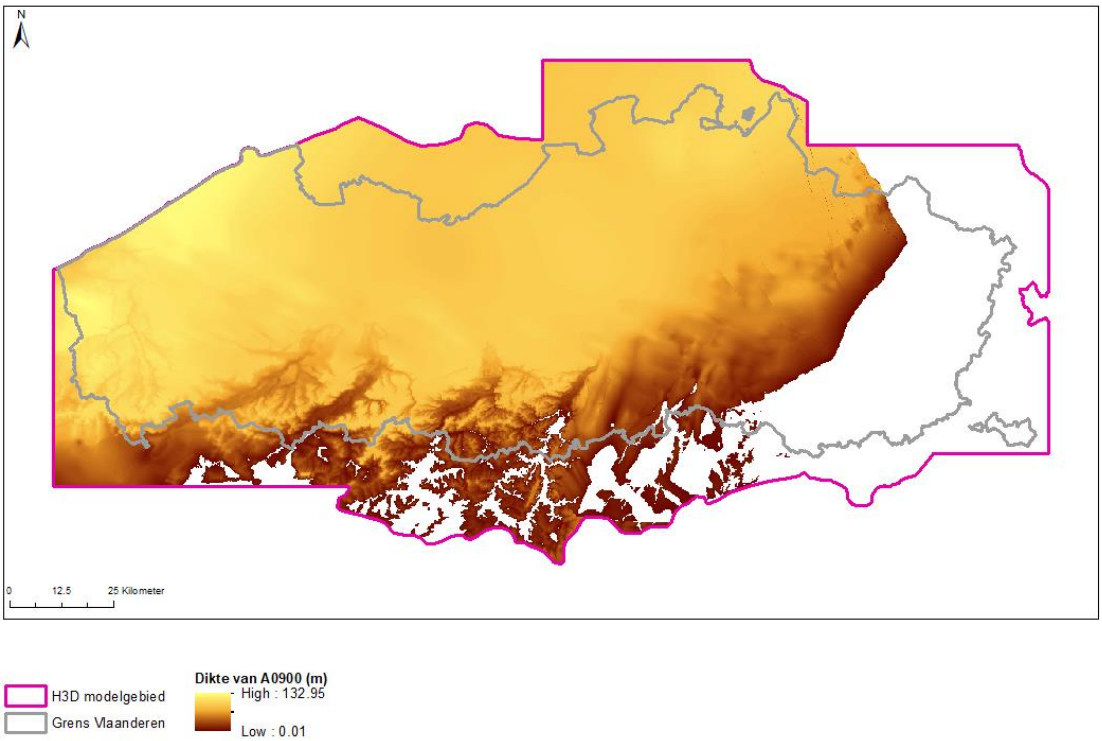


Dikte Silt van Kortemark en zand van Mont-Panisel (A0803)

Bijlage G2.9 A0900 Ieperiaan Aquitardsysteem

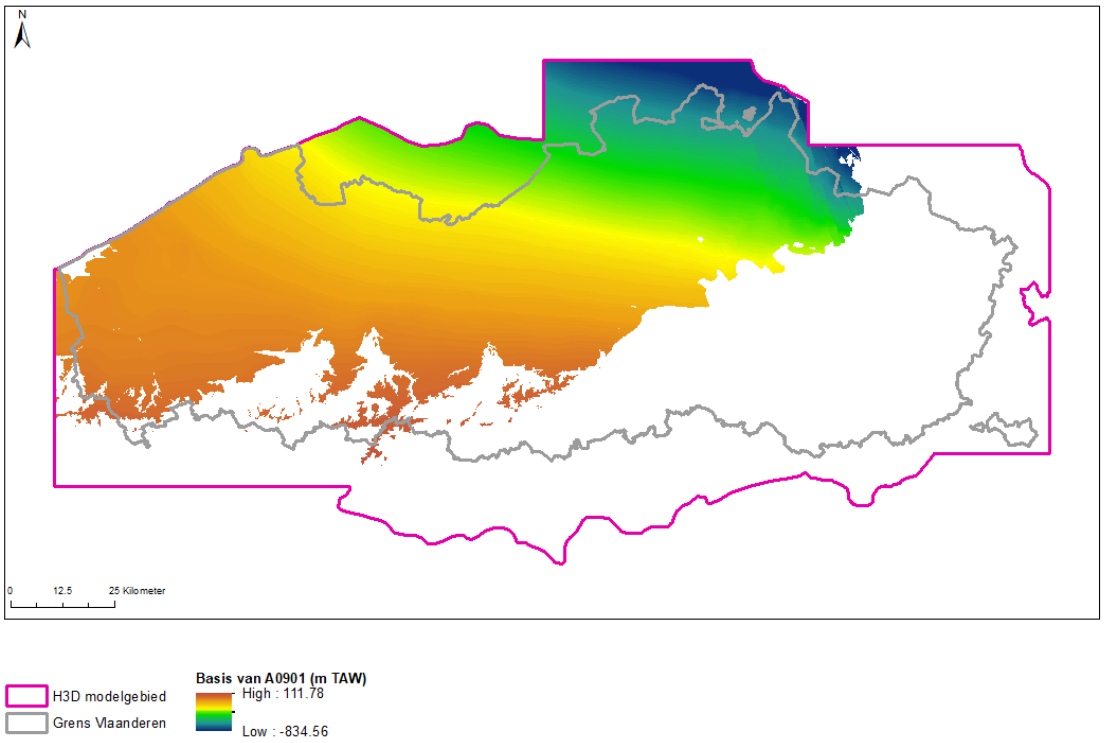


Basis Ieperiaan Aquitardsysteem (A0900)

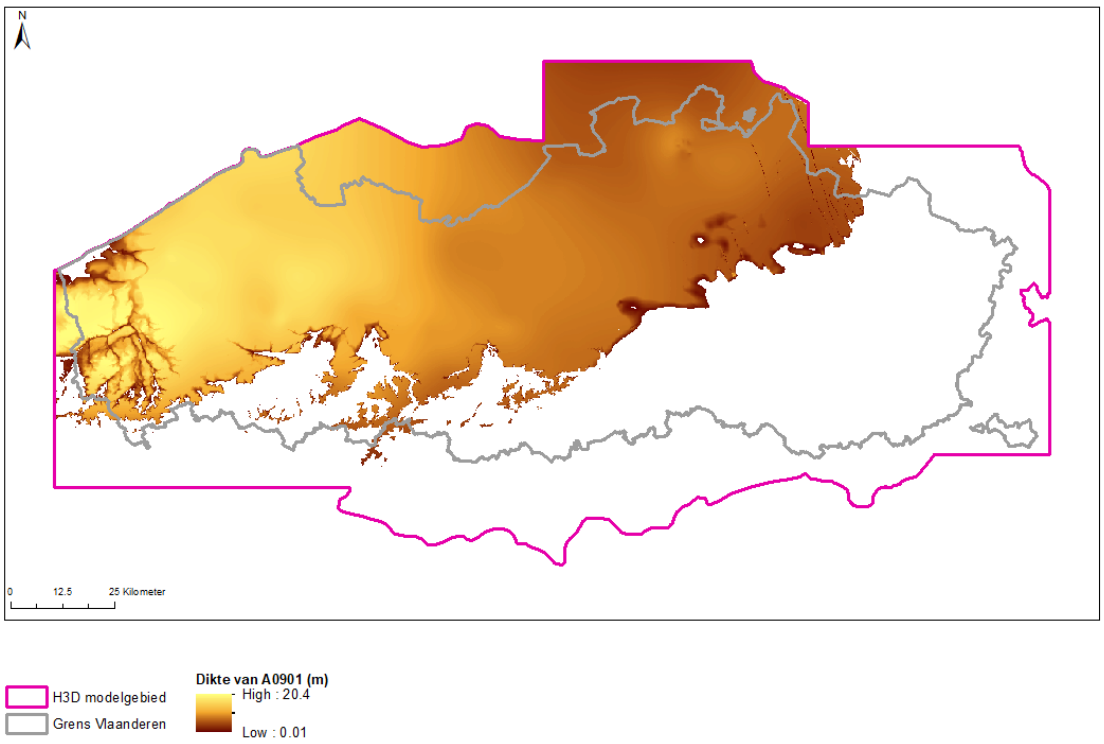


Dikte Ieperiaan Aquitardsysteem (A0900)

Bijlage G2.9.1.1 A0901 Klei van Aalbeke

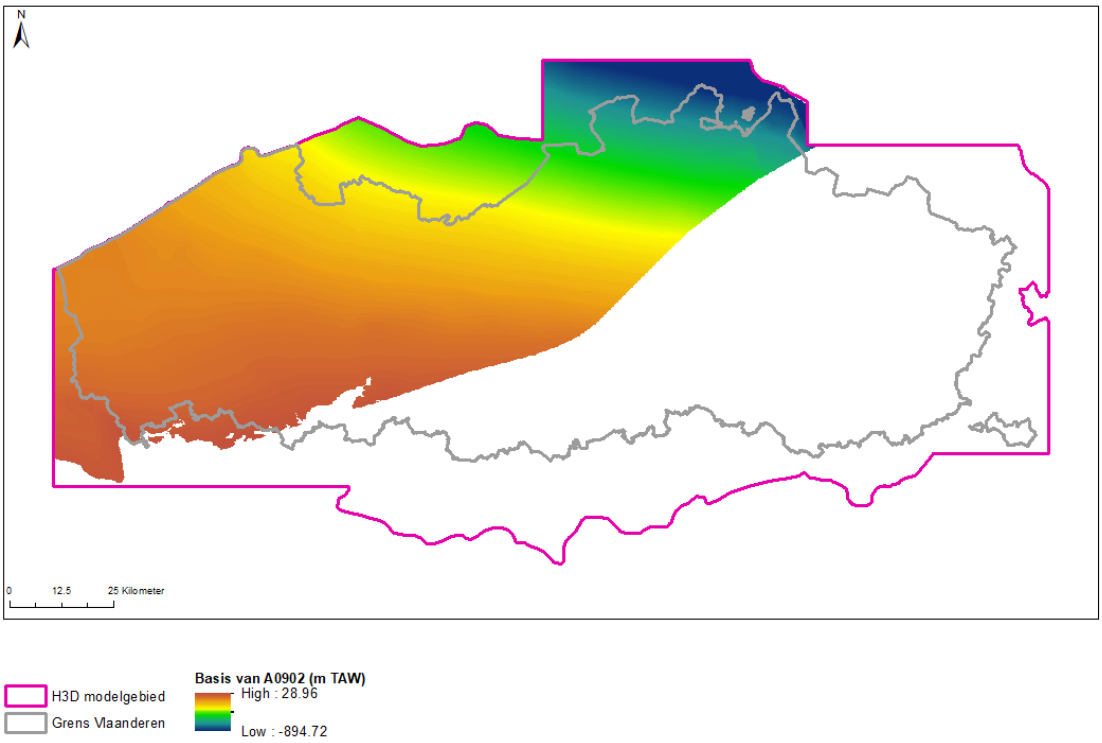


Basis Klei van Aalbeke (A0901)

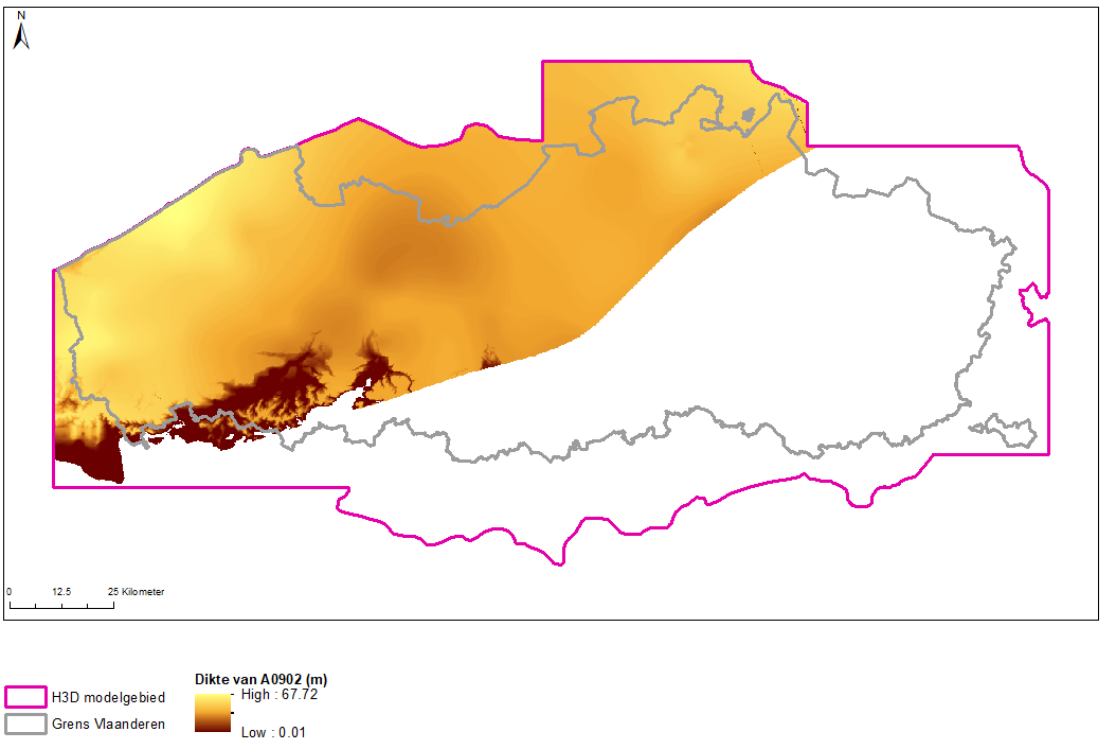


Dikte Klei van Aalbeke (A0901)

Bijlage G2.9.1.2 A0902 Zandige klei van Roubaix

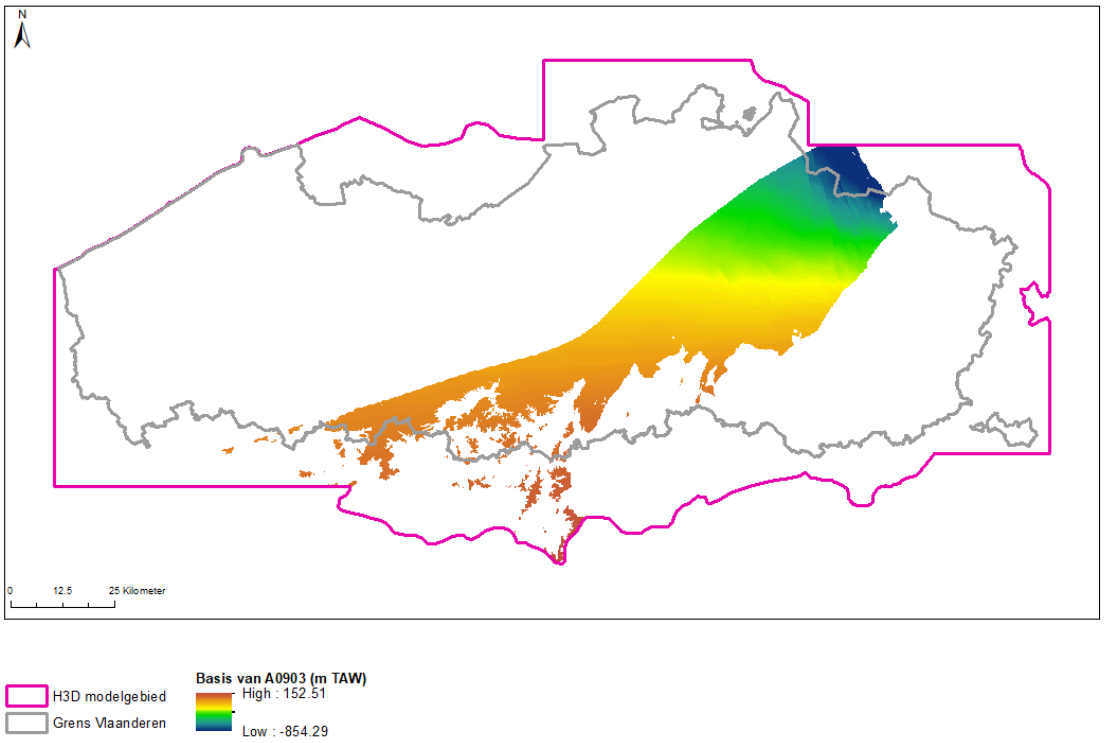


Basis Zandige klei van Roubaix (A0902)

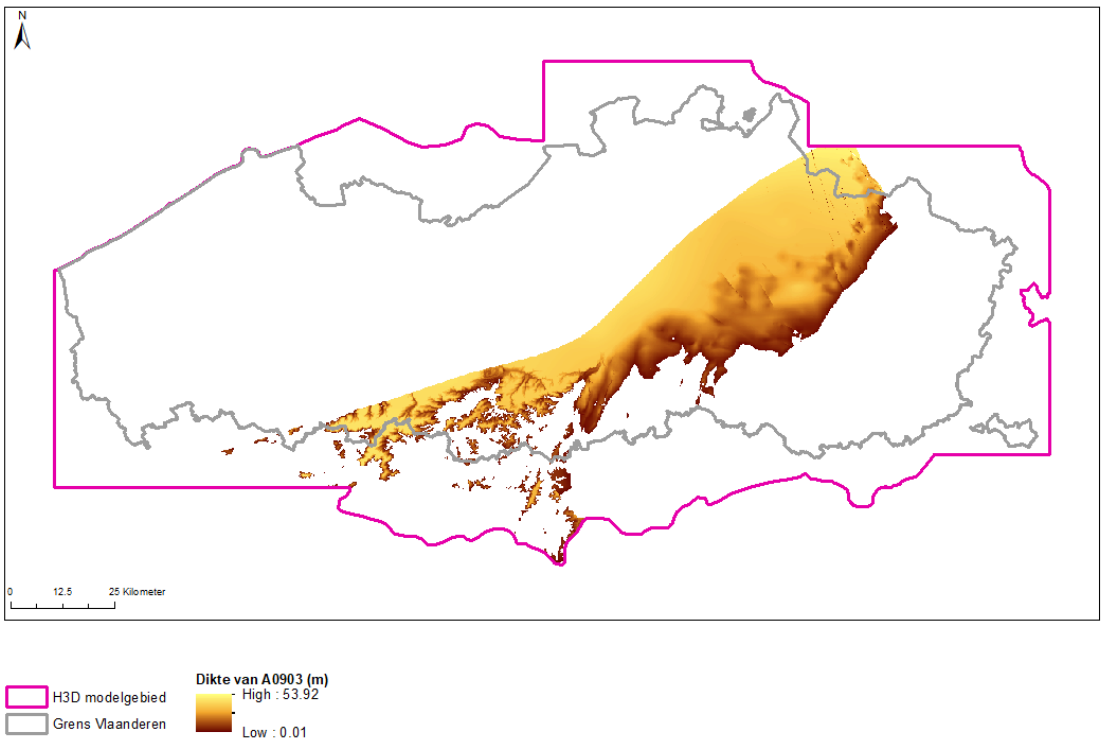


Dikte Zandige klei van Roubaix (A0902)

Bijlage G2.9.1.3 A0903 Kleiig zand van Mons-en-Pévèle

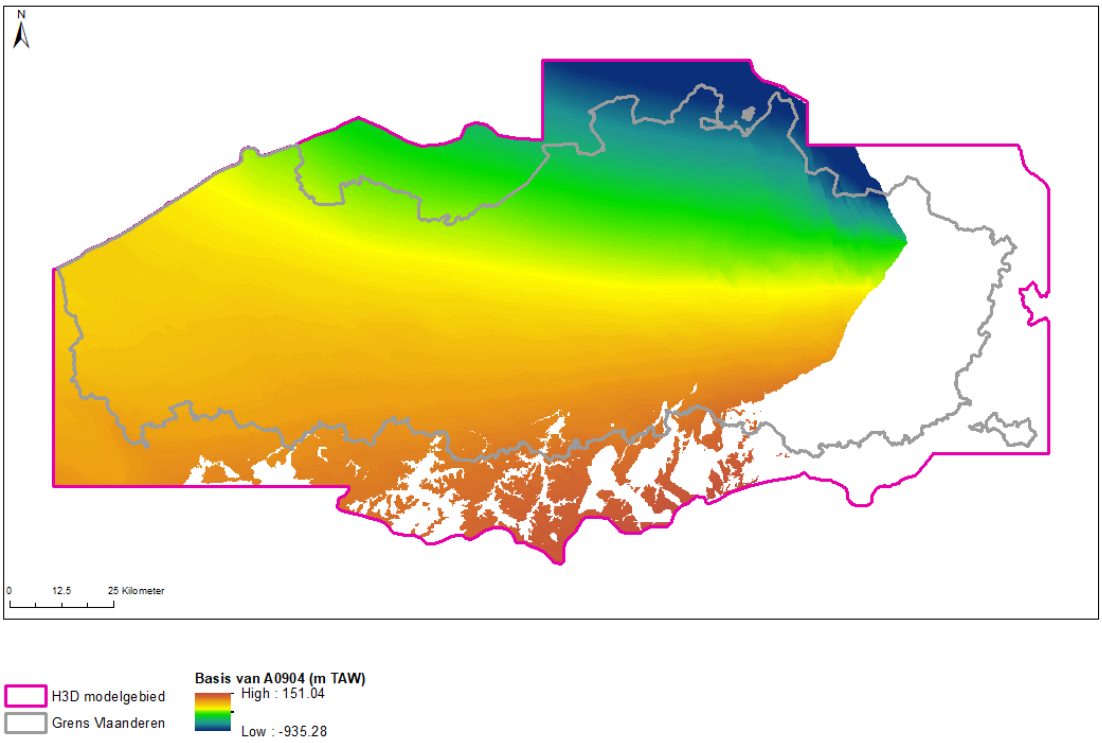


Basis Kleiig zand van Mons-en-Pévèle (A0903)

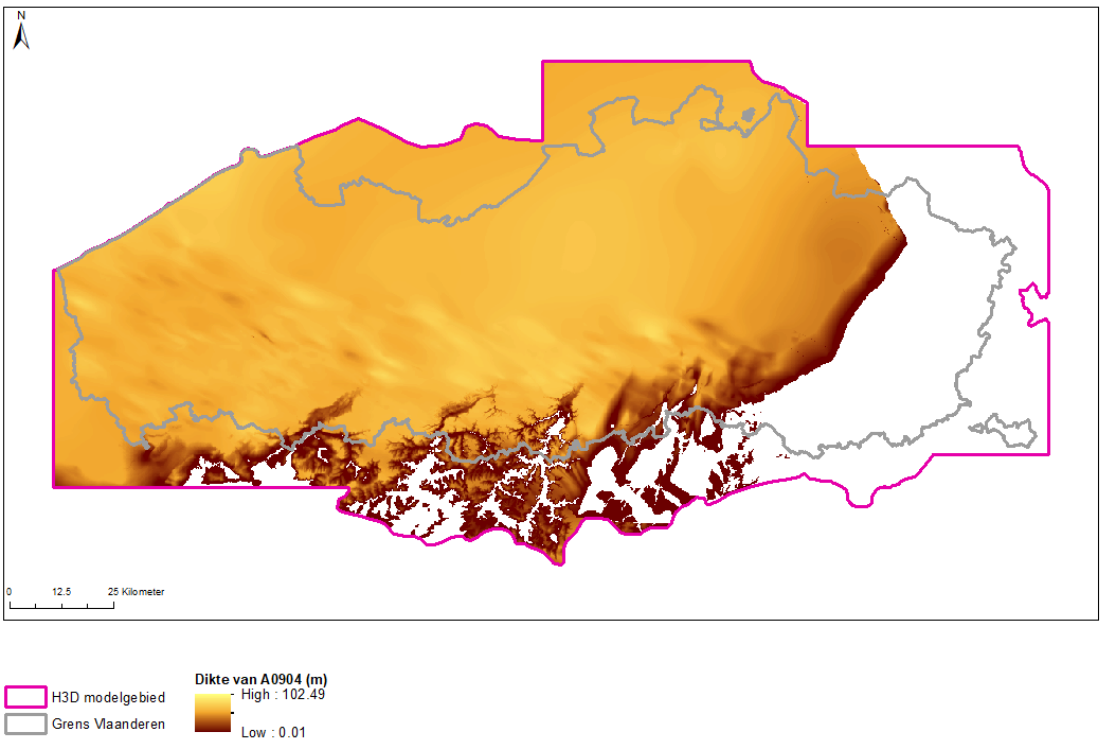


Dikte Kleiig zand van Mons-en-Pévèle (A0903)

Bijlage G2.9.1.4 A0904 Kleien van Orchies, Mont-Héribu en Het Zoute

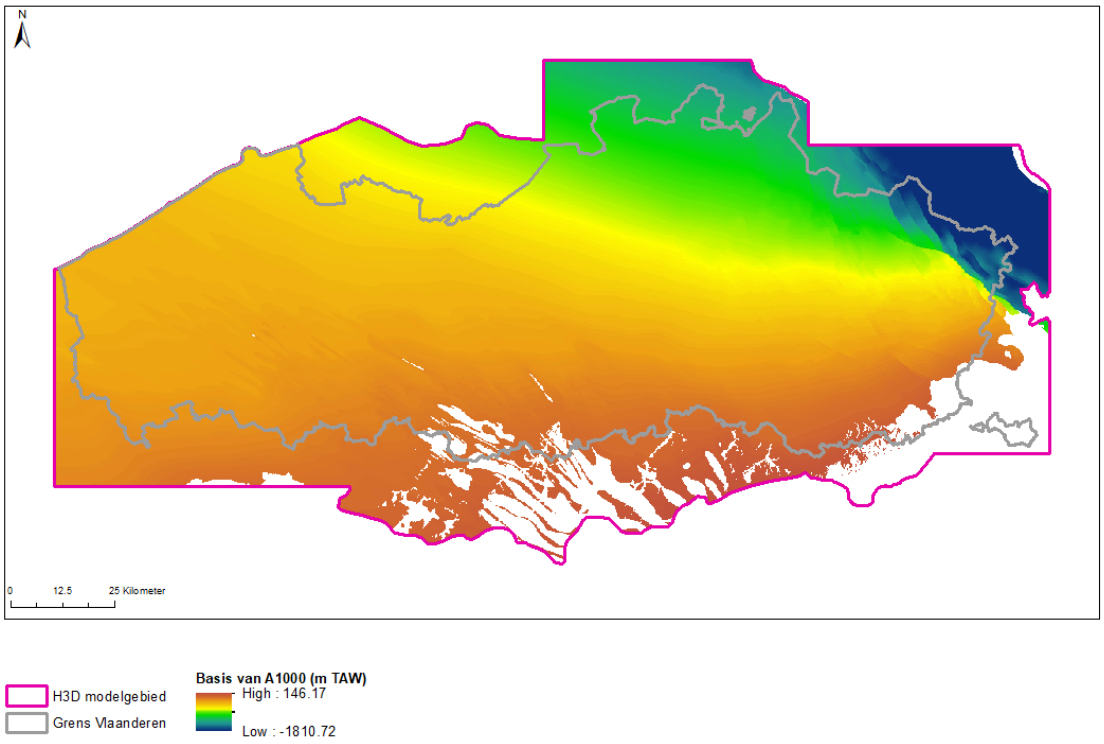


Basis Kleien van Orchies, Mont-Héribu en Het Zoute (A0904)

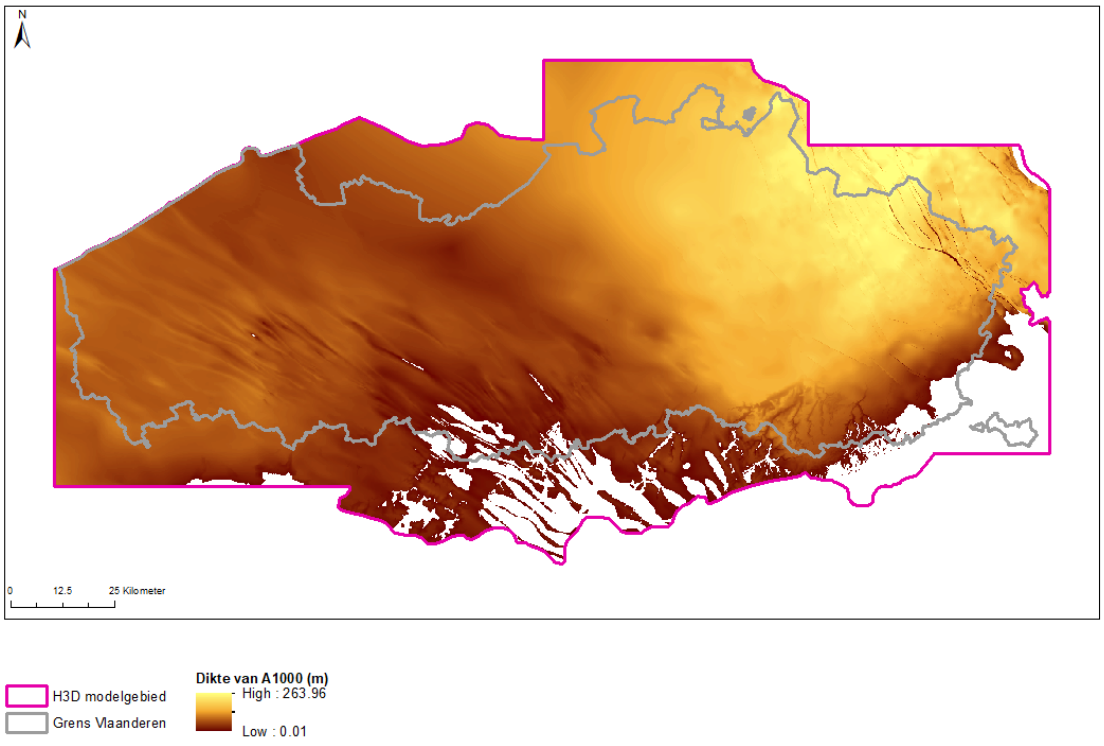


Dikte Kleien van Orchies, Mont-Héribu en Het Zoute (A0904)

Bijlage G2.10 A1000 Paleoceen Aquifersysteem

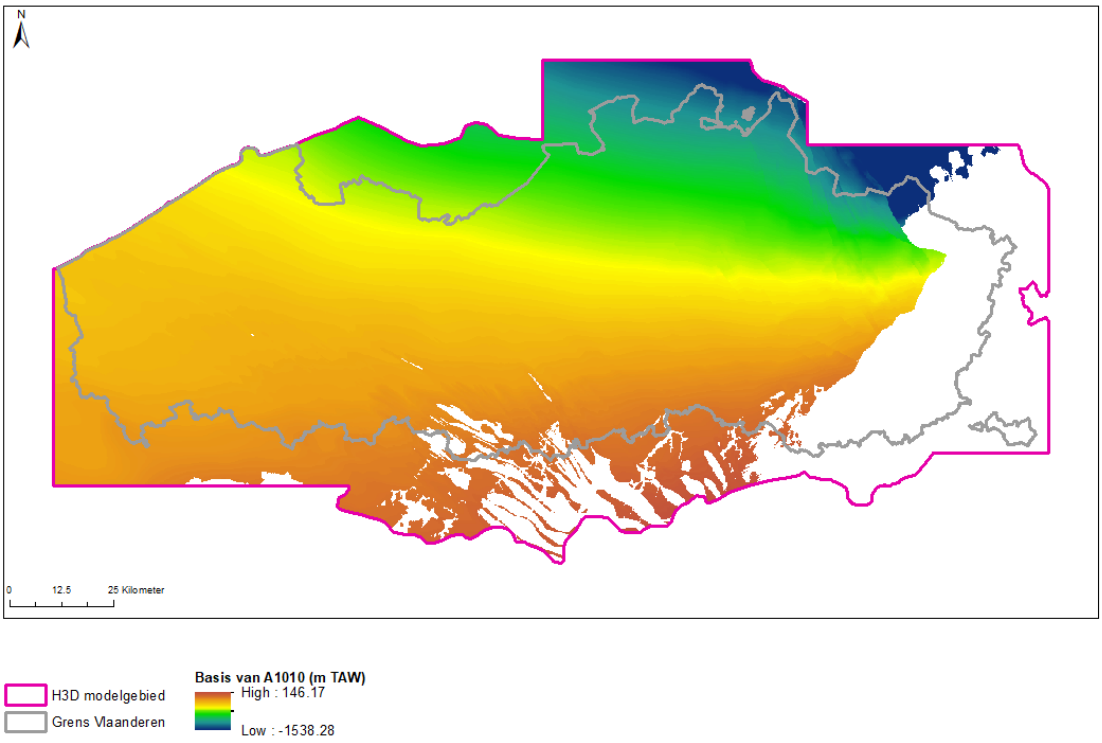


Basis Paleoceen Aquifersysteem (A1000)

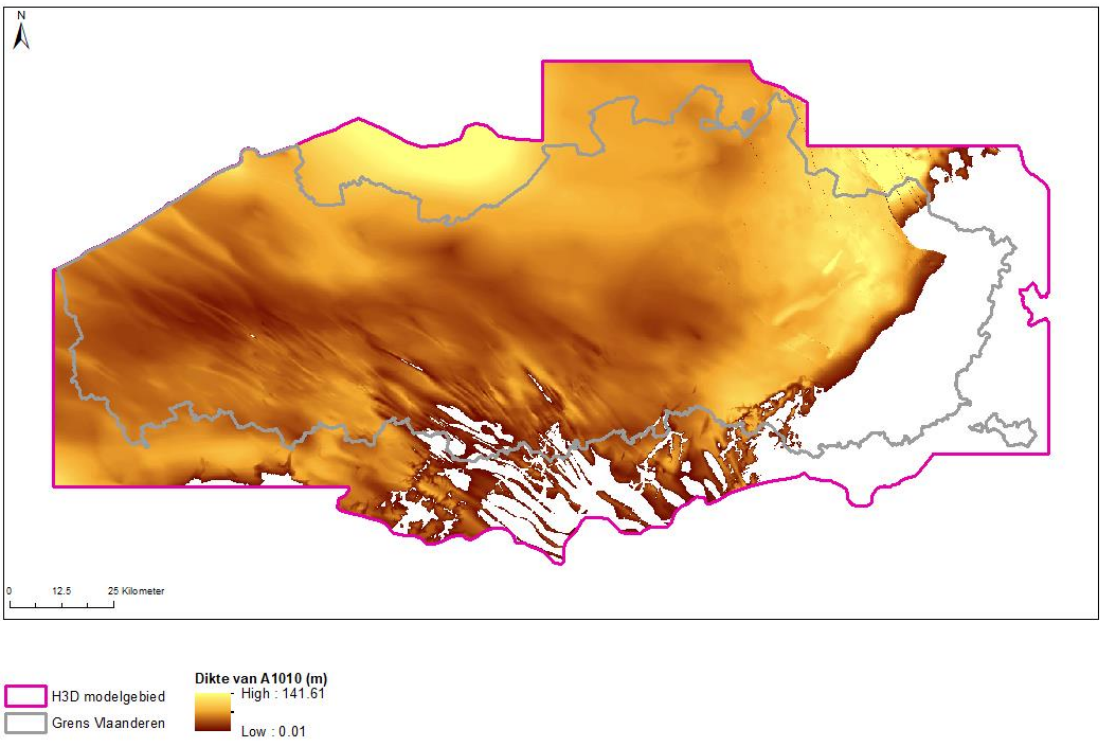


Dikte Paleoceen Aquifersysteem (A1000)

Bijlage G2.10.1 A1010 Landeniaan Aquifersysteem

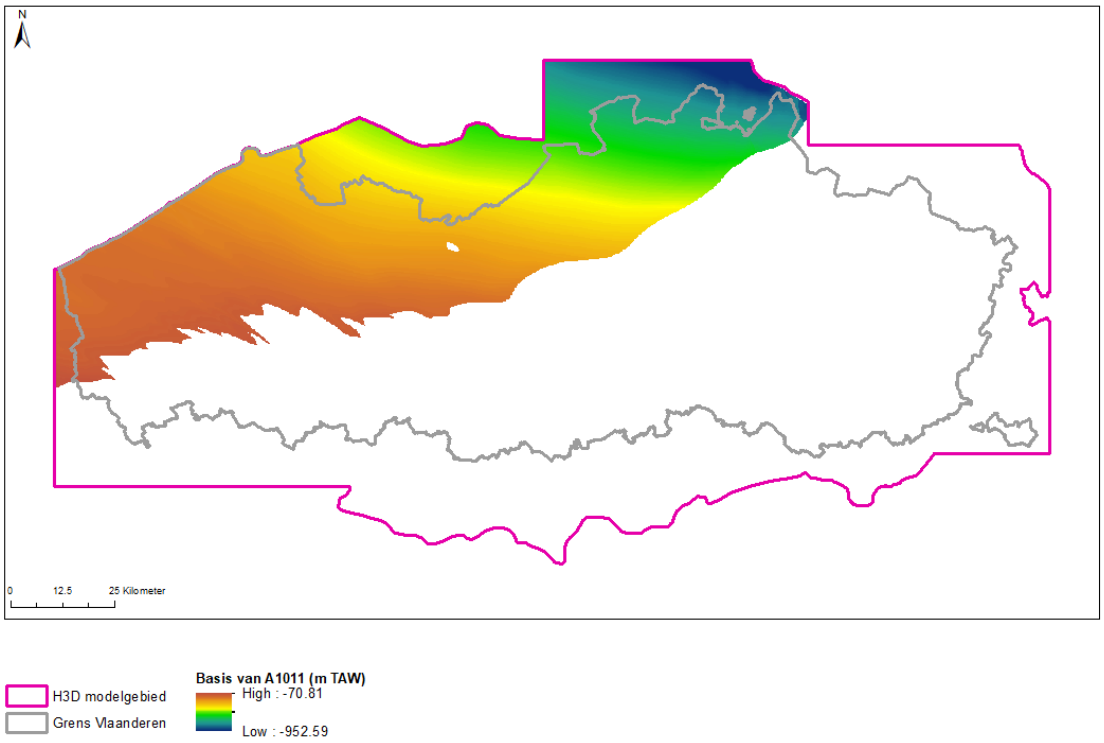


Basis Landeniaan Aquifersysteem (A1010)

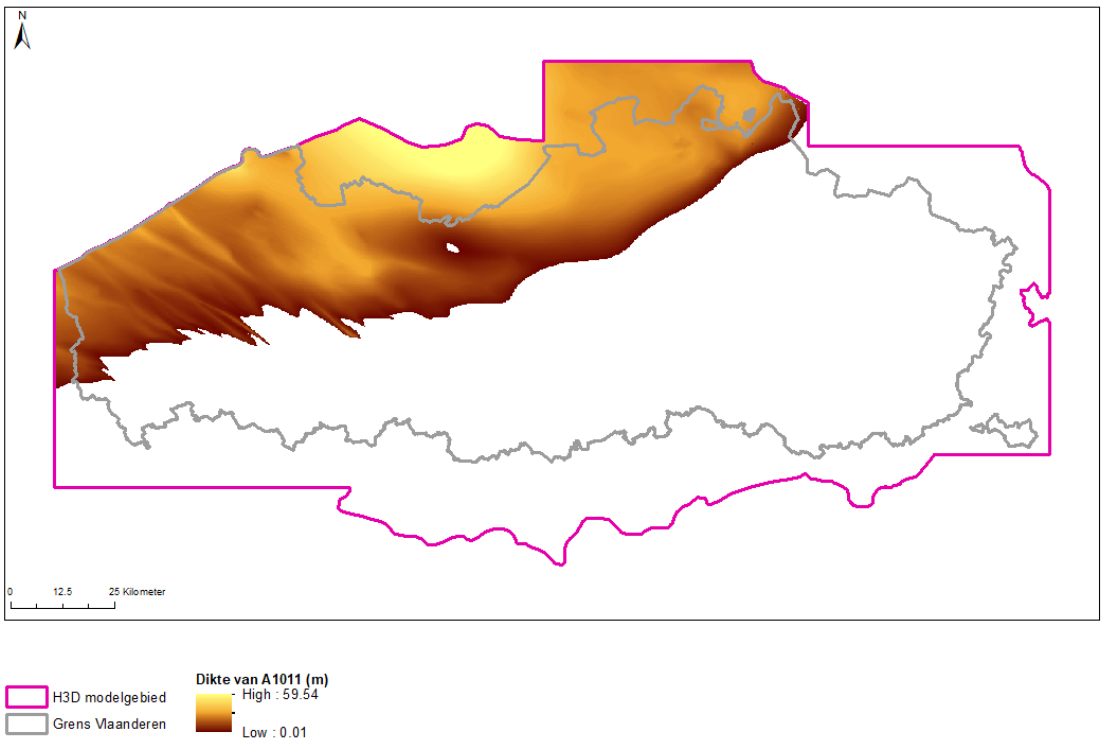


Dikte Landeniaan Aquifersysteem (A1010)

Bijlage G2.10.1.1 A1011 Zand van Knokke

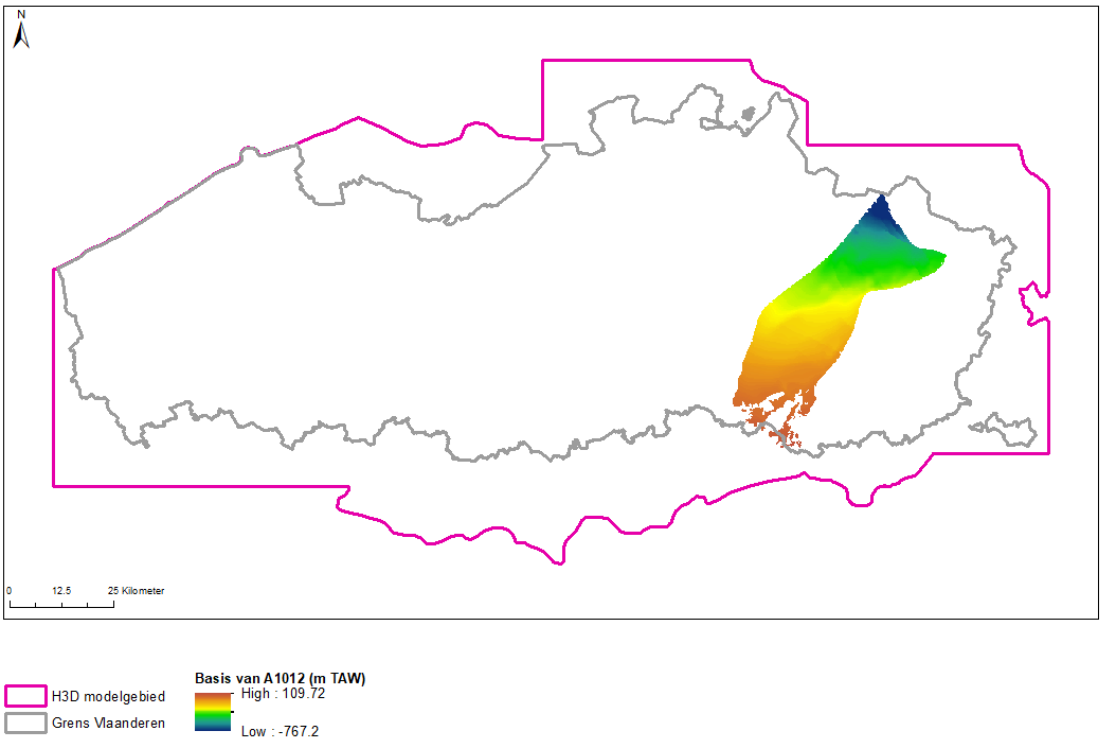


Basis Zand van Knokke (A1011)

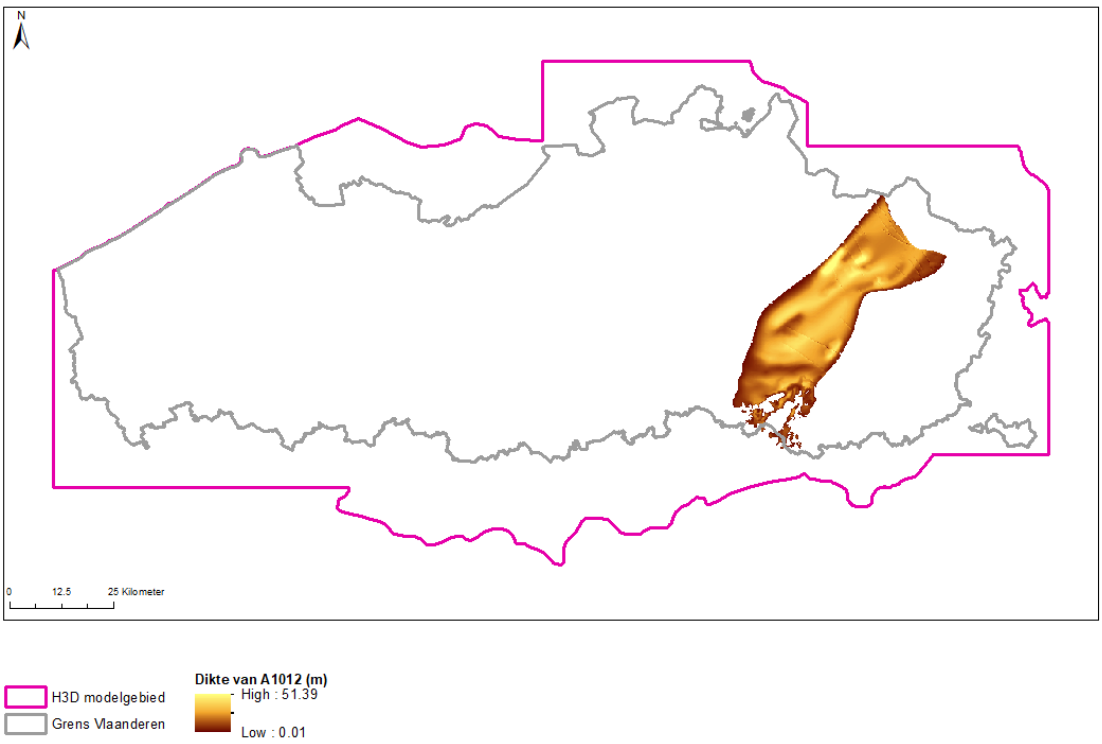


Dikte Zand van Knokke (A1011)

Bijlage G2.10.1.2 A1012 Zandige afzettingen van Loksbergen en Dormaal

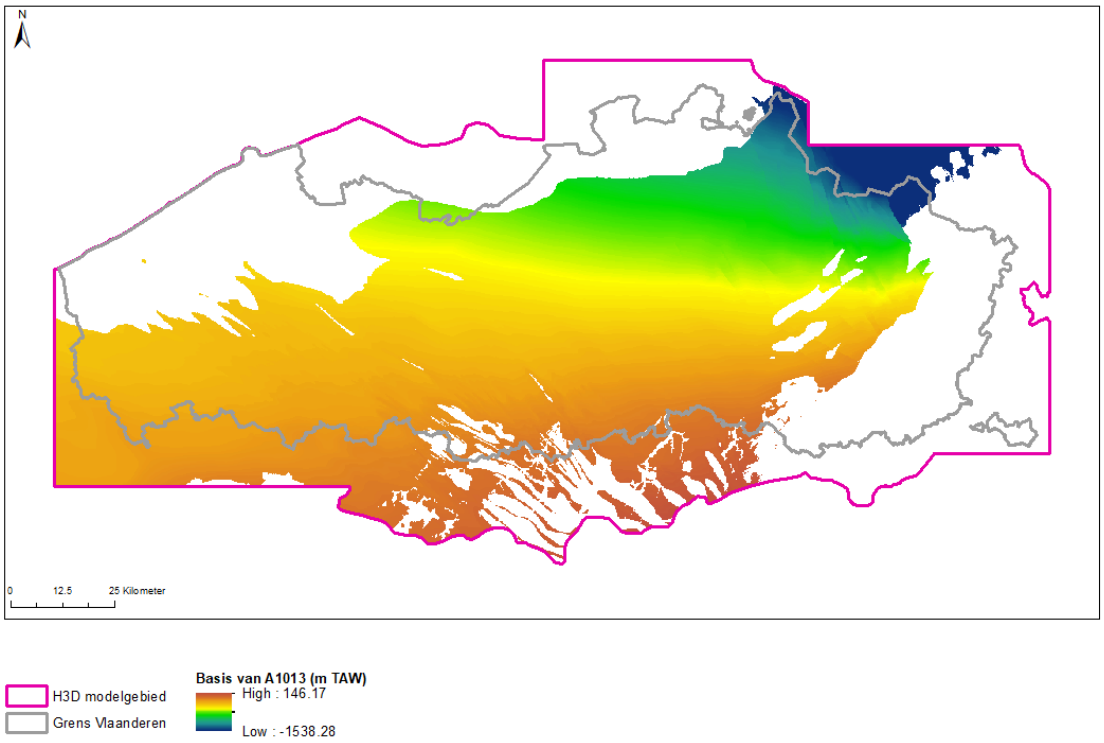


Basis Zandige afzettingen van Loksbergen en Dormaal (A1012)

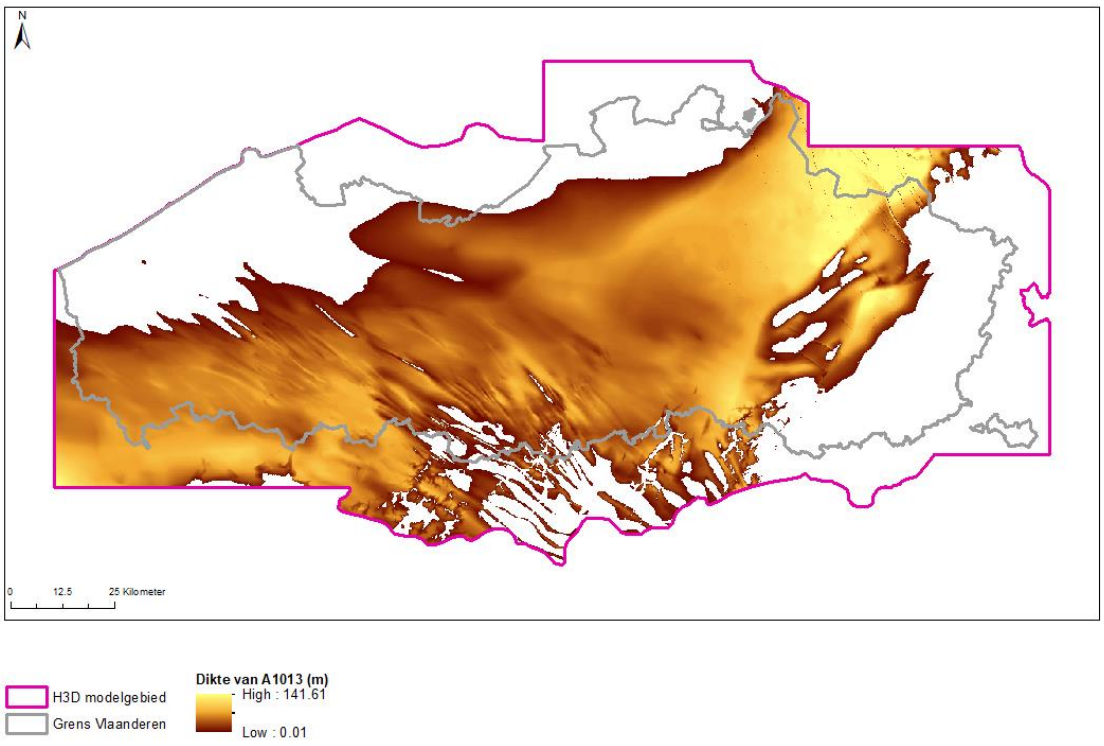


Dikte Zandige afzettingen van Loksbergen en Dormaal (A1012)

Bijlage G2.10.1.3 A1013 Zand van Grandglise

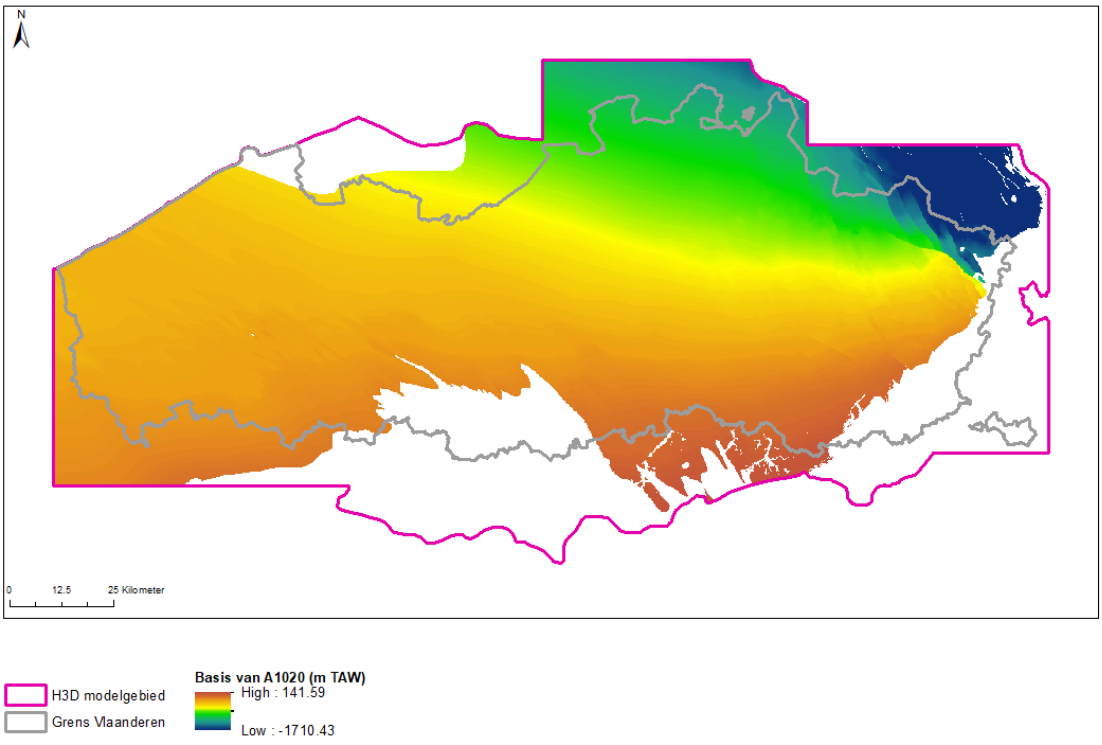


Basis Zand van Grandglise (A1013)

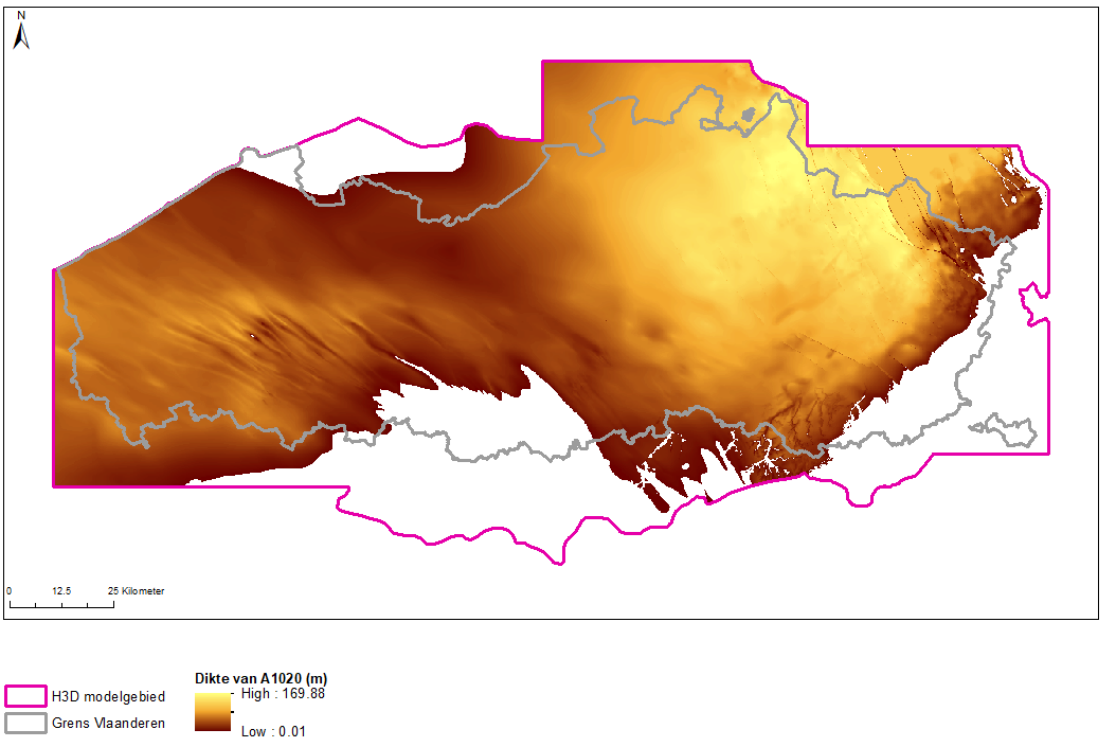


Dikte Zand van Grandglise (A1013)

Bijlage G2.10.2 A1020 Landeniaan en Heersiaan Aquitard

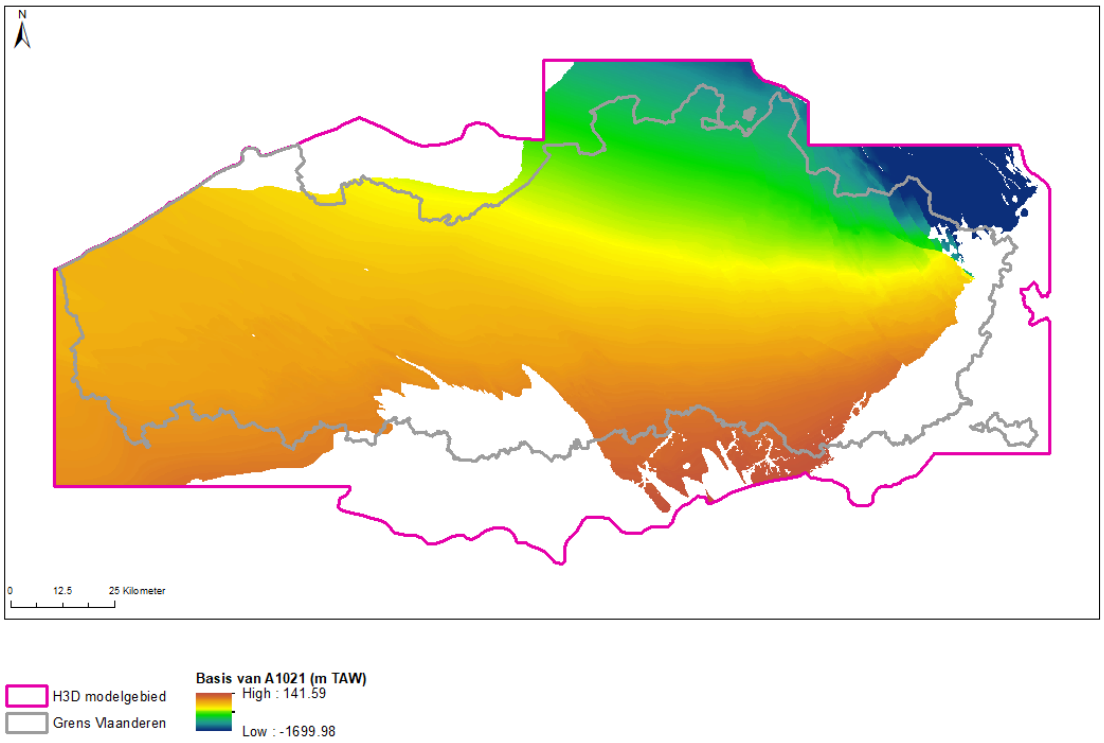


Basis Landeniaan en Heersiaan Aquitard (A1020)

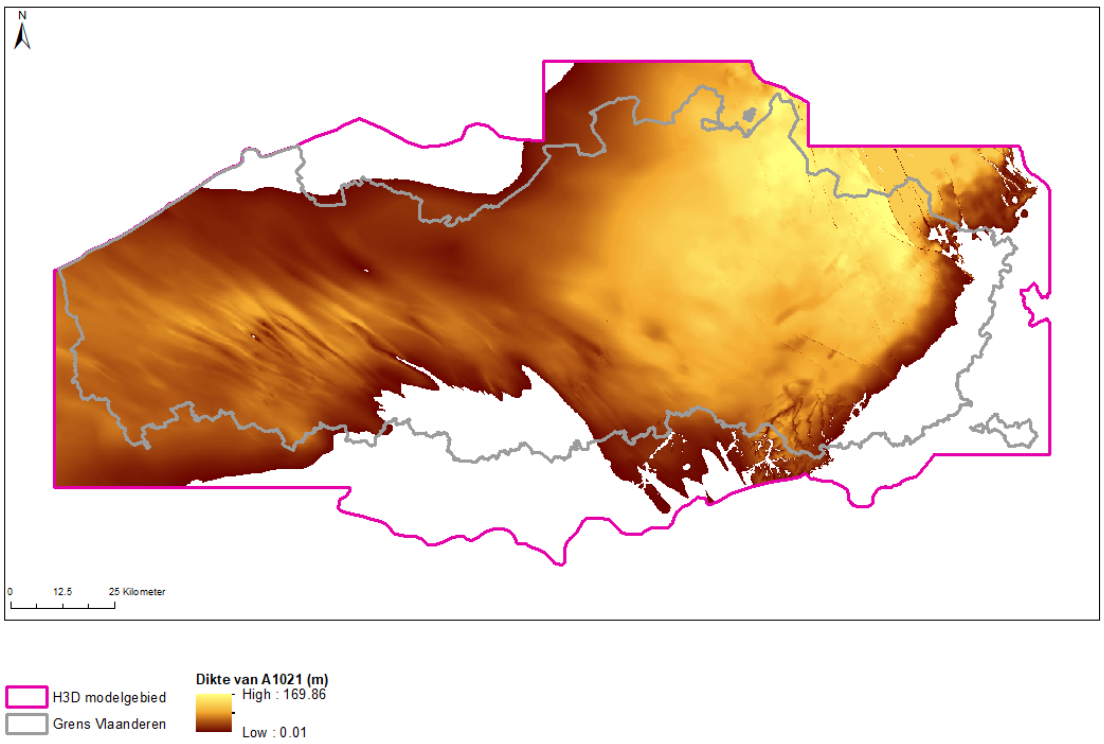


Dikte Landeniaan en Heersiaan Aquitard (A1020)

Bijlage G2.10.2.1 A1021 Siltige afzettingen van Halen en Tufsteen van Lincent

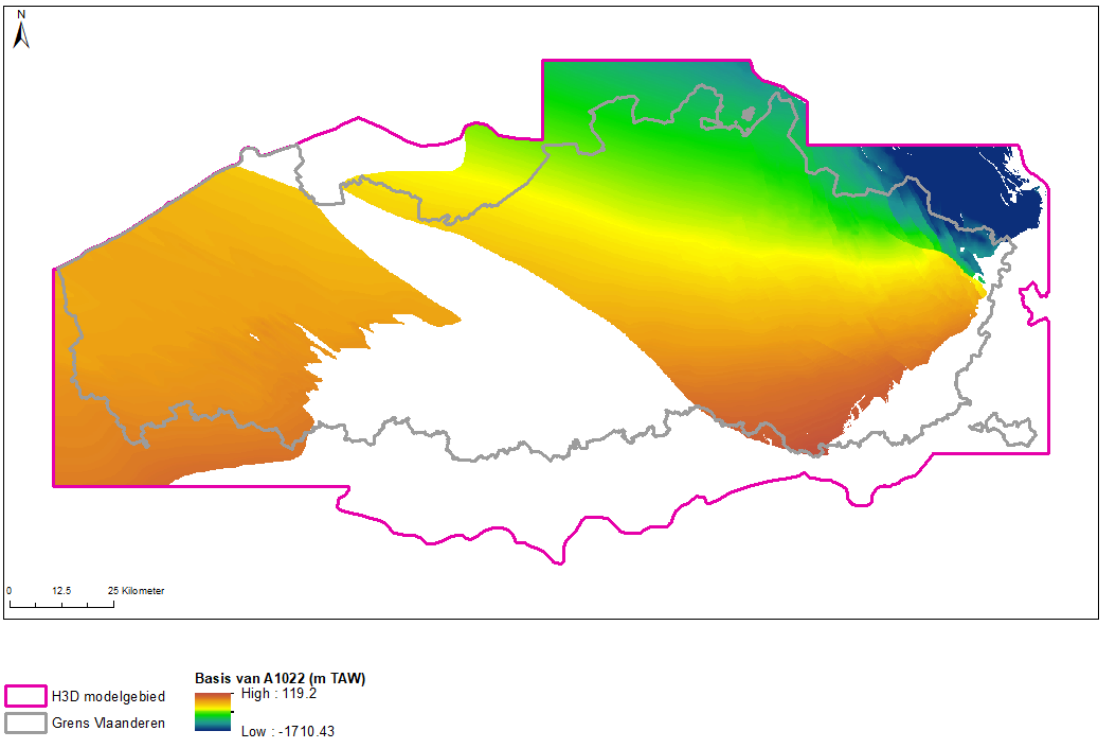


Basis Siltige afzettingen van Halen en Tufsteen van Lincent (A1021)

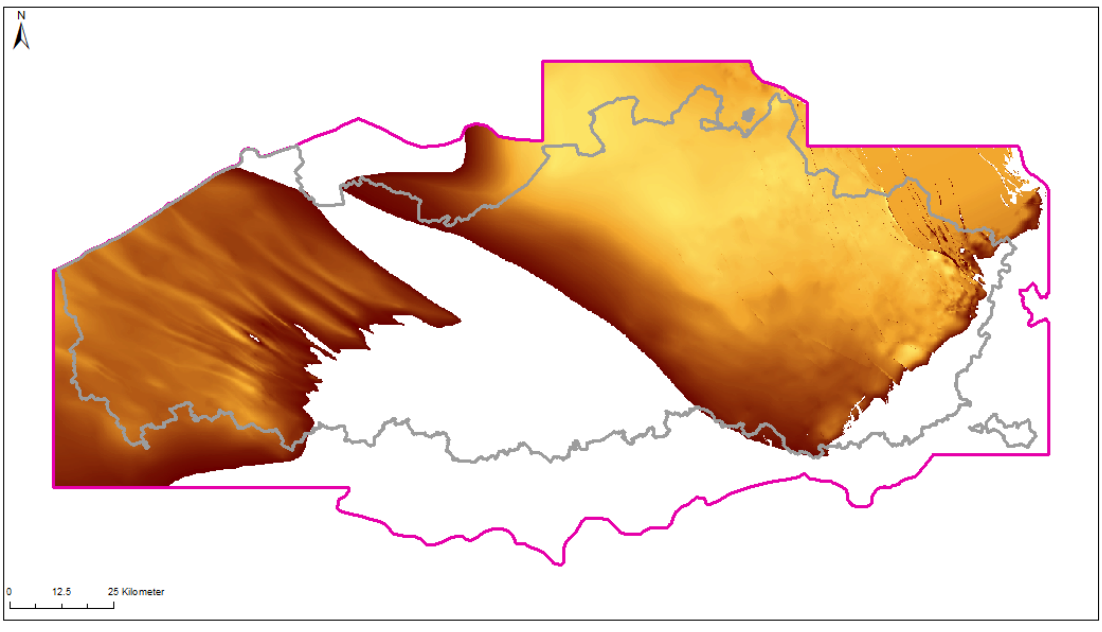


Dikte Siltige afzettingen van Halen en Tufsteen van Lincent (A1021)

Bijlage G2.10.2.2 A1022 Kleien van Waterschei en Beselare

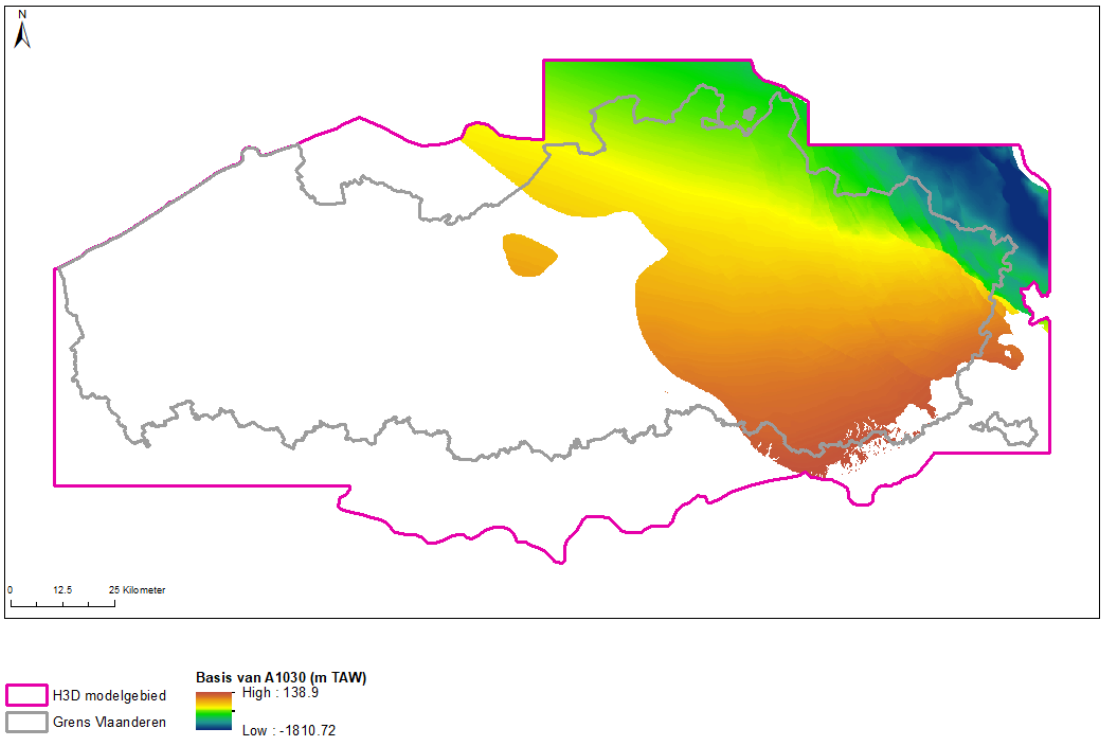


Basis Kleien van Waterschei en Beselare (A1022)

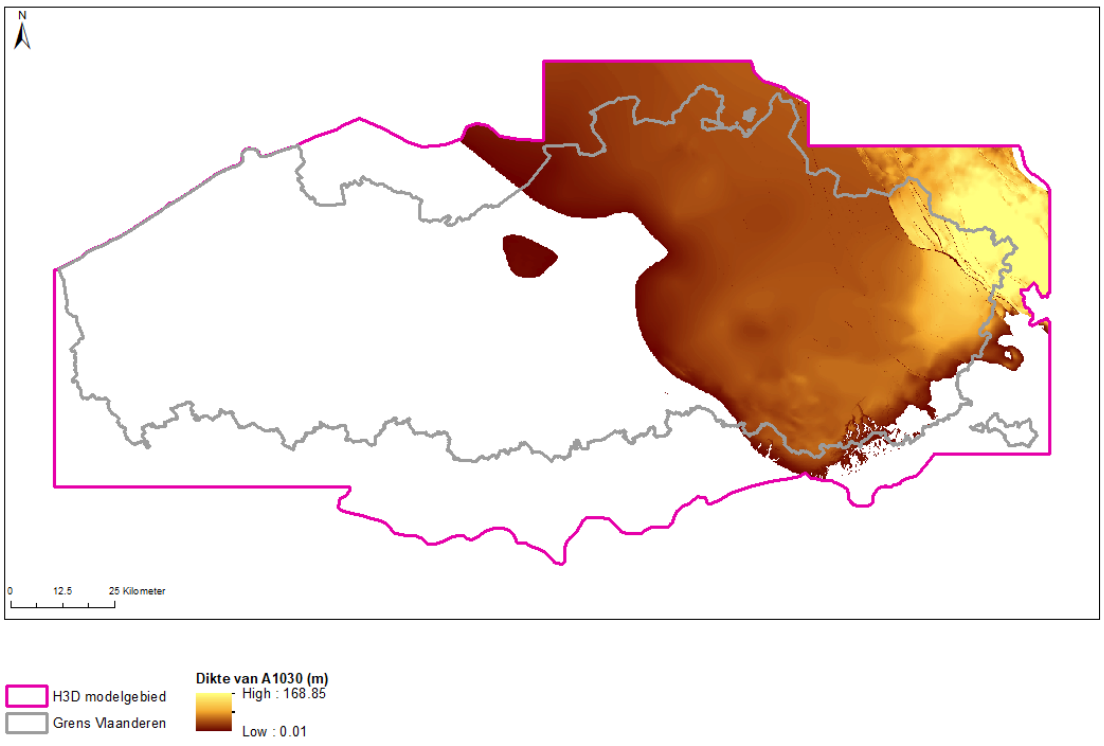


Dikte Kleien van Waterschei en Beselare (A1022)

Bijlage G2.10.3 A1030 Heersiaan en Opglabbeek Aquifersysteem

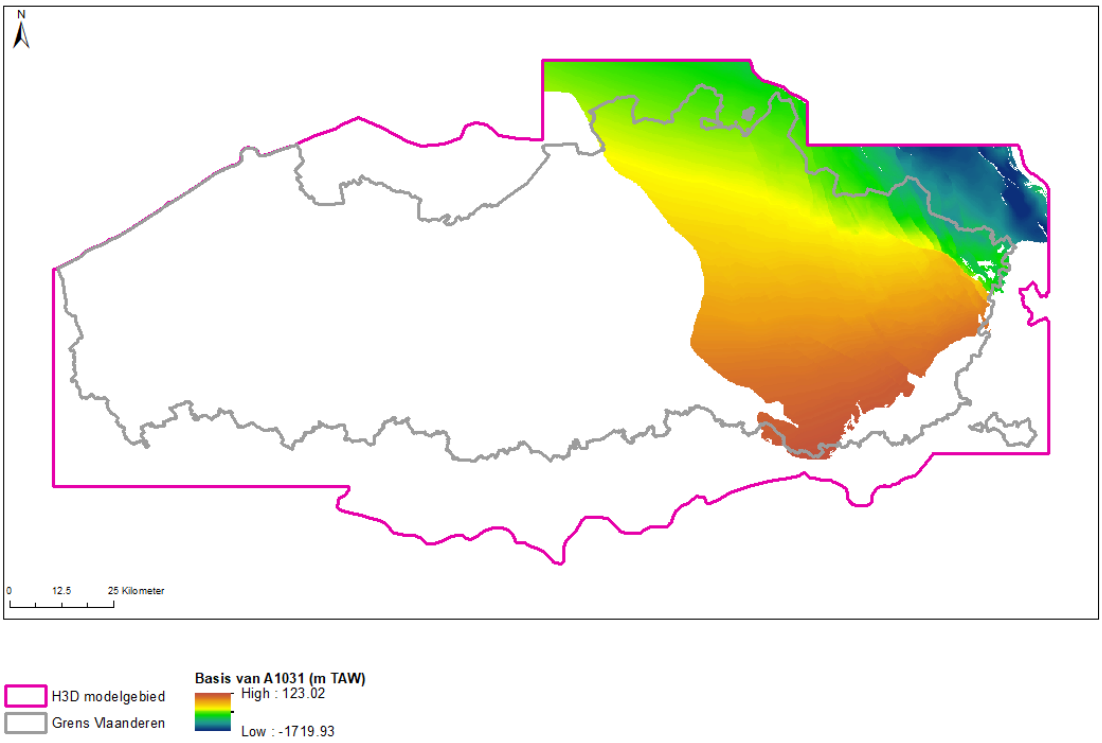


Basis Heersiaan en Opglabbeek Aquifersysteem (A1030)

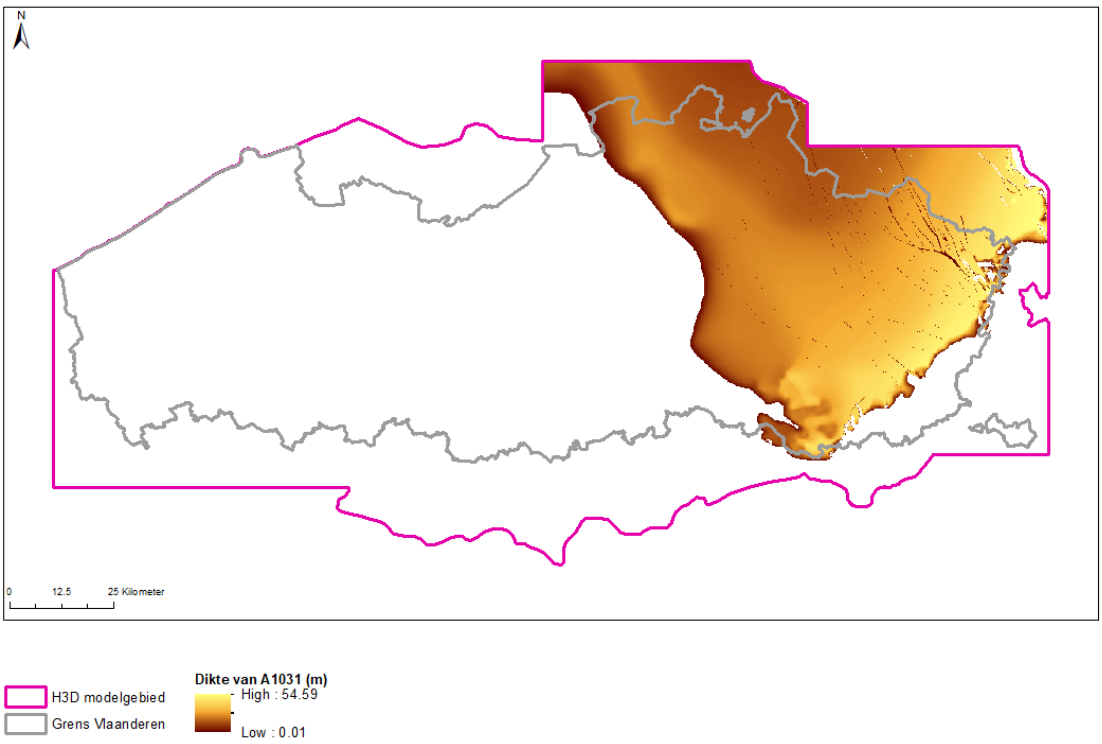


Dikte Heersiaan en Opglabbeek Aquifersysteem (A1030)

Bijlage G2.10.3.1 A1031 Kleiige mergels van Maaseik

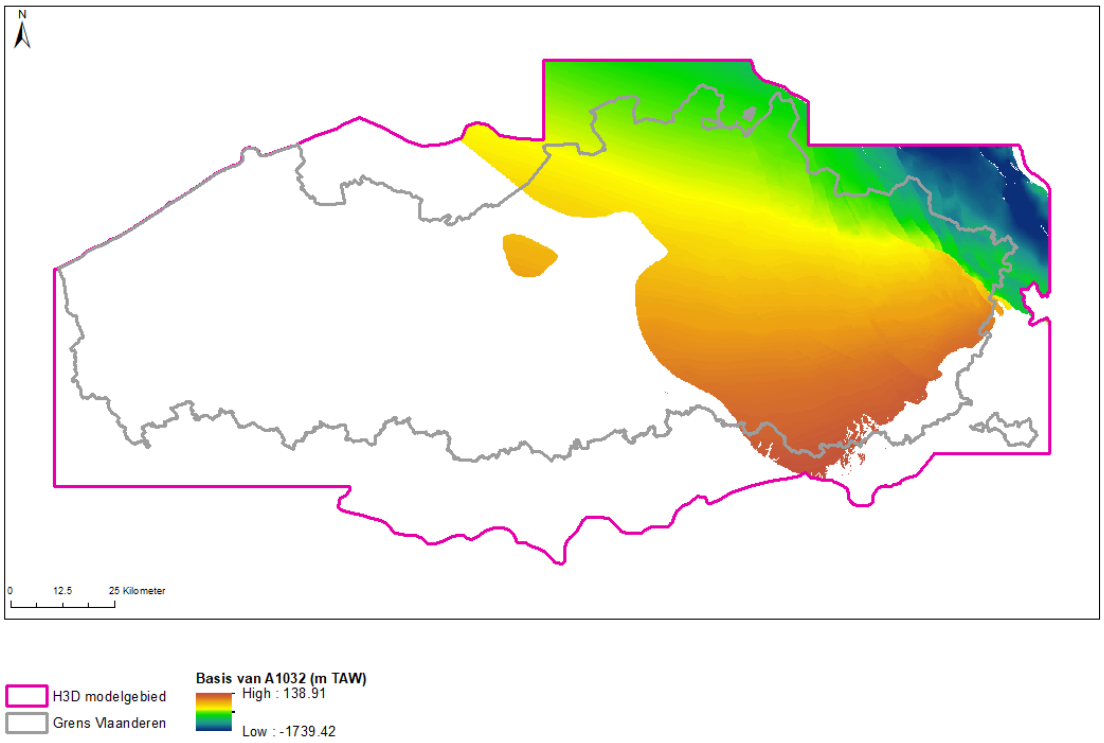


Basis Kleiige mergels van Maaseik (A1031)

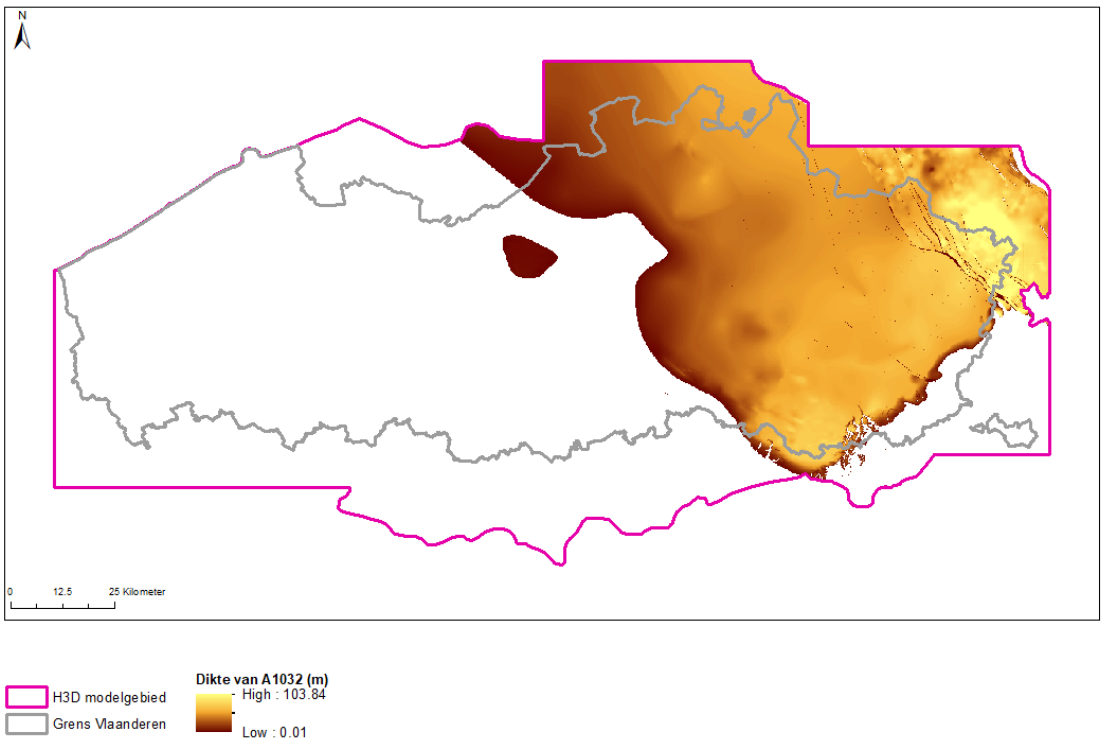


Dikte Kleiige mergels van Maaseik (A1031)

Bijlage G2.10.3.2 A1032 Mergels van Gelinden

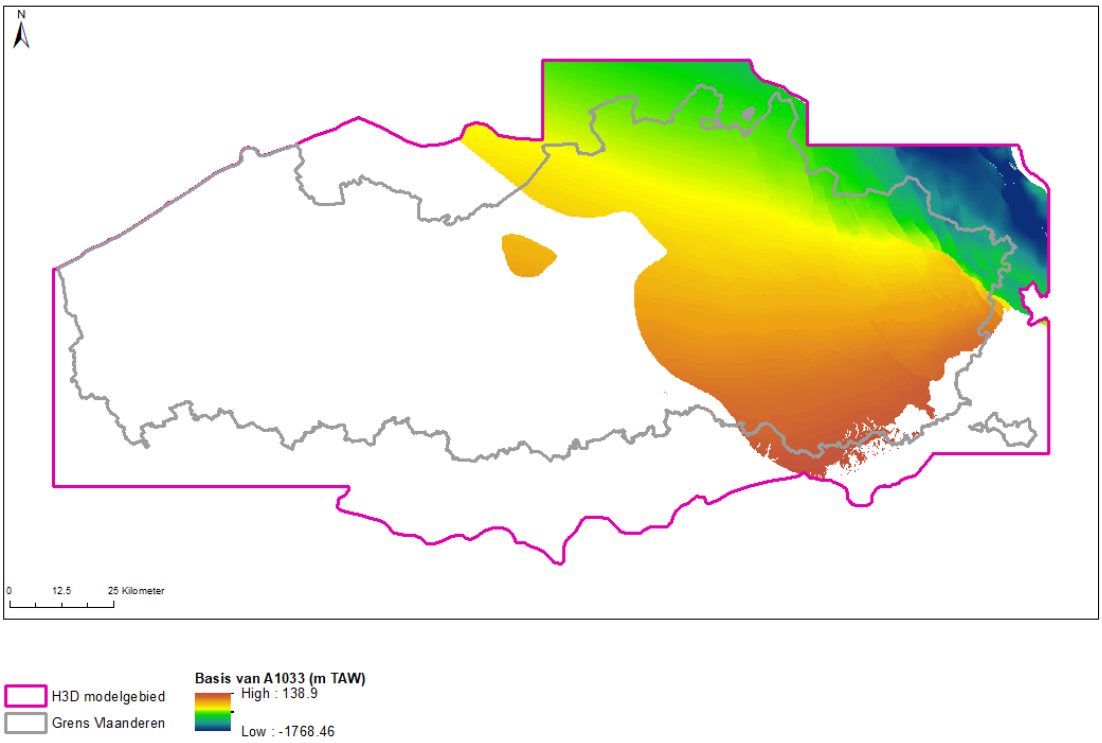


Basis Mergels van Gelinden (A1032)

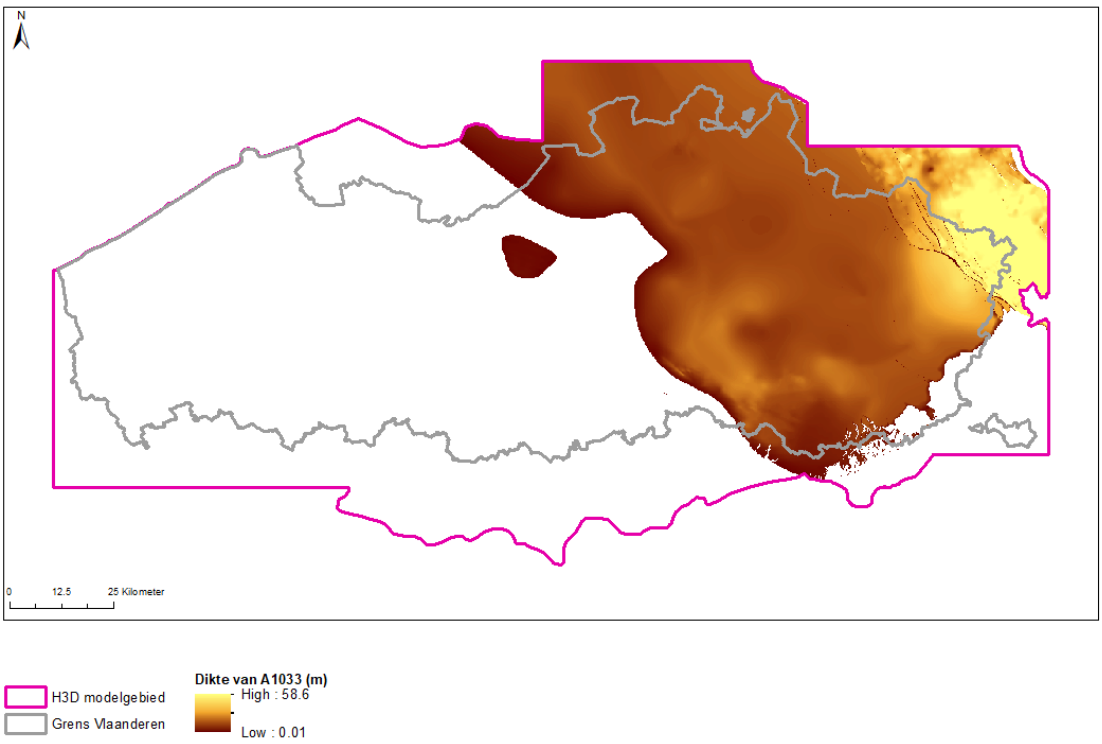


Dikte Mergels van Gelinden (A1032)

Bijlage G2.10.3.3 A1033 Zand van Orp

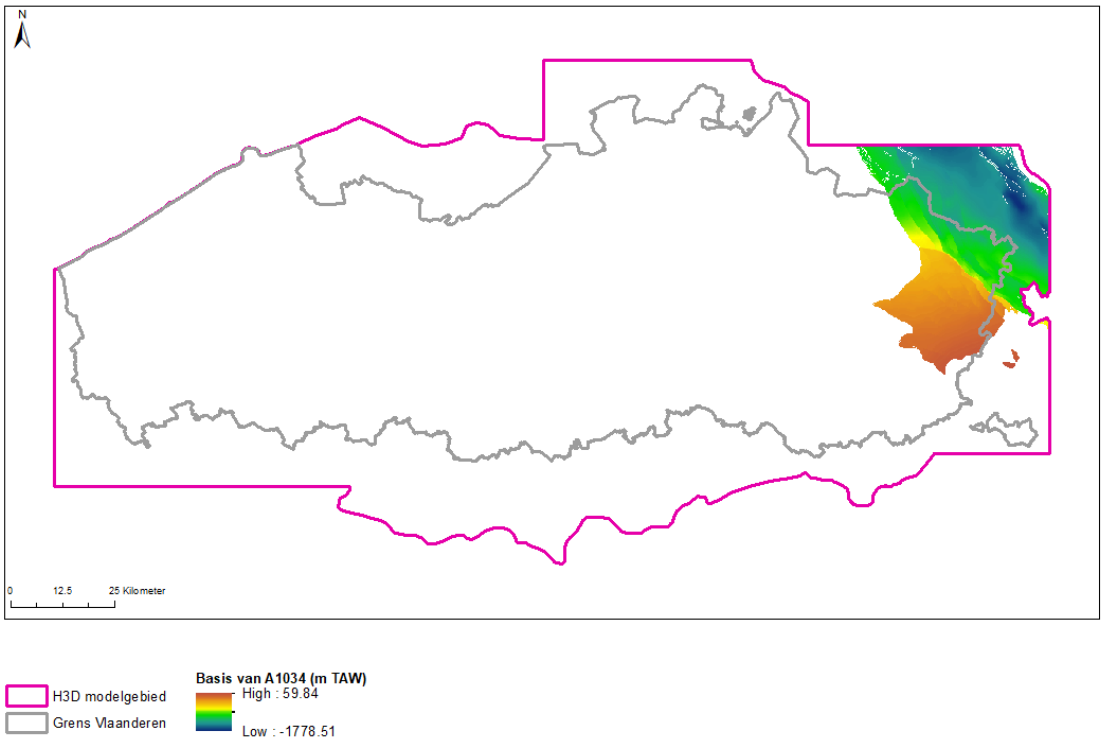


Basis Zand van Orp (A1033)

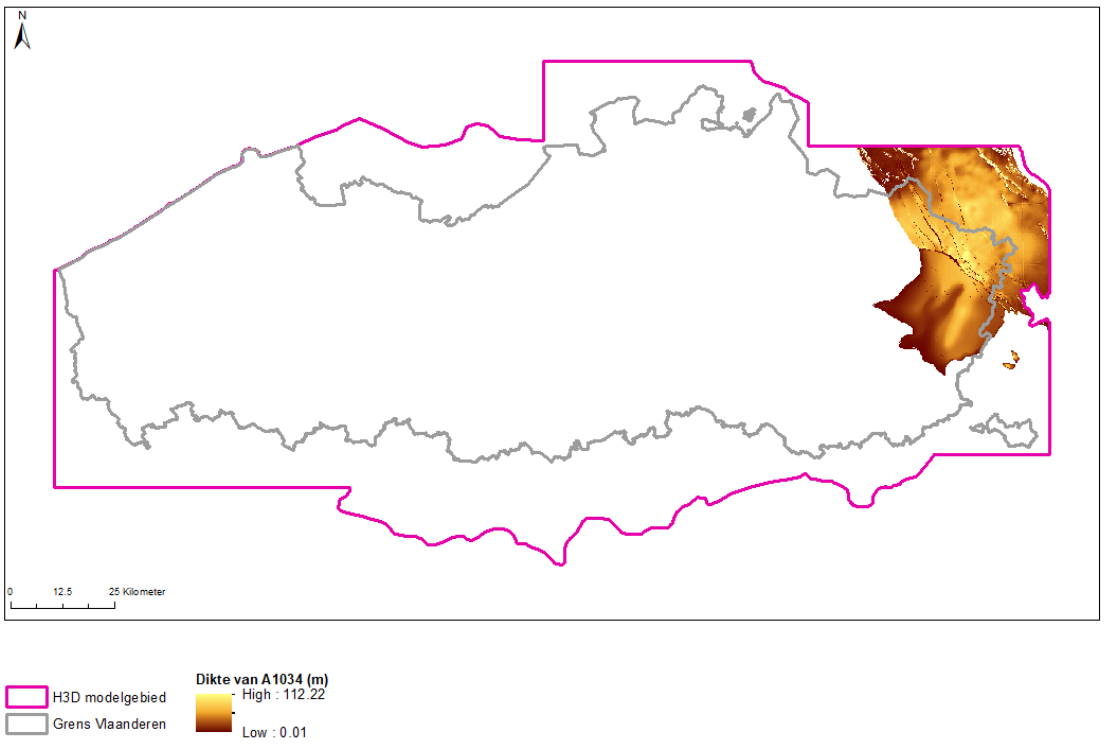


Dikte Zand van Orp (A1033)

Bijlage G2.10.3.4 A1034 Zand van Eisden

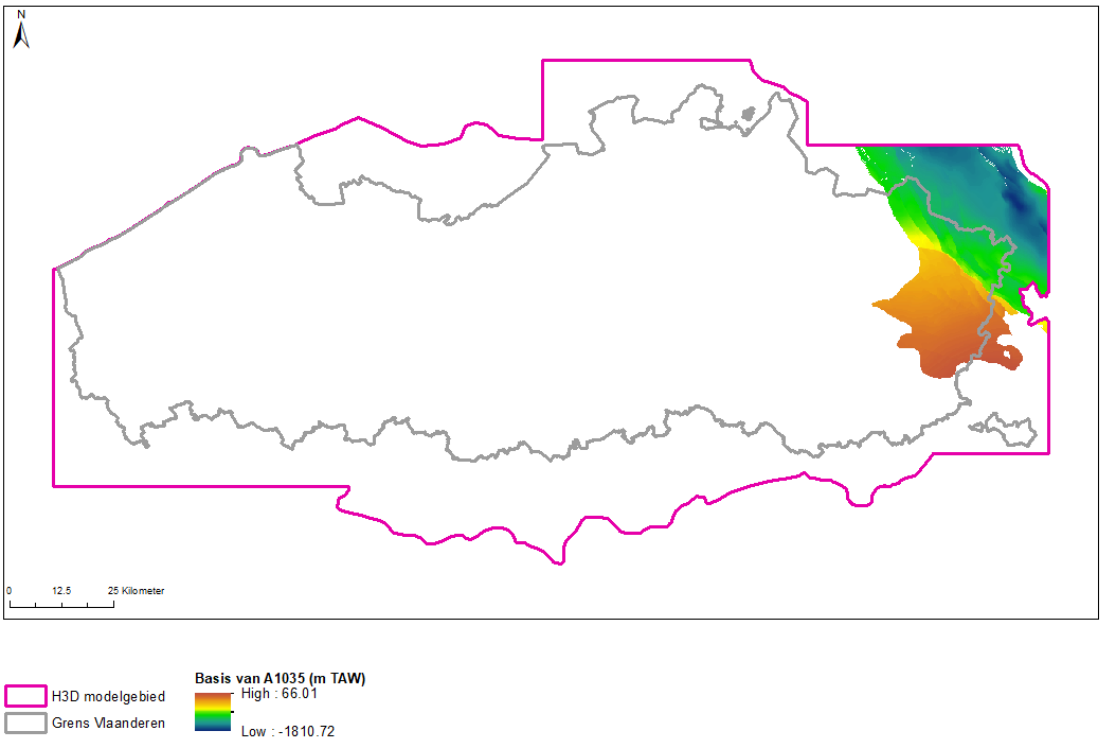


Basis Zand van Eisden (A1034)

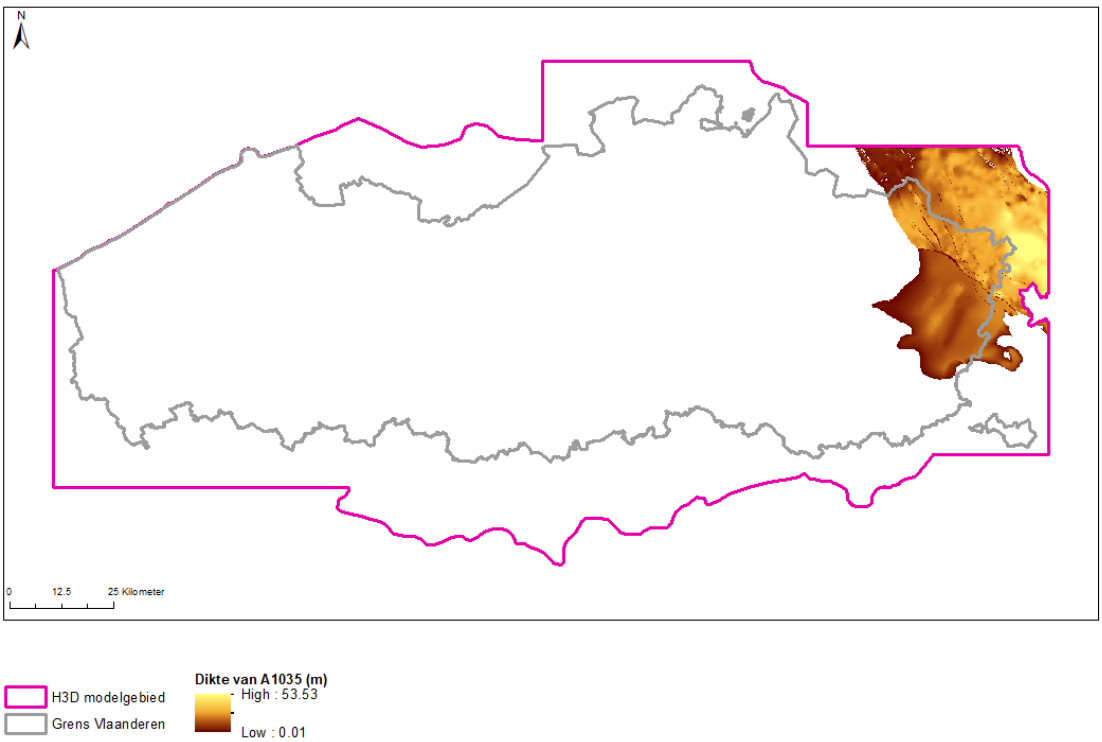


Dikte Zand van Eisden (A1034)

Bijlage G2.10.3.5 A1035 Klei van Opoeteren

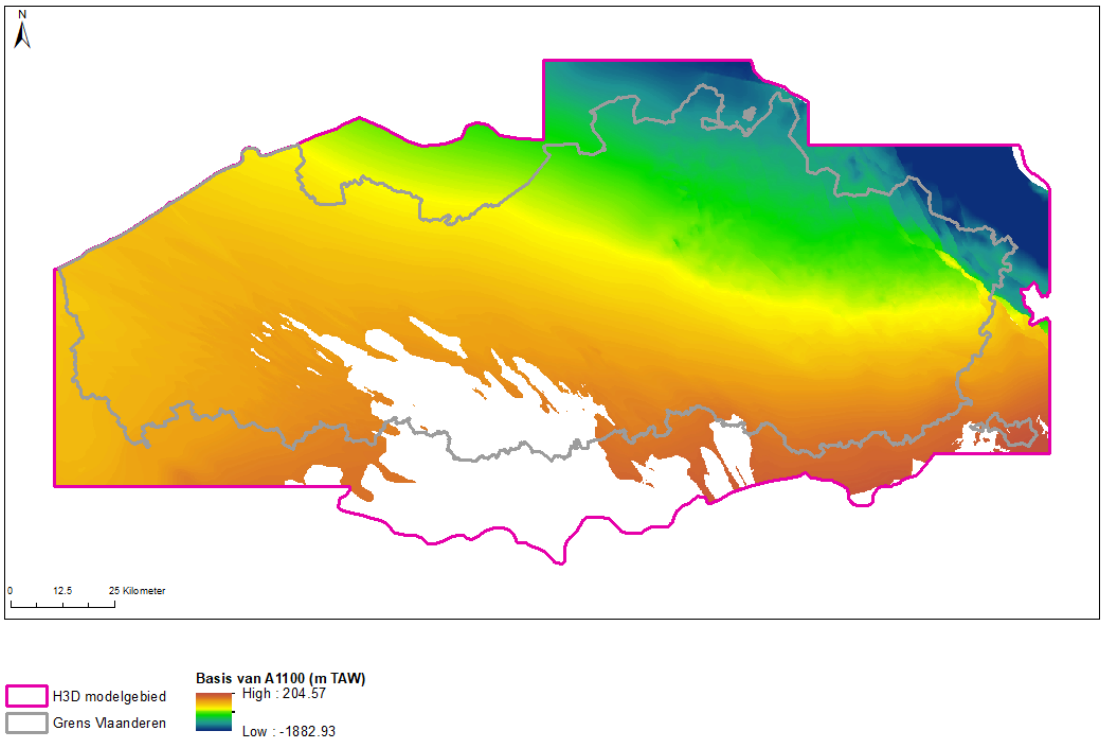


Basis Klei van Opoeteren (A1035)

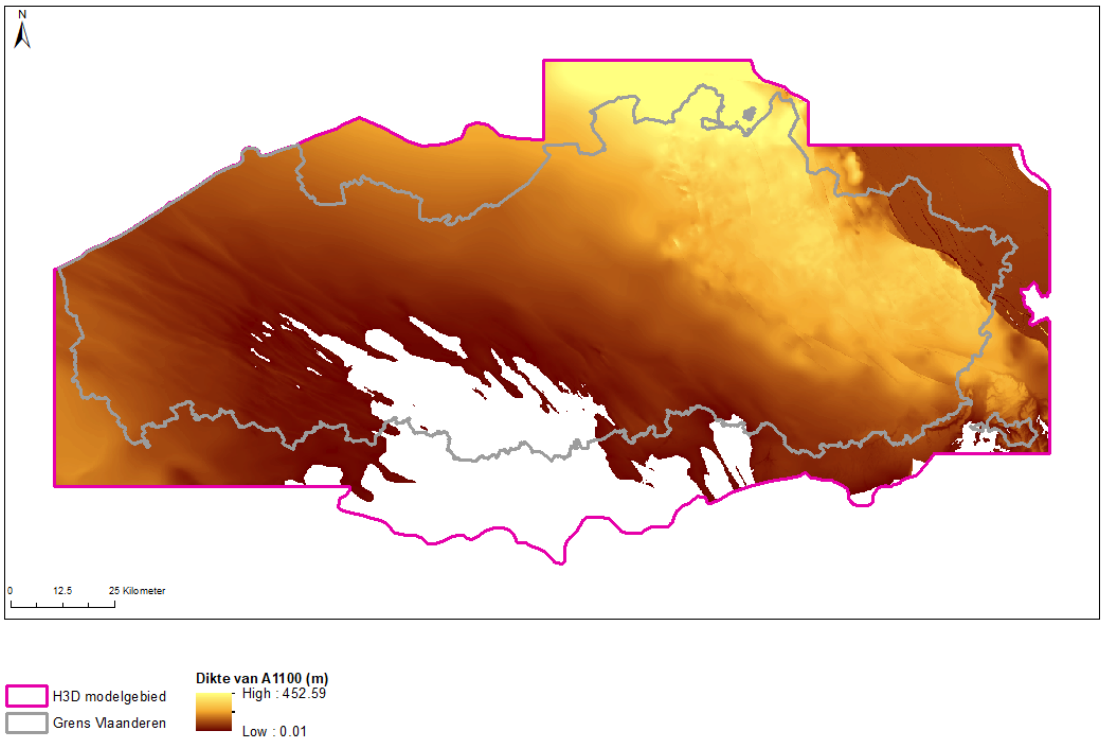


Dikte Klei van Opoeteren (A1035)

Bijlage G2.11 A1100 Krijt Aquifersysteem

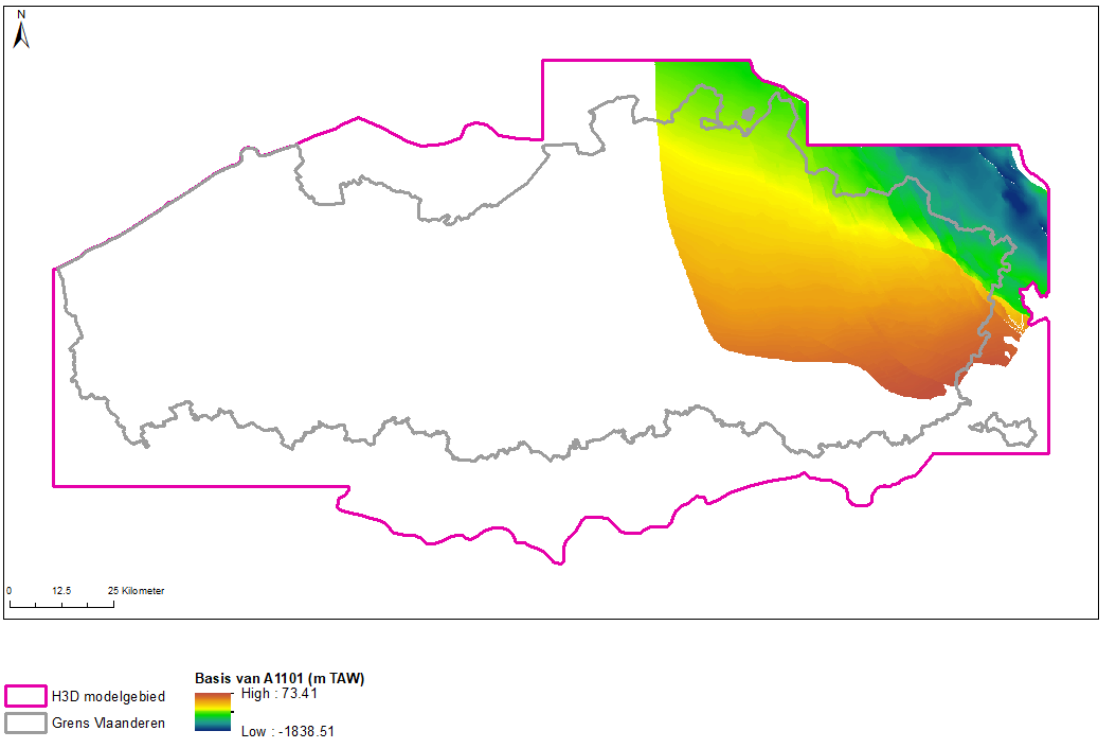


Basis Krijt Aquifersysteem (A1100)

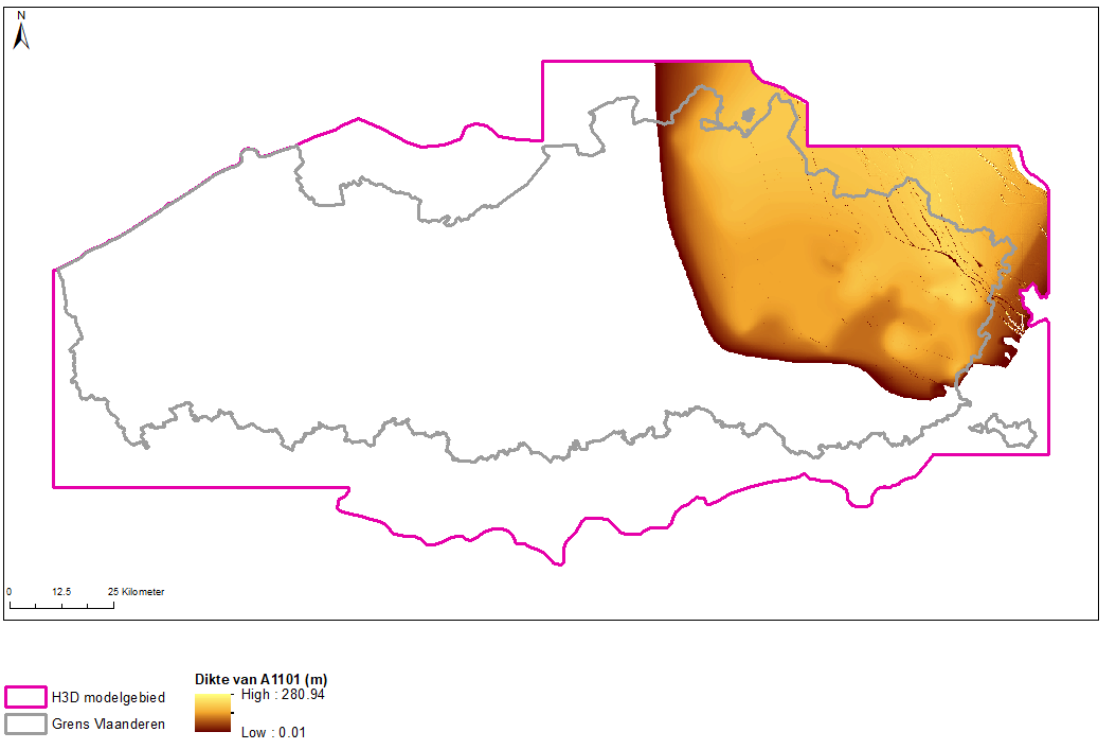


Dikte Krijt Aquifersysteem (A1100)

Bijlage G2.11.1.1 A1101 Kalkareniet van Houthem

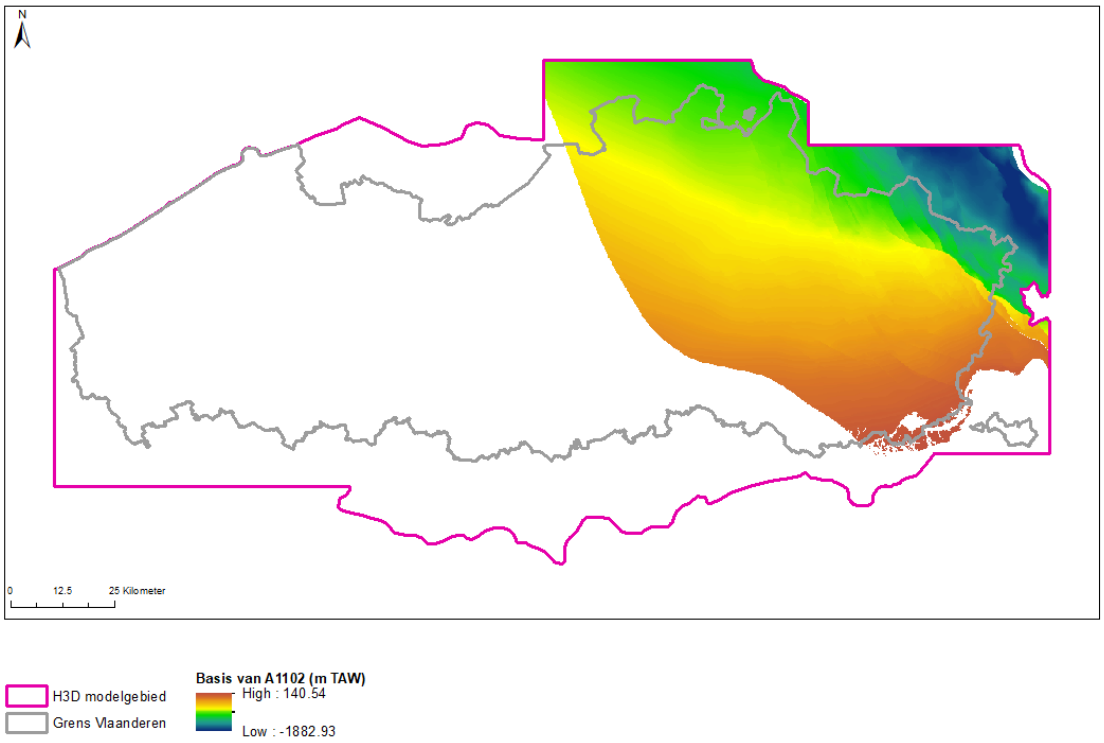


Basis Kalkareniet van Houthem (A1101)

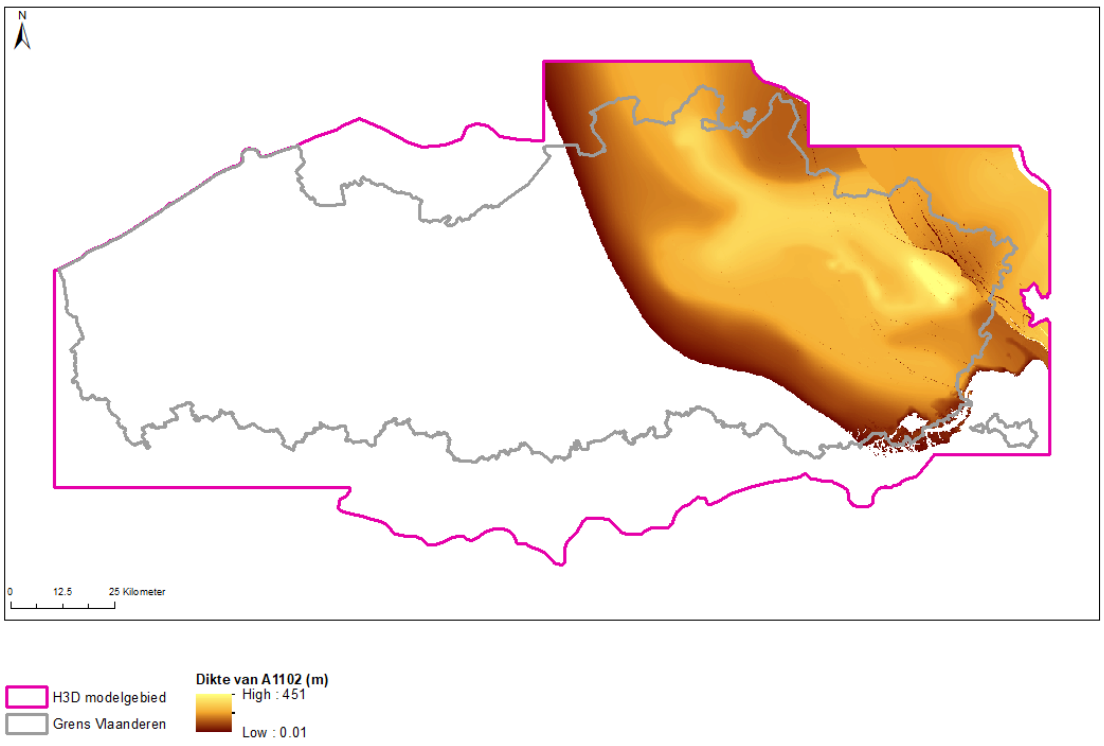


Dikte Kalkareniet van Houthem (A1101)

Bijlage G2.11.1.2 A1102 Kalkarenieten van Maastricht en Kunrade

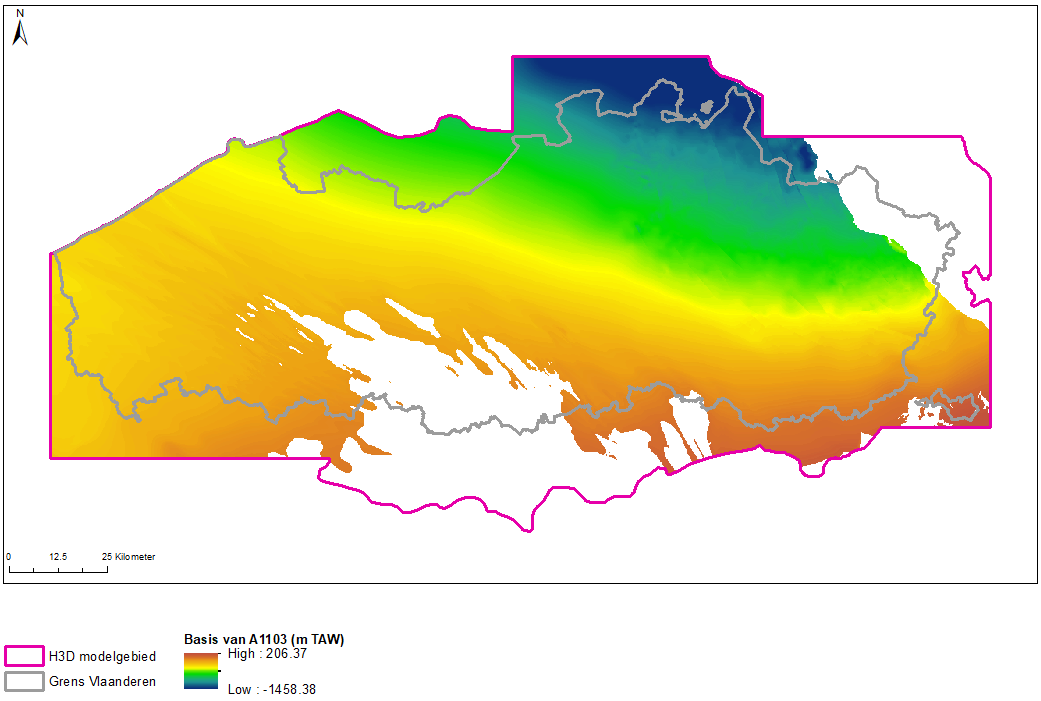


Basis Kalkarenieten van Maastricht en Kunrade (A1102)

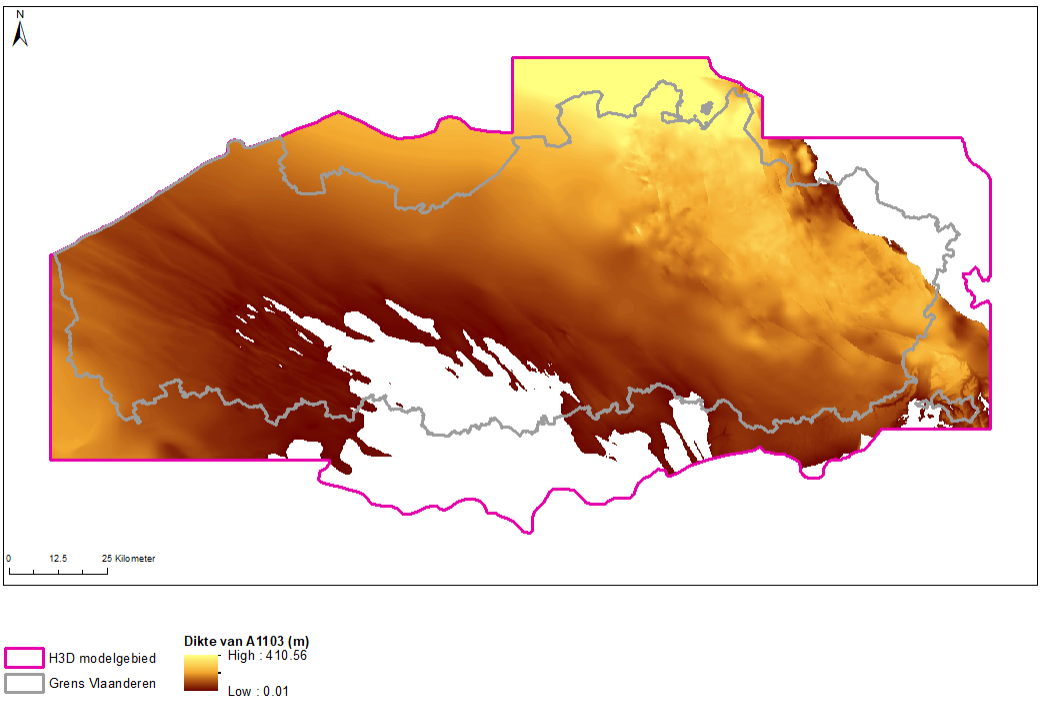


Dikte Kalkarenieten van Maastricht en Kunrade (A1102)

Bijlage G2.11.1.3 A1103 Krijtafzettingen van Gulpen en Nevele, zanden en mergels van Vaals en Dorne en de Turoonmergels

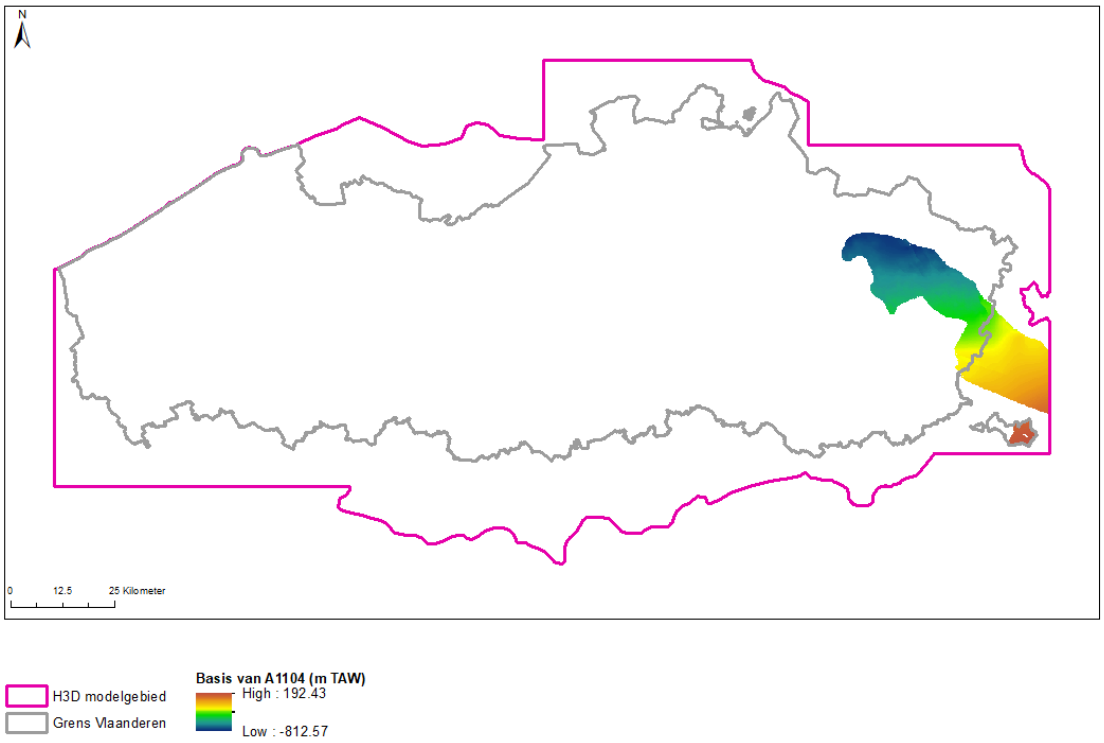


Basis Krijtafzettingen van Gulpen en Nevele, zanden en mergels van Vaals en Dorne en de Turoonmergels (A1103)

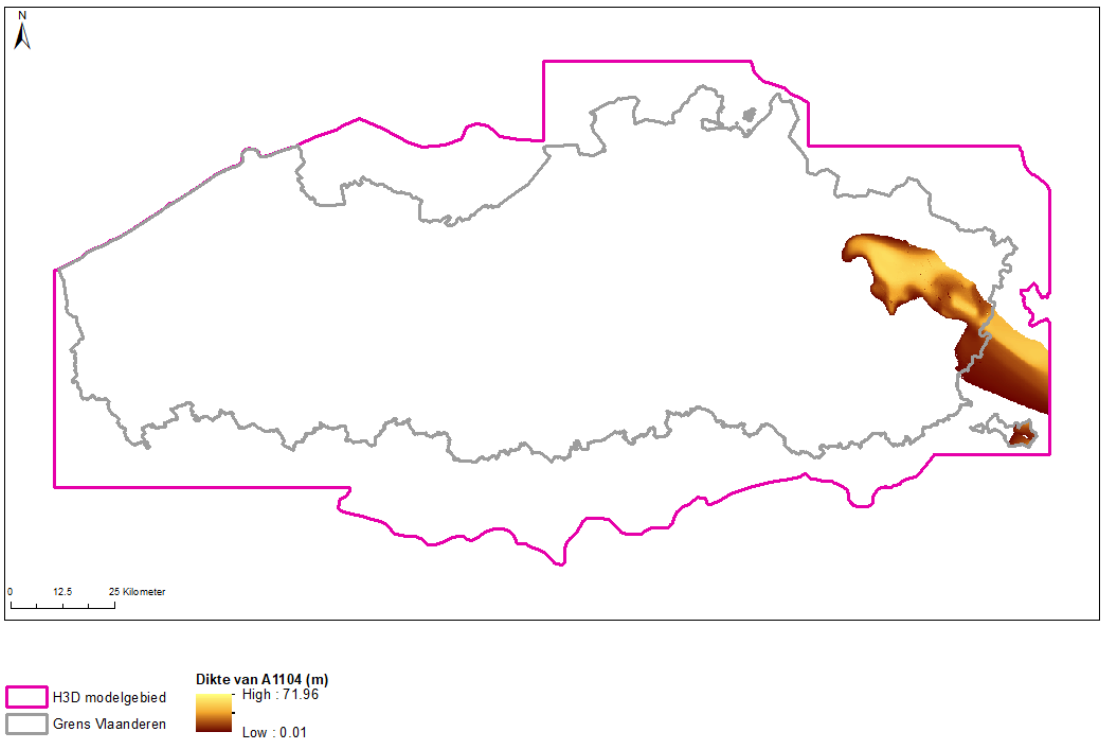


Dikte Krijtafzettingen van Gulpen en Nevele, zanden en mergels van Vaals en Dorne en de Turoonmergels (A1103)

Bijlage G2.11.1.4 A1104 Zand van Aken

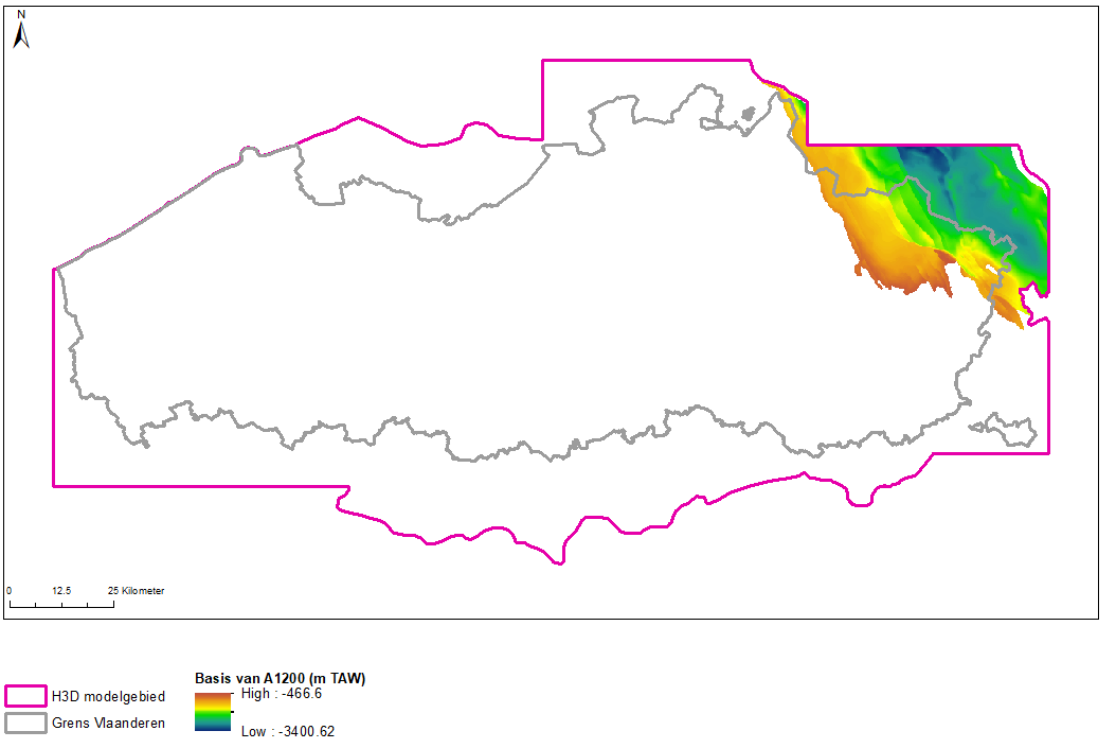


Basis Zand van Aken (A1104)

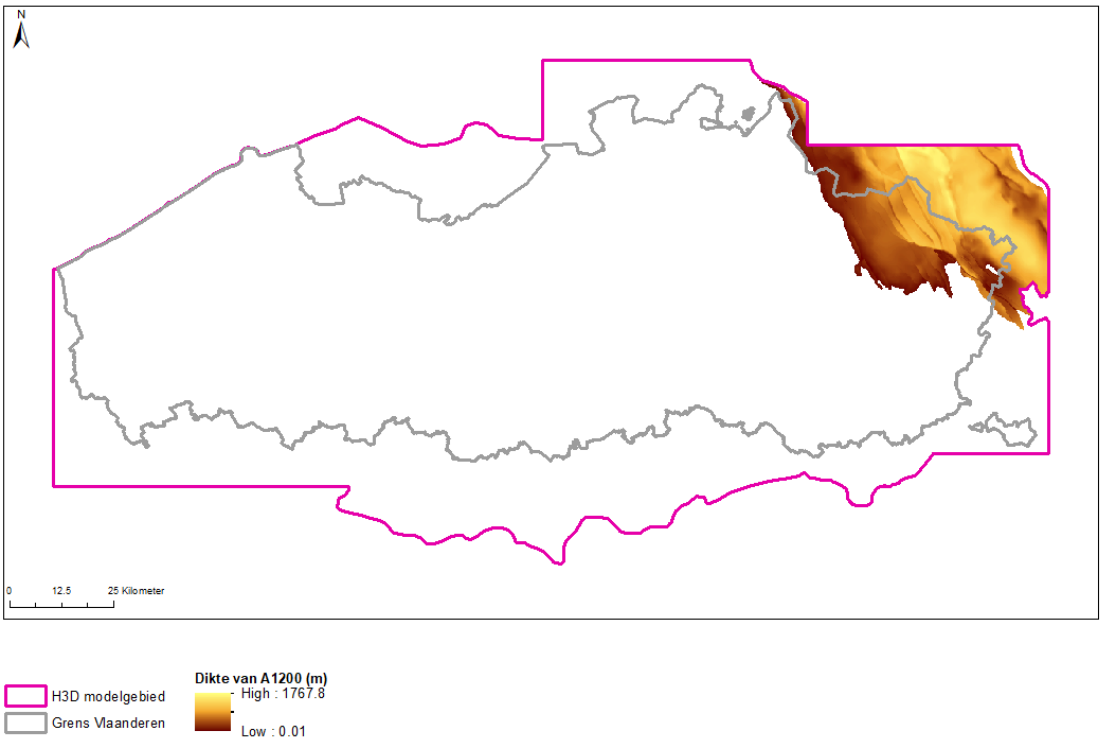


Dikte Zand van Aken (A1104)

Bijlage G2.12 A1200 Jura - Trias - Perm

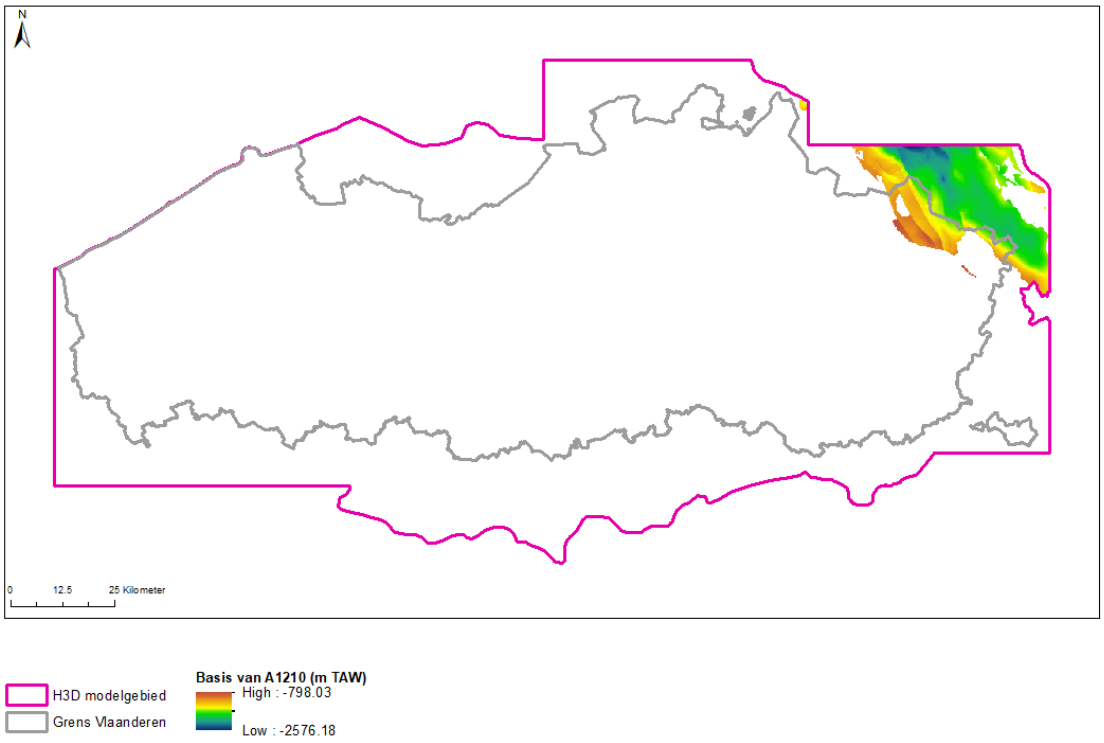


Basis Jura - Trias - Perm (A1200)

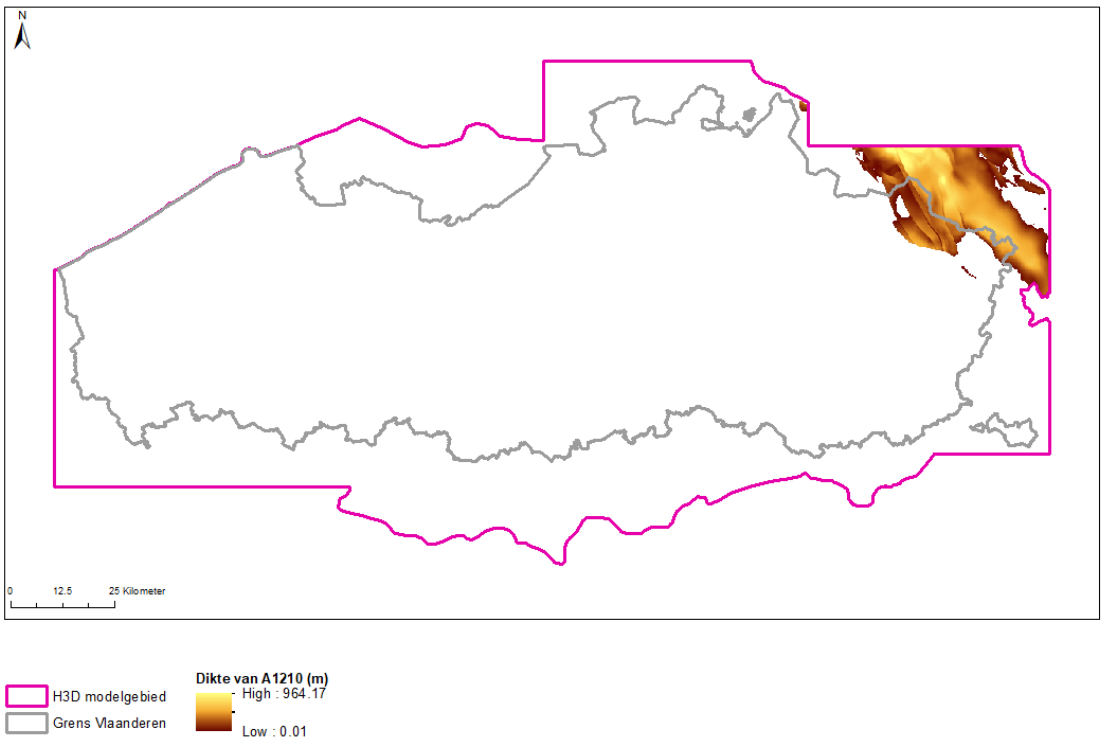


Dikte Jura - Trias - Perm (A1200)

Bijlage G2.12.1 A1210 Jura (incl. Sleen)

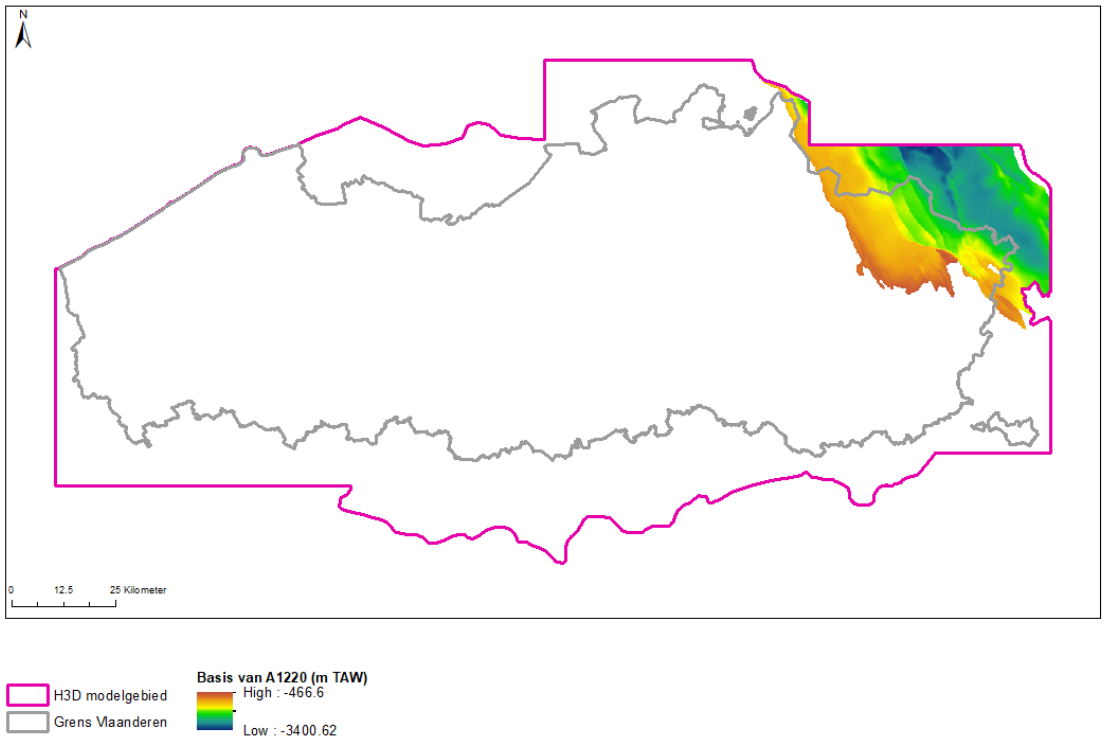


Basis Jura (incl. Sleen) (A1210)

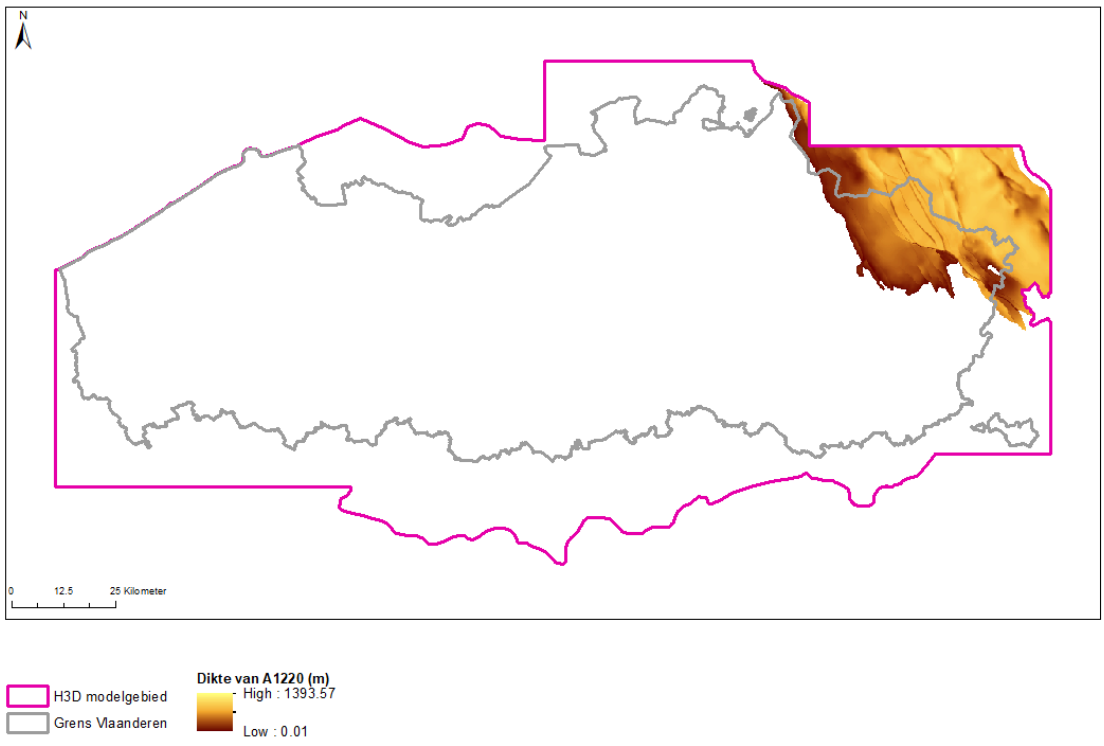


Dikte Jura (incl. Sleen) (A1210)

Bijlage G2.12.2 A1220 Trias (excl. Sleen) en Perm

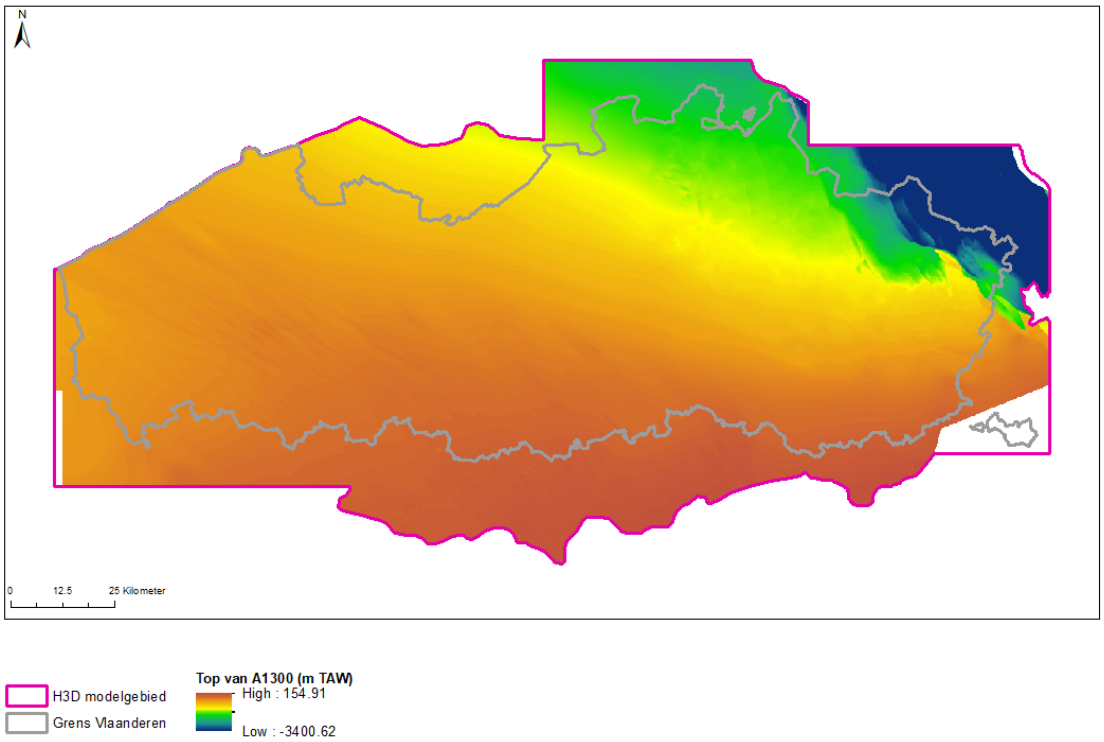


Basis Trias (excl. Sleen) en Perm (A1220)



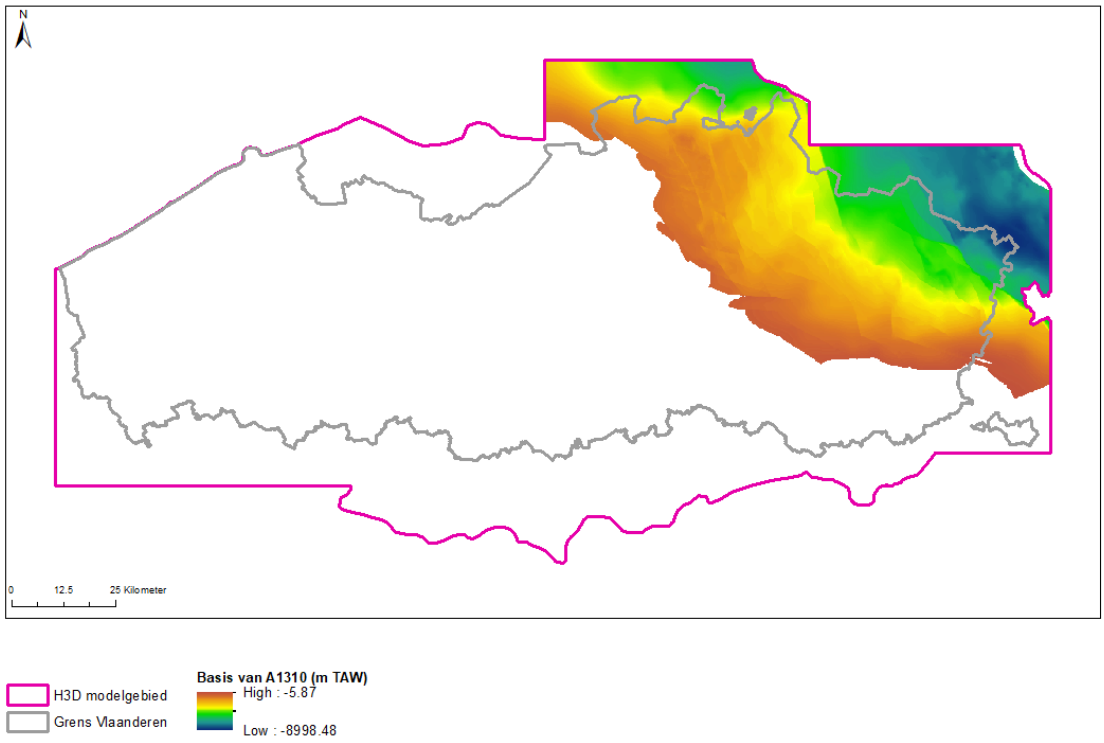
Dikte Trias (excl. Sleen) en Perm (A1220)

Bijlage G2.13 A1300 Sokkel

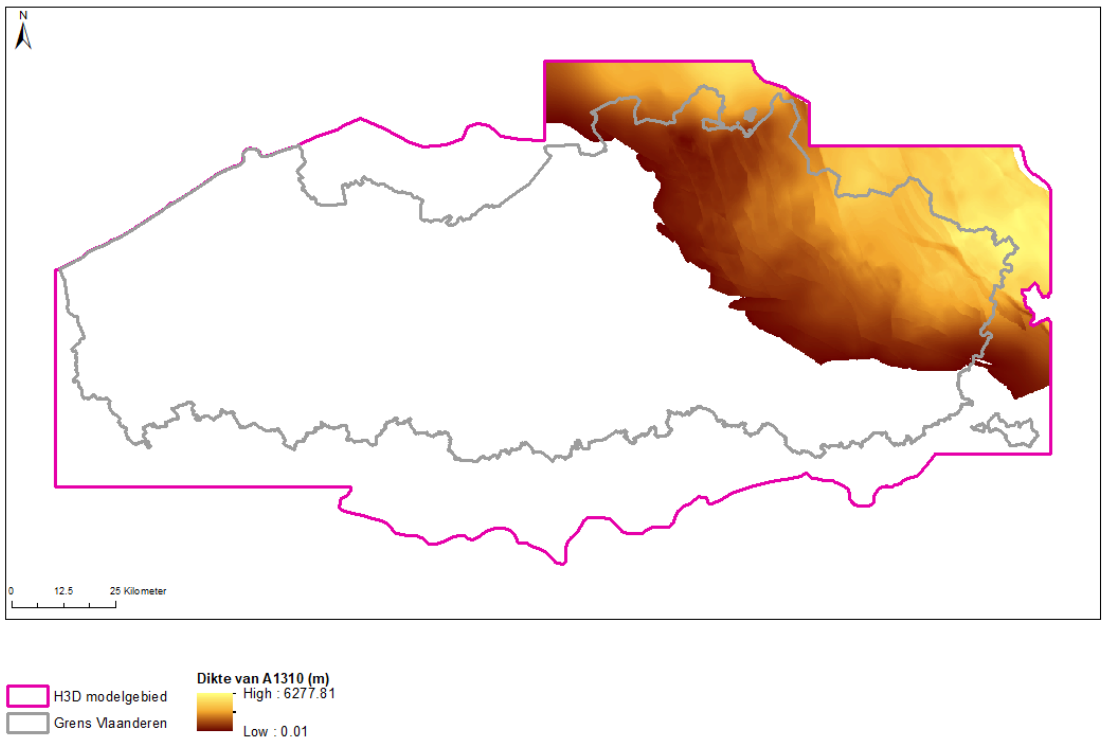


Top Sokkel (A1300)

Bijlage G2.13.1 A1310 Boven-Carboon (steenkoolterrein en -lagen)

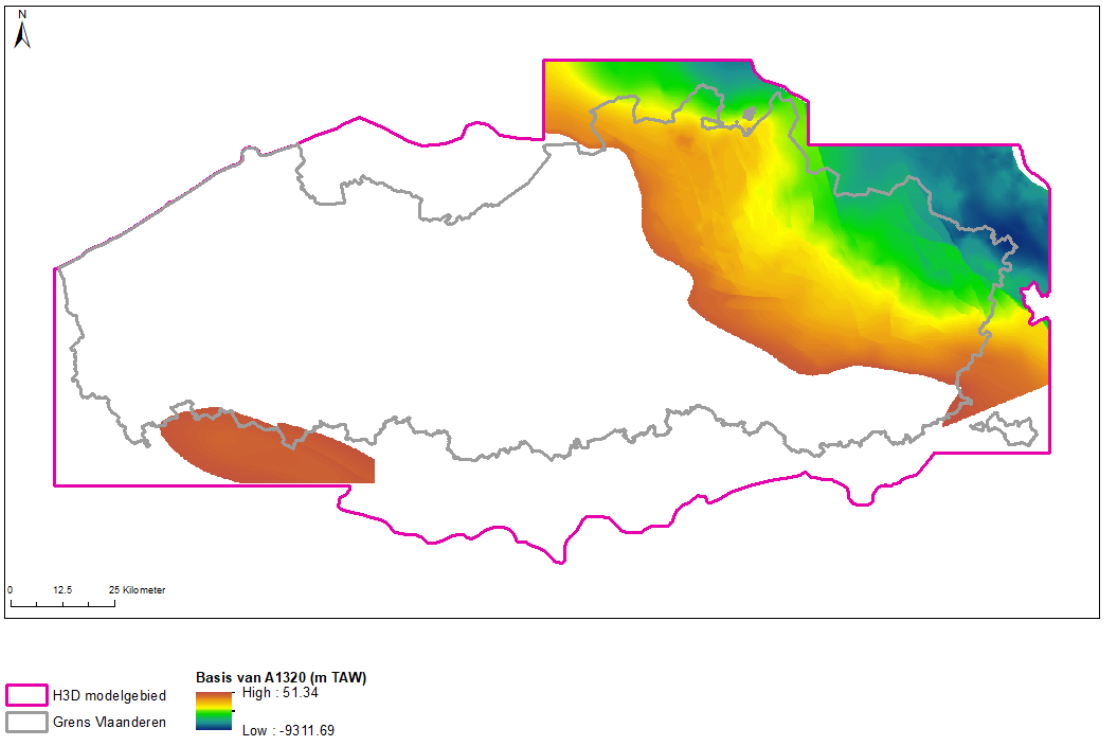


Basis Boven-Carboon (steenkoolterrein en -lagen) (A1310)

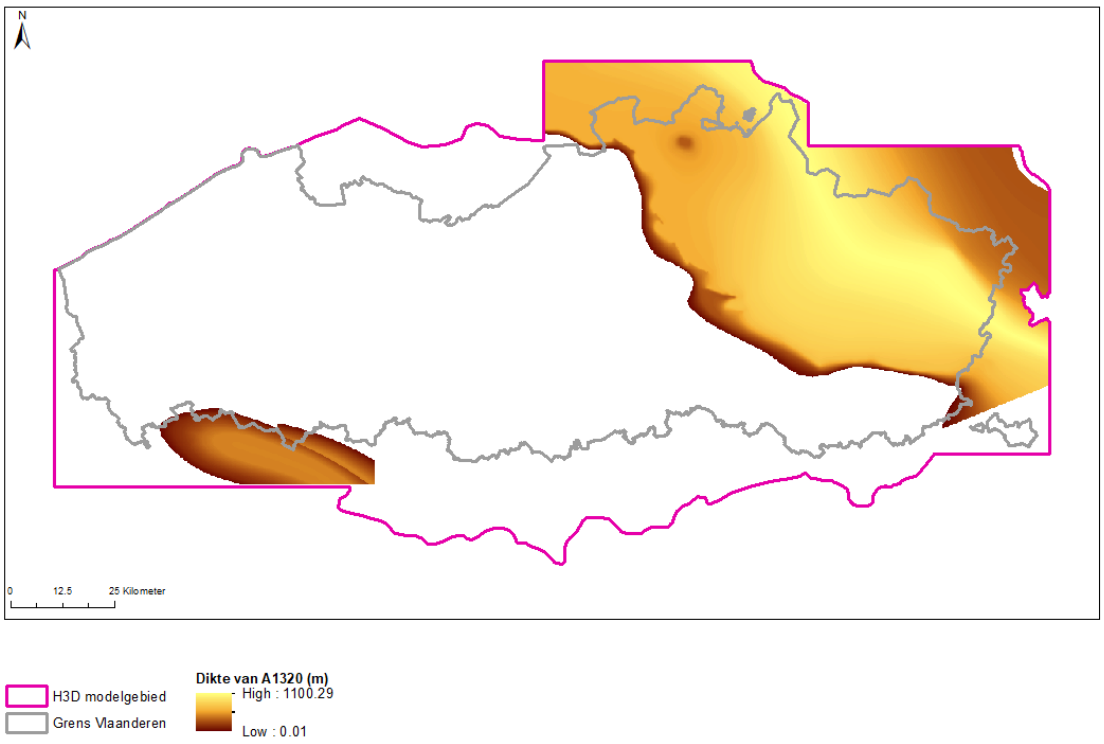


Dikte Boven-Carboon (steenkoolterrein en -lagen) (A1310)

Bijlage G2.13.2 A1320 Kolenkalk (incl. Wealdiaan)

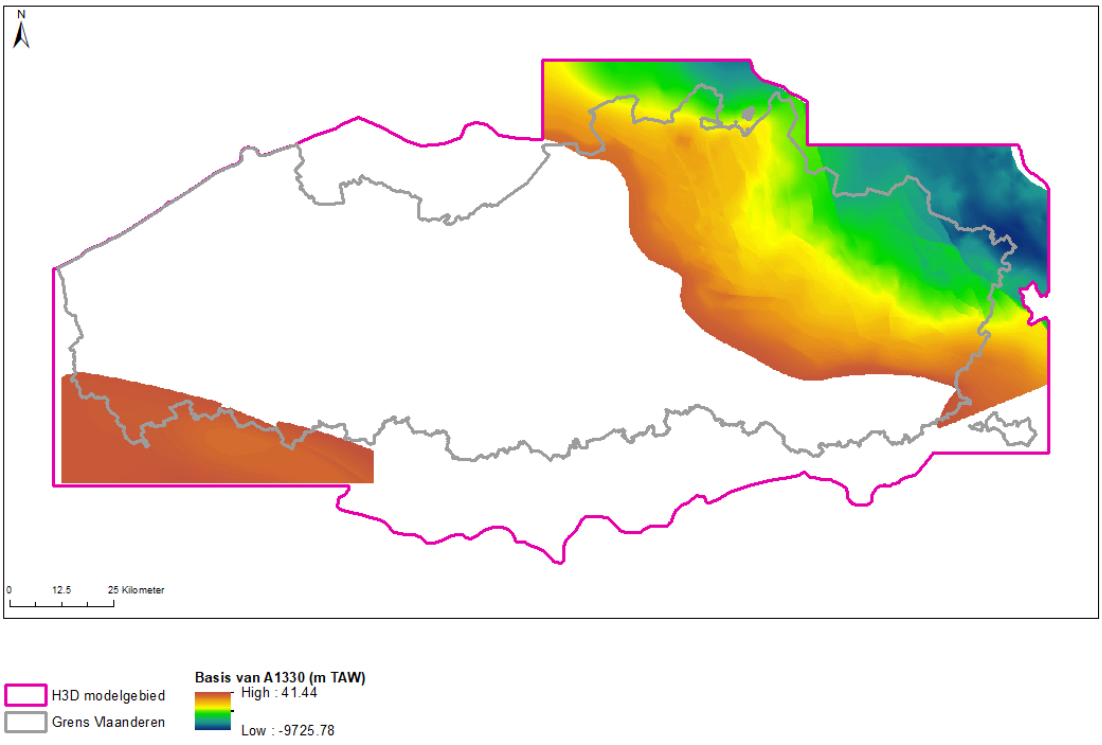


Basis Kolenkalk (incl. Wealdiaan) (A1320)

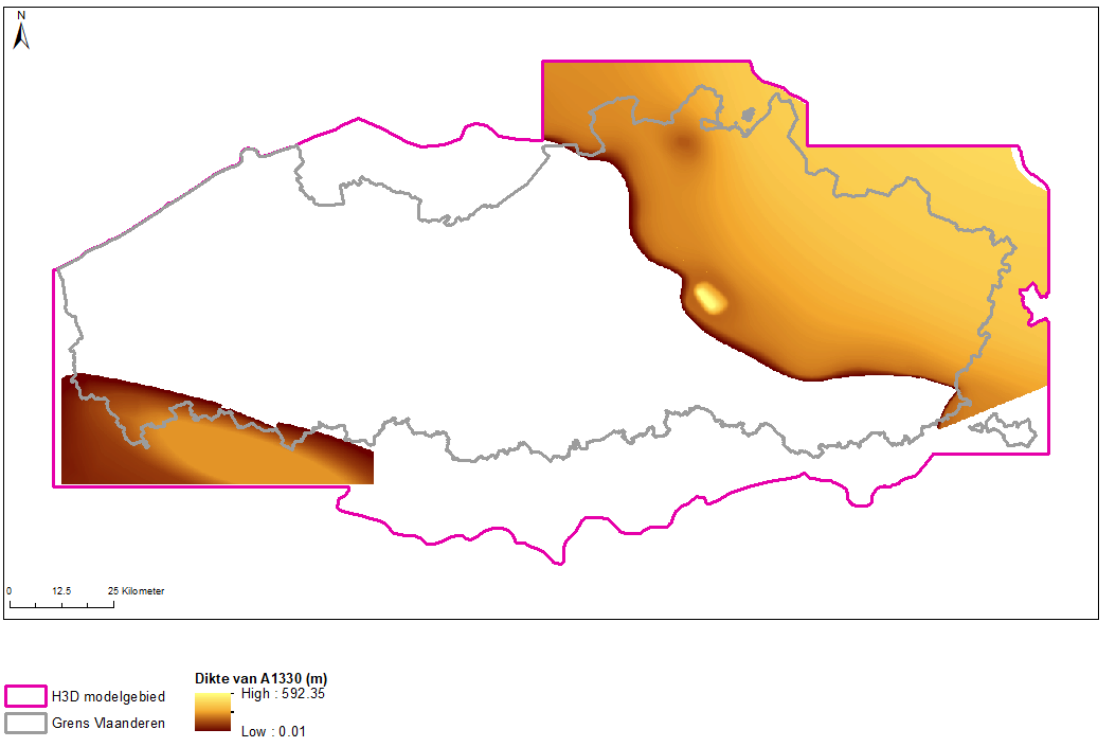


Dikte Kolenkalk (incl. Wealdiaan) (A1320)

Bijlage G2.13.3 A1330 Devoon

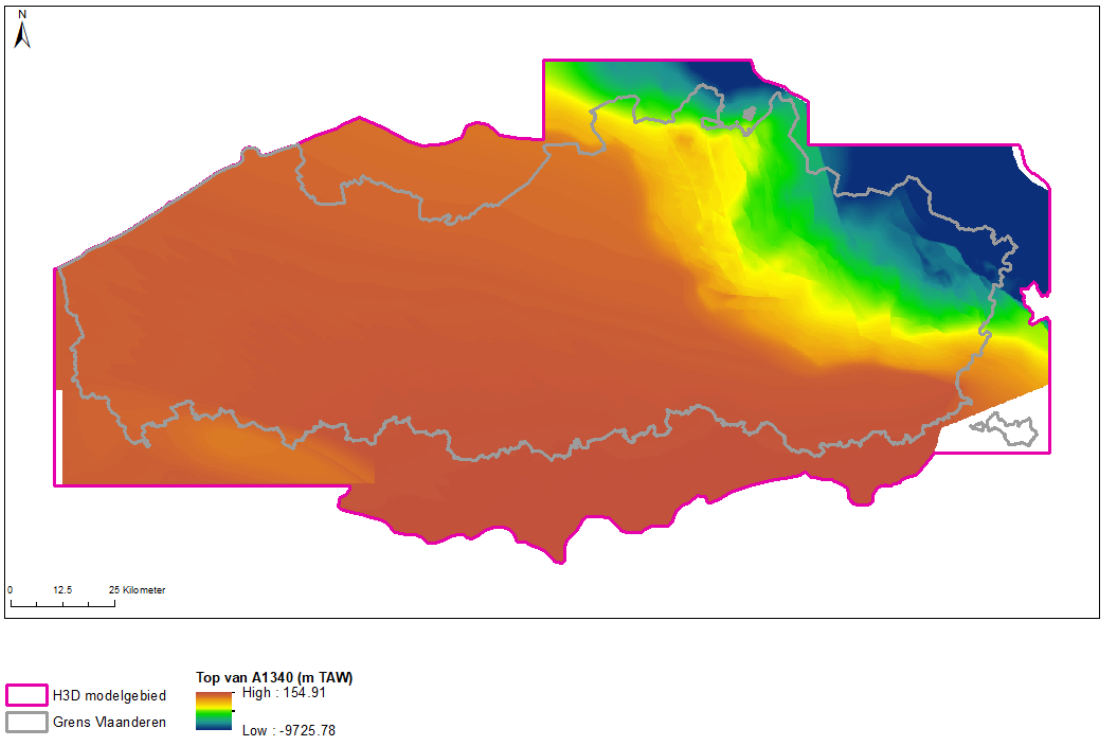


Basis Devoon (A1330)



Dikte Devoon (A1330)

Bijlage G2.13.4 A1340 Cambro-Siluur Massief van Brabant



Top Cambro-Siluur Massief van Brabant (A1340)